

## **Розділ 4. ЗАГАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ ІСТОРІЇ РОЗВИТКУ ЗЕМЛІ**

Сьогодні вчені небезпідставно вважають, що Земля виникла близько 4,5-5,0 млрд. років тому. За весь період свого існування вона пройшла складний процес еволюції, який призвів до формування сучасного вигляду земної поверхні, її внутрішніх і зовнішніх геосфер. Цей процес супроводжувався не тільки змінами в складі і будові власне Землі, але й атмосфери, гідросфери та біосфери. При цьому слід зазначити, що зміни у внутрішніх геосферах обумовлювали певну еволюцію зовнішніх сфер і навпаки. Саме цей діалектичний зв'язок розвитку кожної зі сфер зокрема і Землі, як природної системи планетарного рівня організації речовини, в цілому був, є і буде основною рушійною силою еволюції не тільки неживої природи, але й органічного світу також.

Сьогодні існує ще чимало дискусійних питань стосовно виникнення і розвитку нашої планети і життя на ній, які вимагають науково обґрунтованих пояснень, і чильне місце в даному випадку належить геології, як науці не лише про склад та будову Землі, але й про історію її розвитку.

#### **4.1. Проблема виникнення Сонячної системи і планети Земля**

Перші уявлення наукового характеру про виникнення Землі сформулювались у XVII-XVIII століттях, тобто припадають на період розвитку матеріалізму. Одним з перших, хто спромігся пояснити утворення Землі з врахуванням всіх досягнень тогочасної науки (законів Ньютона, матеріалістичного розуміння світу, тощо) був французький дослідник Ж.Д. Леклерк де Бюффон. Він висунув гіпотезу, згідно з якою Земля, і планети Сонячної системи в тому числі, утворилися внаслідок зіткнення Сонця з масивною кометою, в результаті чого від Сонця відокремились злистки речовини, які згодом застигли і утворили планети. Це була перша з так званих **катастрофічних** гіпотез виникнення планет Сонячної системи, які неодноразово пропонувалися і пізніше, але завжди зазнавали різкої критики. Основними недоліками цих гіпотез слід вважати: 1) вони тлумачили утворення планет, не пояснюючи при цьому як могло утворитися саме Сонце і Сонячна система, в той час як хімічний, а головне ізотопний склад, вік та інші особливості вказують на те, що планети і Сонце виникли з однієї і тієї ж речовини і, практично, одночасно; 2) надання народженню планет випадкового характеру, а не закономірного процесу.

Краще наукове обґрунтування мала гіпотеза німецького філософа І. Канта, опублікована ним у 1755 р. В її основі лежали уявлення про те, що матерія, яка наповнює Всесвіт, у первісному стані була розпорошена на елементарні часточки, які рівномірно заповнювали простір. Поступово, під впливом сил всесвітнього тяжіння, почали виникати центри скупчення матерії, одним з яких і було Сонце; одночасно матерія набувала і обертового руху. В подальшому з хмари пилу, яка оберталася навколо Сонця, утворилися планети.

Математично обґрунтував та вдосконалив гіпотезу Канта французький математик П.С. Лаплас у 1796 р. і від тоді вона стала називатися **гіпотезою Канта-Лапласа**. Згідно з уявленнями Лапласа, на початковій стадії формування Сонячної системи існувала газоподібна туманність, що оберталася та поступово ущільнювалася під впливом всесвітнього тяжіння. В центрі такої туманності знаходилося центральне згущення, з якого в подальшому утворилося Сонце. По мірі зростання ущільнення туманності та обертання від неї відокремлювалися кільця, які, у свою чергу, розпадалися з утворенням центральних згущень – зародків планет. На початкових стадіях розвитку планети та супутники повинні були мати вигляд розжарених газових куль, які згодом остигали, вкривалися твердою кіркою. Враховуючи зазначений механізм формування Сонячної системи та її планет, гіпотеза Лапласа дістала назву *“гарячої”* і впродовж усього ХІХ століття була основою для розробки моделей формування та розвитку Всесвіту. Проте, як з’ясувалось пізніше, ця гіпотеза була неспроможна пояснити механізм розподілу моменту кількості руху в Сонячній системі, що власне і зумовлює її існування як природного об’єкта надпланетного рівня організації природної речовини. Цей момент визначається як добуток маси тіла на відстань від центру системи та швидкість його обертання. Враховуючи механізм утворення Сонця і планет за схемою яку допускає гіпотеза Канта-Лапласа, випливає, що Сонце, яке володіє більше 90% всієї маси системи, характеризується також найбільшим моментом кількості руху. Насправді ж, внаслідок дуже повільного обертання Сонце володіє лише 2% загального моменту кількості руху, а 98% належить іншим планетам і, в першу чергу, планетам-велетням. Пояснити це протиріччя гіпотеза Канта-Лапласа була неспроможною. Перший крок у напрямку вирішення зазначеної проблеми був зроблений англійським астрономом Джінсом, який вважав, що планети утворилися зі згустку сонячної матерії відірваної від Сонця зіркою, яка проходила повз нього. Подібних поглядів дотримувалися також американські дослідники Ф.Мульгон і Т.Чемберлен, які вважали, що внаслідок проходження повз Сонця великої зірки виникли потужні припливи. Це спричинило відокремлення від

нього газів, які конденсувались у невеликі *планетезималі* (частки протопланетної речовини), які злипаючись утворювали астероїди та планети. Уявлення про планетезималі та їх утворення збереглися в науці і сьогодні, однак сама *гіпотеза Мультона-Чемберлена* була відкинута.

Принципово нові погляди на утворення планет закладені в *метеоритних*, або як їх ще називають "*холодних*", гіпотезах, серед яких найбільш вдалою і повною є *гіпотеза О.Ю. Шмідта*, розроблена у 1944 р.

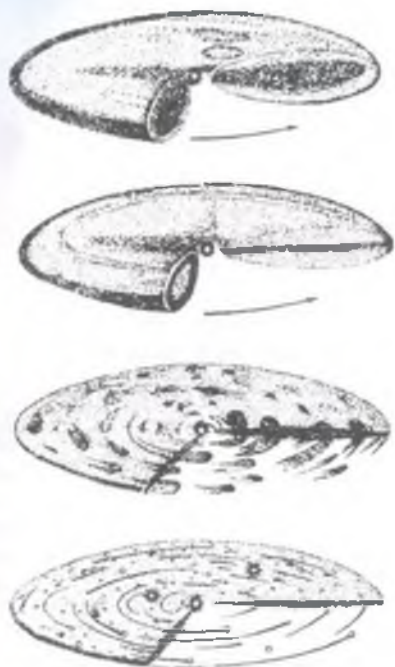


Рис. 4.1. Схема виникнення Сонячної системи за гіпотезою О.Ю.Шмідта

За цими гіпотезами, Сонце і планети утворилися з різних джерел. На одній зі стадій свого розвитку Сонце (походження якого не розглядається) захопило холодну газопилову туманність. Обертання останньої в сильному сонячному гравітаційному полі призвело до складного нерозподілу положення метеоритних часток за масою, щільністю та розмірами. В результаті цього частина метеоритів, відцентрова сила обертання яких виявилася слабшою за силу тяжіння, була поглинена Сонцем. В подальшому, при зіткненні метеоритів, почався процес *акреції*, тобто їх злипання, утворення більших за масою агрегатів і приєднання

до них дрібніших часток, що попадали в сферу їхньої гравітаційної дії. За такою схемою, згідно з гіпотезою О.Ю.Шмідта, відбувався процес формування планет та їхніх супутників з первинної метеоритної речовини (рис. 4.1). Проте, недолік цієї гіпотези

полягає у надзвичайно малій вірогідності захоплення Сонцем холодної газопилової (метеоритної) речовини та відсутності пояснень щодо утворення самого Сонця.

Результати дослідження Космосу, отримані протягом останніх десятиліть внесли значний вклад у дослідження проблеми походження Сонячної системи. При цьому відбулося, так би мовити, повернення на новому рівні до вихідних ідей Канта. Астрономам вдалось безпосередньо спостерігати процес зародження зірок з міжзоряної плазми, яка складається з газу та пилу ("пилова плазма"). Було також з'ясовано, що утворення зірок може відбуватися завдяки протидії магнітних полів і тиску газу та випромінювання лише вздовж зовнішніх спіральних рукавів галактик, у тому числі і нашої. Початок стиснення міжзоряної туманності може бути спричинений близьким вибухом "наднової" зірки (рис. 4.2). Про це свідчить наявність в Сонячній системі важких та надважких елементів і зокрема їхніх недовговічних радіоактивних ізотопів. Припускається, що ці ізотопи могли бути продуктами потужних ядерних реакцій, які відбуваються лише в результаті вибуху масивних зірок, перетворюючи останні в "наднові".

Коли Сонце досягло певних розмірів, в його надрах почалися термоядерні реакції з перетворенням водню в гелій. Для молодих зірок, особливо масивних, властивим є на даній стадії розвитку губити частину речовини у вигляді "зоряного вітру". Стосовно Сонця – це сонячний вітер. Прикладом такої зірки, яку мають можливість сьогодні спостерігати астрономи, може слугувати зірка Тільця, окутана щільною газопиловою туманністю. Навколо неї можуть утворюватися кільця на зразок кілець Сатурна. Космічна речовина кілець конденсується спочатку в планетезималі, а пізніше – у планети та їх супутники, які виникають навколо найбільших планетезималей. Протопланетна туманність, що обгортає Сонце, і саме Сонце на початкових стадіях існування Сонячної системи характеризувались швидким обертанням, але поступово магнітогідродинамічні сили сповільнили обертання Сонця та перерозподілили момент кількості руху в Сонячній системі.

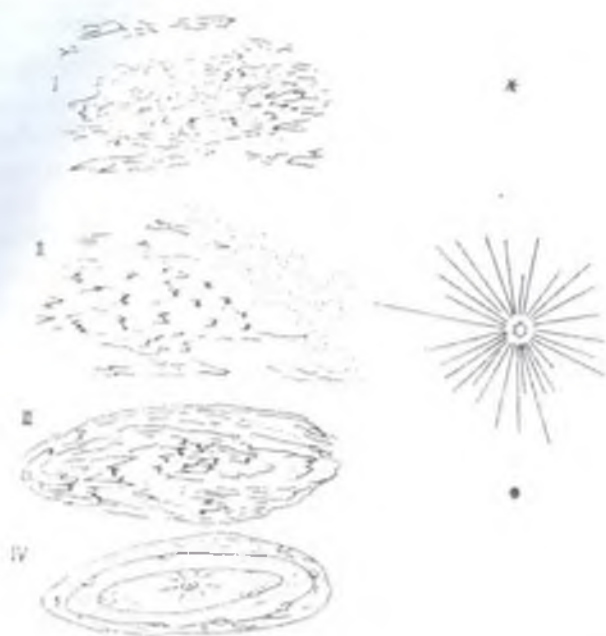


Рис. 4.2. Основні етапи еволюції протосонячної газопилової туманності (за В.О. Рудником і Е.В. Соболевичем)

**I етап** – первинна протосонячна газопилова туманність і зірка, яка в подальшому стала «надковою» (більше 4,7 млрд. років назад); **II етап** – протосонячна туманність в сфері дії «надкової» зірки (4,7 млрд. років назад); **III етап** – впорядкування протосонячної туманності, акреція «реліктової» речовини туманності і конденсація речовини (4,7 млрд. років назад); **IV етап** – перетворення центрального згустку в Сонце, початок формування Сонячної системи в цілому і планети Земля зокрема (4,6-4,5 млрд. років назад)

Таким чином, найвірогідніша схема утворення Сонячної системи включає наступні етапи:

- утворення Сонця і сплюснення міжзоряної газопилової туманності, яка обертається навколо нього під впливом близького вибуху «надкової» зірки;

- еволюція Сонця та навколосонячної туманності з передачею електромагнітним або турбулентно-конвективним шляхом моменту кількості руху від Сонця планетам;

- конденсація “пиллової плазми” у кільця навколо Сонця, а матеріалу кілець – в планетезималі;

- подальша конденсація планетезималей в планети;

- повторення подібного процесу навколо планет з утворенням їхніх супутників.

На сьогоднішній день вважається, що весь процес зародження планет у порівнянні з подальшою еволюцією Сонячної системи відбувався відносно швидко і його тривалість не перевищувала більше 100 млн. років.

Близькість до Сонця спричинила втрату внутрішніми планетами легких речовин, чому сприяли як високі температури, так і сонячний вітер. Це пояснює, в основному, залізо-силікатний склад планет, а також вторинне походження їхньої атмосфери, яка є продуктом дегазації надр цих планет. Згідно з даними вивчення ізотопного складу благородних газів (аргону та ксенону), формування атмосфери розпочалось близько 4,4 млрд. років тому, відповідно цю вікову межу можна також вважати початком утворення на Землі води. Саме з цього моменту, як вважають геологи, розпочався *догеологічний період* розвитку Землі.

## 4.2. Рання історія розвитку Землі

Впродовж близько 100 млн. років, як це вже зазначалось раніше, Земля знаходилася в стані акреції речовини газопилової туманності. На стадії *догеологічного періоду* процеси, які проходили на планеті та всередині неї, сприяли диференціації речовини, утворенню пробразу первинної кори основного складу, виділенню рідкого зовнішнього ядра та, відповідно, появи магнітного поля. Проте, слід зазначити, що до теперішнього часу неоднозначно тлумачаться питання послідовності диференціації речовини і

причин первинного розігріву Землі на догеологічній стадії її розвитку.

Впродовж тривалого часу однозначно вважалося, що Земля, а також інші планети внутрішньої групи, на ранніх стадіях їх формування складалися з суміші залізосилікатної речовини, з якої згодом відбулось виділення залізного ядра і силікатної оболонки – мантії. В останні десятиліття набула популярності версія, згідно з якою спочатку акумулювалося тугоплавка речовина ядра, основною складовою якого є залізо, а пізніше на нього нашаровувалась відносно легкоплавка силікатна речовина. Тобто процес диференціації первинної речовини відбувався за принципом концепції *гетерогенної акреції*, яка, на відміну від концепції *гомогенної* (однорідної) *акреції*, допускає послідовне нарощування речовини оболонок планети. Існує також і третя, так звана проміжна концепція згідно з якою спершу акумулювалося внутрішнє ядро, а утворення зовнішнього ядра відбулося вже в процесі диференціації мантії.

З питанням диференціації первинної земної речовини тісно пов'язані і питання причин первинного розігріву Землі, яка за "холодною" гіпотезою зародилась у холодному стані. Сьогодні можна назвати низку факторів, що спричинили розігрів планети. Це зіткнення планетезималей, яке супроводжувалося виділенням тепла; гравітаційна диференціація при виділенні ядра; розпад природно-радіоактивних елементів; тертя, спричинене твердими приливами обумовленими близьким розташуванням Місяця до Землі в порівнянні з сьогоdnішнім. Яка з цих гіпотез найближча до істини необхідно ще з'ясувати. Загадкою залишається також і ступінь розігріву протопланети на ранніх стадіях її існування. На думку В.С.Сафронова, температура в мантії прото-Землі могла досягати 1500°, а за розрахунками інших вчених температура у зовнішніх шарах планети була близькою до температури плавлення. Відповідно, це дозволяє припускати, що на поверхні планети могли в цей час виникати "океани магми" з якої відбувалася кристалізація первинної протокори базальтоїдного складу. Найвірогідніше, що разом з виділенням ядра і мантії відбулося формування тонкої та дуже пластичної літосфери, під якою знаходилася



розплавлена речовина астеносфери, що сприяло інтенсивним проявам магматизму, особливо в тих місцях де протоко́ра була пошкоджена падінням крупних метеоритів.

Інтенсивне бомбардування Землі численними метеоритами було дуже характерне для догеологічного періоду її розвитку. Падіння їх на протоземну поверхню сприяло розтріскуванню тонкої протоко́ри, виливанню на поверхню магми в результаті чого відбувалося звільнення останньої від значної кількості легких компонентів. Це мало важливе значення для формування атмосфери, яка в цей час була безкисневою та нагадувала щільну туманність, що огортала Землю.

**Геологічний період** розвитку Землі розпочався близько 4,0-3,5 млрд. років назад і складається з декількох етапів, які характеризуються не тільки певними стадіями формування земної кори і Землі в цілому, але й еволюцією атмосфери і гідросфери, а також розвитком життя.

Ранній етап, відомий під назвою *докембрійський*, є найтривалішим і охоплює період часу у віковому діапазоні від 3,5-4,0 млрд. років до 570 млн. років. У загальному вигляді цей етап поділяється на чотири крупних стадії: *доархейську*, або *катархейську*, віковий діапазон якої становить 4,0-3,5 млрд. років, *архейську* – 3,5-2,6 млрд. років, *ранньопротерозойську* – 2,6-1,7 млрд. років та *пізньопротерозойську* – 1,7-0,57 млрд. років. Всі ці стадії відрізняються структурним планом земної поверхні, палеогеографічною, палеокліматичною та палеогеодинамічною обстановками.

Впродовж *катархейського* часу відбувалося формування первинної земної кори і атмосфери. Механізм утворення цієї кори, а також її склад на теперішній час до деякої міри є дискусійні. Невідомим залишається була ця кора за складом сіалічною, подібною до сьогоднішньої континентальної, чи меланократовою (океанічною), складеною з основних магматичних порід. Припускається, що значна роль у формуванні протоко́ри належала процесу бомбардування протоземної поверхні малими та великими тілами метеоритів. Як зазначалось раніше, падаючи на поверхню вони руйнували первинну тонку і пластичну кору, яка утворилася на

ранніх стадіях остигання планети. Як наслідок, на протоповірхню виливалися значні кількості розплавленої речовини, яка нарощувала первинну кору. Одночасно відбувалось вивільнення значної кількості летких компонентів, що сприяло формуванню атмосфери, а пізніше й гідросфери, які поповнювалися продуктами дегазації магми при наступних вулканічних виверженнях. Так очевидно і відбувалось формування первинної кори Землі. За складом вона близька до гранітів та гнейсів за що її називають комплексом “сірих гнейсів”, але в порівнянні з “нормальними” гранітами містить менше кремнезему та калію. За численними даними, часом її появи слід вважати віковий рубіж близько 3,8 млрд. років назад. Окрім того необхідно додати, що “сірі гнейси” це перші гірські породи з утворення яких розпочався геологічний літопис розвитку нашої планети.

*Архейський* період характеризувався своєрідним “розтріскуванням” ще досить тонкої та пластичної кори. Через такі “тріщини” на поверхню виливалися нові порції базальтової, а згодом середнього та кислого складу магми, яка виповнювала довгі широкі прогини в земній корі. Вулканічна діяльність сприяла формуванню гірського рельєфу поряд з яким існували і первинні водні басейни де відбувалося накопичення уламкових осадових порід. Наприкінці архею відбулося регіональне проявлення гранітоутворення. Всі ці процеси сприяли формуванню зрілої континентальної кори на більшій частині площі сучасних материків. Під кінець архею на Землі вже існували ділянки з корою близькою за складом та будовою до континентальної кори, і, відповідно ділянки з океанічною протокорою, тобто вже існували протоконтиненти та протоокеани. Наявність у складі архейських розрізів уламкових порід (конгломератів, гравелітів, пісковиків, глинистих утворень), свідчить, що моря вже тоді були заповнені водою, тобто виникли сприятливі умови для зародження життя. Сьогодні відомі сліди органічного життя в архейський час, вони виявлені в породах віком 3,4-3,5 млн. років. Це були найпростіші представники органічного світу *прокаріоти* – організми позбавлені внутрішньої структури клітин, в яких не було ядра, і ДНК не могла групуватися в дискретні хромосоми. Характерними їх представ-

никами є бактерії та синьо-зелені водорості. Найдревніші сліди життєдіяльності синьо-зелених водоростей виявлені в Австралії (район Пілбара), у гірських породах вік яких становить близько 3,5 млрд. років. На наявність в архей органічної речовини може вказувати також присутність в породах графіту, який можливо є результатом конценрації організмами вуглецю. Разом з тим не слід відкидати також ймовірність абіогенної (хемогенної) природи графіту, який присутній у породах ранньоархейських метаморфічних комплексів.

Незважаючи на присутність в архейських протоморях органічної речовини кількість кисню у тогочасній атмосфері ще була незначною. У її складі все ще переважали метан, аміак, вуглекислий газ і водяна пара.

Архейська протогора була своєрідною основою на якій у подальшому формувалися геологічні споруди континентів пізніших періодів. Сьогодні фрагменти цієї кори доступні для вивчення в межах *щитів* – ділянок сучасної поверхні Землі, складених породами докембрійського віку. Такі щити є на всіх континентах. В межах території України знаходиться Український щит, який являє собою вихід кристалічних порід докембрію, що простягається від Полісся до Азовського моря. Архейські породи, які складають окремі частини щита відслонюються на Побужжі, правобережжі Дніпра та у Приазов'ї, де їх можна спостерігати по берегах таких рік як Південний Буг, Синюха, Дніпро, Базавлук, Сура, Конка, Берда, а також їх численних приток та балок.

Впродовж *ранньопротерозойського етапу* практично завершилося формування земної кори. На початку протерозою ще недостатньо стійка архейська кора була розбита планетарними розломами на низку блоків, розділених своєрідними западинами. Самі западини являли собою опущені ділянки земної кори, в межах яких відбувалося інтенсивне проявлення вулканізму і нагромадження уламкового матеріалу, принесеного потоками з сусідніх піднятих територій. Під кінець нижнього протерозою (в інтервалі 2,0-1,7 млрд. р.) ці ділянки зазнали підняття, яке супроводжувалося інтенсивним зім'яттям сформованих в них порід та потужним гранітоутворенням. Ці процеси сприяли нарощуванню

континентальної кори, яка тоді вже займала близько 80% площі її сучасного поширення. Окрім того всі уламки архейської континентальної кори завдяки розвитку регіональної гранітизації наприкінці раннього протерозою були спаяні в єдиний суперконтинент, який називають *Мегагея* ("велика земля") або *Пангея-1*. На тій частині земної кулі, де континентальна кора була відсутня, існував океан – *Мегаталасса* ("велике море"), який займав територію поверхні Землі з океанічним типом кори. Припускається, що цей океан за площею перевищував Тихий, але значно поступався сучасним океанам за глибиною так як збільшення об'єму гідросфери за рахунок дегазації мантії в процесі вулканічної діяльності продовжувалось і впродовж всієї подальшої історії розвитку Землі. В океані інтенсивно продовжували свій розвиток прокаріотичні організми і особливо синьо-зелені водорості. Під впливом їхньої життєдіяльності і завдяки фотосинтезу вміст кисню в атмосфері наприкінці раннього протерозою різко збільшився і її склад наблизився до сучасного. Фізико-хімічні умови басейнів осадконагромадження сприяли накопиченню великої кількості оксидів заліза, що привело до формування унікальних за розмірами та запасами покладів руд цього металу. Ще однією особливістю ранньопротерозойської стадії було формування великої кількості карбонатних порід, що також свідчить про різкі зміни в хімізмі гідросфери, порівняно з архейською. Рельєф поверхні континентів характеризувався високим ступенем розчленування, а клімат нагадував клімат сучасних субтропічних зон, на що вказує велика кількість у розрізах нижнього протерозою уламкових кварцових порід, таких як конгломерати, гравеліти та пісковики. Поверхня суходолу була густо помережена долинами тимчасових водотоків, по яких в басейни осадконакопичення зносився уламковий матеріал. Серед цих басейнів були басейни відкритого типу, подібні до сучасних морів, а також такі, що нагадували закриті лагуни та озера з мінливою солоністю води. Наприкінці ранньопротерозойської стадії, яка характеризувалася підвищенням температурного режиму Землі, широко проявився метаморфізм порід, потужний магматизм у формі гранітоутворення та виверження вул-

канів тріщинного типу, а також сформувалися численні розломи та складчасті споруди.

Ранньопротерозойські породи складають окремі ділянки Українського щита на Волині (відслонюються по берегах рік Гетерів, Случ, Смолка), Кіровоградщині (скельні береги Інгула, Інгульця, Вісуні та інших рік і річок), у Приазов'ї (басейни рік Берди, Обіточної, Мокрої Яли та інших). До утворень цього етапу належить унікальний за запасами залізних руд Криворізький залізорудний басейн.

Протягом *пізньопротерозойського* часу (1,7-0,57 млрд.р.) інтенсивність ендегенних процесів зростає, що привело до поступового розколювання протоконтиненту Мегатея. В зонах глибинних розломів, завдяки різноманітним рухам земної кори, формувалися глибоководні прогини, що дістали назву *геосинкліналей*, а в межах спокійних ділянок Землі, де рухи кори були практично відсутні – *платформи*. Геосинклінальні прогини ділили протоконтинент на низку гігантських за розмірами брил з континентальним типом кори. Ці брили згодом стали зародками сучасних континентів. Найбільша серед них утворилася наприкінці протерозою. Вона знаходилася в південній півкулі і послужила основою для формування суперконтиненту *Гондвана*. Брили північної півкулі з'єдналися в одну аж у пізньому палеозої, утворивши другий суперконтинент *Лавразію*. Розділялися ці континенти океаном *Палеотетис*, який знаходився приблизно на широті сучасного Середземного моря (рис. 4.3).

В пізньопротерозойських океанах, морях, лагунах і озерах тривала еволюція органічного світу. З'явилися перші *еукаріоти*, які на відміну від архейських прокаріотів мали ядро, характеризувалися складною внутрішньою структурою та наявністю хромосом, а також багатоклітинні організми (рис. 4.4).

Широкий розвиток у протерозої організмів сприяв формуванню нарівні з теригенними осадками органогенних карбонатних порід – доломітів. В пізньому протерозої суттєвих змін зазнав і клімат Землі, він став контрастним і набув рис зональності. Сьогодні є відомості, які свідчать про наявність впродовж пізнього протерозою трьох періодів зледеніння. Все це знаменувало пе-

рехід Землі до суттєво нової стадії геологічного розвитку, яка відома під назвою – *фанерозой*.



Рис. 4.3. Положення суперконтинентів на земній кулі в пізньому палеозой

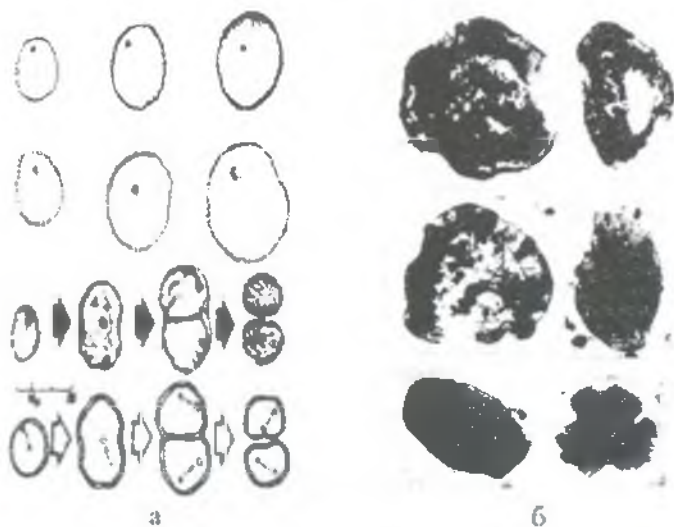


Рис. 4.4. Характерні представники органічного світу докембрію.  
а – мікрофосіли виявлені Дж. Шопфом в архейських породах Австралії, б – мікрофосіли з протерозойських порід Криворізького залізорудного басейну виявлені В.Рябенком і Т. Міхницькою.

### 4.3. Загальні риси історії розвитку Землі у фанерозої

Нижньою віковою межею **фанерозойського періоду**, або як його називають – фанерозойського еона (*eon* – це відтинок часу тривалістю сотні мільйонів років), служить цифра 570 млн. років, і триває він досі. Даний період характеризується інтенсивним розвитком життя на Землі. В перекладі з латинської мови фанерозой означає – видиме життя (від лат. “*фанерос*” – *явний, видимий*, “*зой*” – *життя*).

Фанерозойський еон, залежно від ступеню еволюції органічного світу, а також від характеру загального розвитку інших сфер Землі, поділяється на три ери (*era* – це відтинок часу, який відповідає певному етапу геологічної історії Землі і, особливо, розвитку життя на ній): палеозойську, мезозойську та кайнозойську (табл. 4.1).

**Палеозойська ера**, що в перекладі означає древнє (“*палеос*”) життя, характеризується тривалістю 320-325 млн. років і поділяється на шість періодів (*період* – це відтинок часу тривалістю в декілька десятків мільйонів років, який характеризується значними змінами границь та поширення морських басейнів і континентів, а також видового складу фауни і флори): кембрійський, ордовіцький, силурійський, девонський, кам'яновугільний (карбоновий) та пермський.

Характерною особливістю палеозойського етапу є широкий розвиток окраїнних морів і острівних дуг. Органічний світ палеозойських морів на відміну від органічного світу докембрію був більш високоорганізований (рис. 4.5).

В ранньому палеозої, який включає кембрійський, ордовіцький і силурійський періоди, з'явилися і набули широкого розквіту безхребетні організми, які мали хітиново-фосфатний і валнистий зовнішній або внутрішній скелет. Найбільшого поширення серед них набули археосіати, трилобіти, граптоліти, брахіоподи, киш-

ковопорожнинні, голкошкірі та головоногі молюски (наутилоїдеї). В значно меншій кількості у ранньопалеозойських морях проживали губки, моховатки, пелециподи та інші безхребетні. Світ хребетних на початку палеозою був представлений так званими панцирними (безщелепними) рибами (рис. 4.6) і тільки з'явилися риби з хрящовим внутрішнім скелетом.

Таблиця 4.1

**Основні вікові підрозділи в історії Землі  
(геохронологічна шкала)**

Еон (еонотема)	Ера (ератема)	Період (система)	Нижня вікова межа, млн. р.	Індекс
Фанерозой	<i>Кайнозойська</i>	Четвертинний	1,8	Q
		Неогеновий	23,8	N
		Палеогеновий	65	P
	<i>Мезозойська</i>	Крейдовий	135	K
		Юрський	205	J
		Тріасовий	245	T
	<i>Палеозойська</i>	Пермський	295	P
		Кам'яновугільний (карбонівний)	360	C
		Девонський	410	D
		Силурійський	435	S
Ордовіцький		500	O	
		Кембрійський	570	E
Криптозой (докембрій)	<i>Протерозой верхній</i>		1700	PR <sub>3</sub>
	<i>Протерозой середній</i>		2000	PR <sub>2</sub>
	<i>Протерозой нижній</i>		2600	PR <sub>1</sub>
	<i>Архей верхній</i>		3150	AR <sub>3</sub>
	<i>Архей середній</i>		3400	AR <sub>2</sub>
<i>Архей нижній</i>		3500 — 4000	AR <sub>1</sub>	



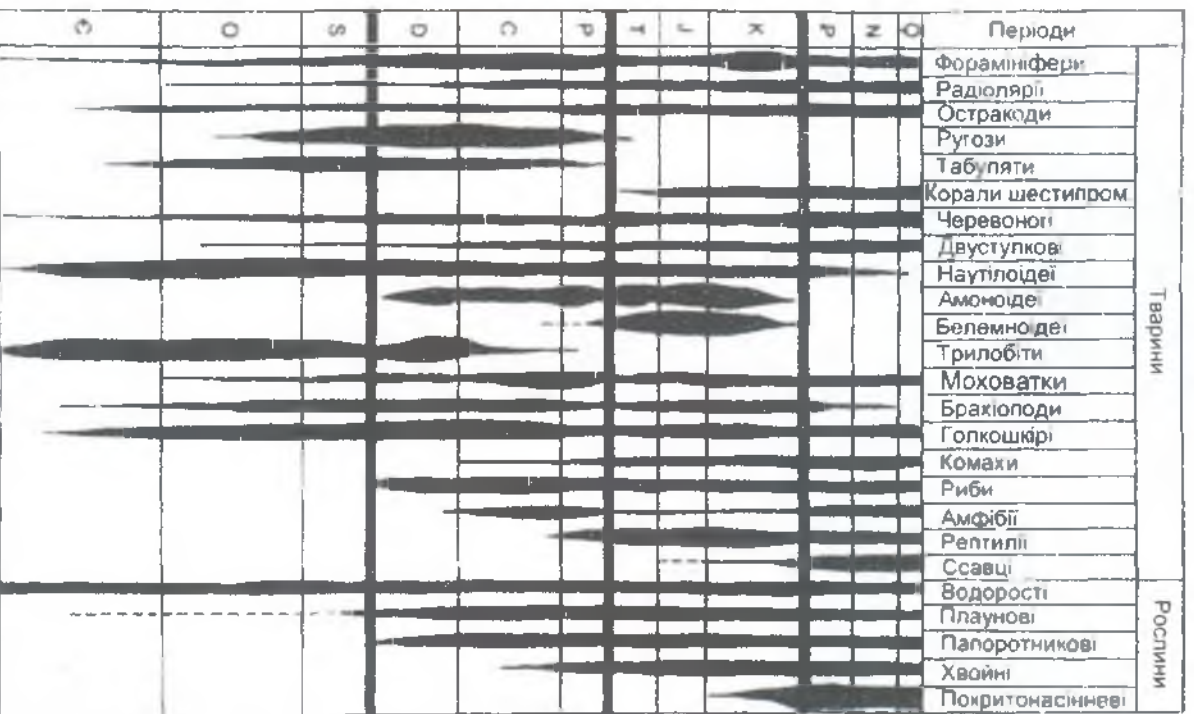


Рис. 4.5. Схеми розвитку органічного життя на Землі на I В. Вольфа-Мюллера



*Рис. 4.6. Характерні представники тваринного світу раннього палеозою: а – скелет археоціат; б – трилобіт; в – корал; г – головоногий молюск; д, е, с, ж – безщелепні риби.*

Основними представниками рослинного світу в ранньому палеозої були синьо-зелені водорості, лишайники та гриби. Наприкінці силурійського періоду з'являються перші наземні вищі рослини – псилофіти, котрі започаткували вихід тваринного і рослинного світу на суходіл, який активізувався у пізньому палеозої, тобто в девонський, карбоний та пермський періоди. В девонських морях продовжували інтенсивно розвиватися колоніальні та поодинокі корали, круп-

ні форамініфери, голкошкірі. В прісноводних і слабо солоних басейнах еволюціонують двостулкові та червононогі молюски. Колоніальні корали разом з моховатками були основними будівничими рифів пізньопалеозойських морів, в яких активно množилася кількість кісткових, хрящових та панцирних риб. Останні належали до хижаків. Вони мали щелени з гострими зазубреними кістковими пластинами, а частина тіла та голова були покриті кістковим панцирем.

Представники цієї групи риб вимерли в кінці девонського періоду, а замість них з'явилися хрящові акули та скати. Кісткові риби поклали початок розвитку променевоперих, двоякодишаючих і кистеперих риб. Останні володіли добре розвиненими плав-

никами, які нагадували кінцівки земноводних (амфібій) і вважаються їх прямими нащадками.

На суходолі в девоні з'явилися перші комахи, гігантські скорпіони і стегоцефали – перші чотириногі хребетні земноводні, які досягли розквіту у кам'яновугільному періоді. В середині пізнього палеозою з'являються перші плазуни – рептилії, які мали на тілі роговий покрив і відкладали яйця. Серед них були як трав'ядні, так і хижаки. Особливо інтенсивного розвитку плазуни набули у пермському періоді. Тоді вже існували такі хижаки як іно-странцевії, а також трав'ядні парейзаври та морські рептилії – мезозаври.

Пізній палеозой знаменитий інтенсивним розвитком рослинного світу. На початку девону з'являються псилофіти з корінням, стеблом і листям, а в середині девонського періоду – вищі рослини, серед яких вже були членистостеблові, плауновидні, папороті та голонасінні. Особливо широкого розвитку набули папороті. В кам'яновугільний період значні простори суходолу були покриті лісами в яких росли велетенські, до 50 м заввишки, деревовидні хвої, плаунові та папоротеві. В цей час з'явилися папоротеві голонасінні (кордаїти), плауноподібні (сигілярії і лепідодендрони), членистостеблові (каламіти) а також хвойні, які прогресували у пермський період (рис. 4.7).

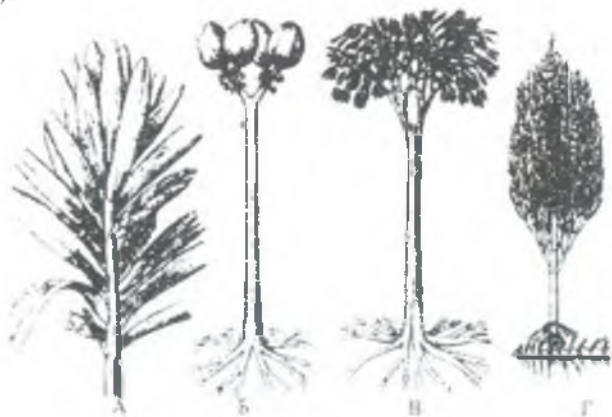


Рис. 4.7. Типові рослини кам'яновугільного періоду.

А – кордаїт, Б – сигілярія, В – лепідодендрон, Г – каламіт.

Таким чином, пізній палеозой – це час кардинальних змін у рослинному та тваринному світі нашої планети, який ознаменувався пристосуванням багатьох організмів і рослин до існування на суходолі, у воді та повітрі, а також появою рептилій і значному збільшенню в атмосфері кисню за рахунок збільшення на Землі біомаси.

Палеозойська ера відзначилась також і еволюцією поверхні Землі. Під дією внутрішніх та зовнішніх процесів відбувалось прогинання окремих ділянок земної кори, на місці яких формувались глибоководні басейни, де відбувалось нагромадження уламкового матеріалу, що зносився численними потоками з суходолу, а також інтенсивні вулканічні виверження. Поступово ці прогини заповнювалися теригенними, хемогенними, органогенними і вулканогенним відкладами, які згодом перетворювалися в гірські породи. Опускання земної кори з часом змінювалося висхідними рухами і на місці прогинів утворювалися ланцюги гірських областей. Так в ранньому палеозой утворилися гори Скандинавії, Британії, Алтаю, Шорії, Кузнєцького Алатау, Західних Саян, Західної Губи, Північної Монголії, південно-західного Забайкалля, Західного і Північного Казахстану та Північного Тянь-Шаню. Утворення цих гірських областей призвело до своєрідного “зпаювання” брил континентальної земної кори в північній півкулі Землі і формування суперконтиненту Лавразія. В пізньому палеозой продовжувалось “нарощування” суперконтинентів Гондвани і Лавразії за рахунок закриття морських басейнів шляхом підняття окремих ділянок земної кори і формування нових гірських областей. Так наприкінці палеозой утворилися Урал, Тянь-Шань, Піреней, гори північної та крайньої південної частин Африки, на сході Австралії і на заході Південної Америки.

Гороутворення супроводжувалось складними деформаціями земної кори, утворенням серій глибинних розломів, а також широкими проявами гранітоїдного магматизму. Розломи слугували каналами для підняття на поверхню магми, частина якої застигла безпосередньо в земній корі, а частина у вигляді лави, покривала значні території поверхні планети. Ці процеси сприяли “зпаюванню” утворених під кінець протерозой окремих “брил”

континентальної земної кори, що привело до формування на заключній стадії палеозойського етапу розвитку Землі єдиного величезного материка, відомого під назвою – *Пангея*.

У межах України палеозойські відклади складають так звану Дніпровсько-Донецьку западину, яка займає територію Придніпровської низовини, поширені вони також на Волині і Поділлі, а палеозойське гороутворення закарбувалось у формуванні Донецького кряжу. Потужні поклади вугілля в Донбасі і Львівсько-Волинському басейні також належать до утворень палеозойської ери, а у червонобарвних пісковиках Придністров'я присутні скам'янілі рештки риб девонського періоду.

*Мезозойська ера* почалася 245 млн. років і закінчилася 65 млн. років тому. Вона поділяється на три періоди (знизу догори): *тріасовий, юрський та крейдовий* (табл. 4.1) і характеризується оновленням тваринного і рослинного світу, що було спричинено суттєвими змінами палеогеографічної обстановки на планеті (рис. 4.8, 4.9).

В мезозої серед безхребетних панівне положення належало головоногим моллюскам, так званим амоноїдеям та белемноїдеям, які з'явилися в тріасовий час, а досягли апогею свого розвитку в юрський та крейдовий періоди. В мезозойських мо-



Рис. 4.8. Палеоландшафт початку мезозойської ери.

1-2 – цикадофіти; 3 – хвойні; 4 – папороть, 5 – хаощ; 6 – лабіринтодонт (*Mastodonsaurus*)

рях мала місце велика кількість рифів, створених шестипроменевими коралами, які досягли розквіту наприкінці юрського періоду, а також дуже були поширені пелєциподи, іноцерами та голкошкірі, особливо морські їжаки з міцним панциром. Серед морських хребетних з тріасового періоду інтенсивно розвивалися кісткові риби. Морські плазуни мезозойської ери були представлені

іхтіозаврами, плеріозаврами та іншими представниками цієї групи фауни. Гігантські рептилії також панували і серед хребетних суходолу. Довжина деяких динозаврів (диплодоків, брахіозаврів) досягала 30 м, а маса перевищувала 45-50 т. Рептилії, серед яких найбільш характерними були представники літаючих ящурів – птерозаврів опанували також і повітряний простір. Через таке заселення Землі різноманітними ящурами, які бігали, повзали, скакали, плавали, літали мезозойську еру ще називають ерою рептилій. Наприкінці тріасового періоду з'явилися перші примітивні ссавці. Вони були малочисельними, невеликих розмірів і, відповідно, не могли скласти конкуренцію великій армії рептилій. Під кінець юрського періоду появляються перші птахи, так звані археоптерикси, а в крейдовий вже існували кілегруди та гладкоруді птахи, прямі пращури сьгоднішніх птахів.



Рис. 4.9. Характерні представники фауни мезозойської ери.

1 археоптерікс; 2-3 - динозаври; 2 - *Stegosaurus*, 3 - *Diplodocus*; 4-5 - морські плазуни: 4 - *Ichthyosaurus*, 5 - *Cryptocleidoceras*; 6-8 - головоногі молюски: 6, 7 - амоніти, 8 - белеміт.

Суттєвої еволюції в мезозої зазнав і рослинний світ. В тріасовий період появляються важливі групи голонасінних, хвойних, гінкових і цикадових рослин, які досягли максимального розвитку в юрський період, а вже в крейдовий вони почали поступатися покритонасінним,

які завоювали суходоли планети в кайнозойську еру. Мезозойська ера – це не тільки ера оновлення органічного світу Землі, але й ера масового вимирання окремих груп організмів. Особливо це проявилось на межі мезозою і кайнозою, коли за відносно короткий час вимерло багато груп тварин і рослин. Причина такого вимирання до сьгоднішнього часу залишається нерозгада-

ною. Стосовно цього питання існує дві, суттєво полярних гіпотези. За однією з них, більш високоорганізовані групи витіснили і знищили менш організованих. Важлива роль при цьому належала зміні палеогеографічних умов, наприклад таких як різке збільшення площі суходолу. Друга гіпотеза на чільне місце висуває катастрофічні процеси, наприклад падіння метеоритів. Це могло спричинити різку зміну температури повітря і води, змінити склад атмосфери, рівень сонячної радіації, тощо. Слід зазначити, що обидві гіпотези мають право на існування і пошуки науково обґрунтованих доказів тої або іншої є актуальними сьогодні. Проте беззаперечним є факт суттєвої зміни в мезозойській структурі земної кори та палеогеографічної обстановки на планеті.

На ранньому етапі мезозойської ери, у триасі, ще існувала Пангея-2, але вже на кінець триасового початку юрського періоду вона розкололася на Лавразію та Гондвану, внаслідок виникнення субширотного океану Тетіс (рис. 4.10), який простягався від Центральної Америки до Індокитаю та Індонезії. На заході та на сході він сполучався з Тихим океаном. Океан Тетіс включав також і Центральну Атлантику. Розкриття Південної і Північної Атлантики відбулося відповідно на початку і наприкінці крейдового періоду. Так на завершення мезозою вже окреслилися контури Атлантичного океану.

В пізньоярський час зародився Північний Льодовитий океан, розкриття якого відбувалося від Північної Америки до Євразії. В цей же час прискорився і розпад Гондвани, яка потужними розломами в земній корі була розділена на окремі "брили", що стали в подальшому Африкою, Індією і Південною Америкою, з однієї сторони, і Антарктидою з Австралією, з іншої. Між ними утворився вузький морський басейн, подібний до сьогоденішнього Червоного моря, який пізніше був трансформований в Індійський океан. Наприкінці мезозою набули сучасних обрисів практично всі континенти та океани Землі.

В мезозойських морях і океанах відбувалось накопичення теригенних, хемогенних, органогенних та вулканогенних осадків. Найактивніше ці процеси відбувалися в западинах, які знаходилися на місці теперішніх Північно-Американських Кордильєр,

Верхояно-Чукотської області, Далекого Сходу і Індокитаю. Під кінець мезозою в межах цих прогинів земної кори переважали висхідні рухи, що обумовило трансформацію їх в гірські країни.

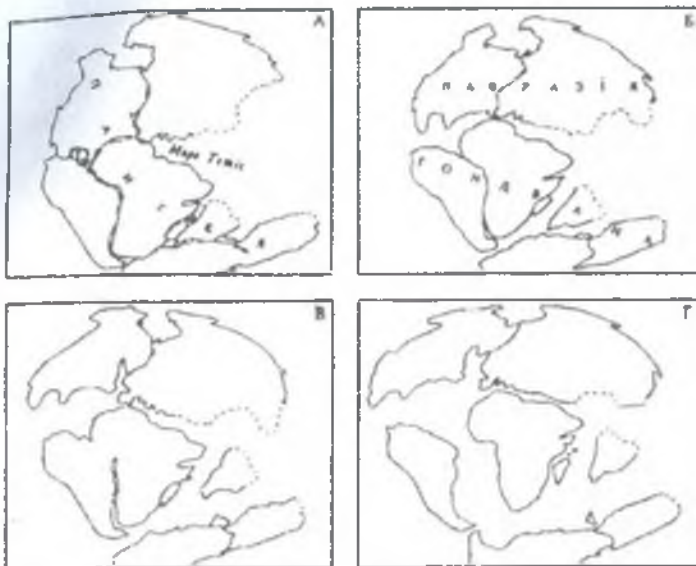


Рис. 4.10. Схема формування материків та океанів впродовж палеозой-мезозойського часу (розпад Пангеї) (за С. А. Морозом)

А – наприкінці пермського періоду; Б – наприкінці тріасового періоду; В – наприкінці юрського періоду; Г – наприкінці крейдового періоду

В межах території України мезозойські відклади поширені на Волині, Поділлі, а також перекривають більш древні утворення на півдні країни. Породами мезозойського віку складена більша частина рівнинного Криму, а Кримські гори є результатом проявлення мезозойського гороутворення на території нашої держави.

**Кайнозойська ера** розпочалася близько 65 млн. років назад і триває досі. До її складу входять *палеогеновий* (тривалістю від 65,0 до 23,8 млн. р.), *неогеновий* (23,8 – 1,8 млн. р.) і *четвертинний, або антропогеновий* (1,8 – сьогодні) періоди. Незважаючи на те, що наприкінці мезозойської ери сформувалися в загальному



вигляді всі існуючі сьогодні континенти та океани, основні риси рельєфу нашої планети, а також тваринний і рослинний світ у кайнозой зазнали суттєвих еволюційних змін.

У кайнозойську еру поступово вимирають амоніти та белемніти, а також морські і наземні рептилії. Їх місце займають інші організми. Серед морських безхребетних широкого розвитку набувають головоногі (гастроподи) і двостулкові (пелециподи) молюски, а серед найпростіших – форамініфери. Прогресували також рифоутворюючі шестипроменеві корали, голкошкірі, а також кісткові риби, які зайняли домінуюче положення в кайнозойських морях.

На початку палеогенового періоду, коли після масового мезозойського вимирання з плазунів залишилися тільки змії, черепахи та крокодили, почали інтенсивно поширюватися ссавці. Спершу це були представники примітивної індрикотерісної фауни, які поступились місцем більш високоорганізованим шлунковим, копитним, хоботним, гризунам, комахоїдним тощо. В неогеновий період з'явилися ведмеді, носороги, бики, мастодонти, слони, гіпаріони, в тому числі і коні, а також людиноподібні мавпи. Сучасного вигляду набули птахи, а в морях домінували акулкові та кісткові риби, а також кити і дастоногі. Межа неогену і антропогену характеризувалася розвитком тваринного і рослинного світу, пристосованого до умов холодного клімату, як результату значних зледенінь. У цей час з'явилися мамонти, вовки, олені, лосі та інші представники хребетних, більшість з яких складають тваринний світ сьогодення. В зв'язку з тим, що значні простори сходу були покриті трав'яною рослинністю широкого розвитку досягли комахи, а завершувала еволюцію органічного світу кайнозою поява людини. Предок людини – дріопітек існував вже близько 20 млн. років назад. Його, близько 10-12 млн. р. назад, змінив рамапітек, а перший гомінід – австралопітек, появився на Землі близько 1,5-3 млн. років назад (рис. 4.11). Слід також зазначити, що сучасна людина, яка вже володіла вогнем і першими знаряддями праці, з'явилася впродовж гривалої (близько 1 млн. р.) еволюції неандертальців близько 40-35 тис. років назад.



а



б

*Рис. 4.11. Предки людини  
а — рамапитек; б — австралопитек.*

Рослинний світ кайнозою характеризувався переважаючим поширенням покритонасінних, а також розвитком флори тропічного і помірного кліматичних поясів. У палеогеновий період вічнозелені тропічні пальми та кипариси займали значні простори в межах середньої Європи. Для більш північних районів характерними представниками палеогенової флори були дуб, бук, платан і хвойні. В неогеновий період завдяки глобальному похолоданню в середніх широтах земної кулі флора набула сучасного складу. Тут переважали береза, клен, дуб, бук, вільха та інші відомі нам сьогодні представники рослинного світу.

Становлення біологічного тренду кайнозойської ери було прямо підпорядковане зміні геоісторичних подій на планеті, які визначали контури та положення морів, океанів і континентів. Незважаючи на те, що наприкінці мезозойської ери, як це вже неодноразово зазначалось, в загальних рисах оформилися всі теперішні океани та континенти і загальний вигляд поверхні Землі наблизився до сучасного, ще не існували такі гірські системи, як Карпати, Гімалаї, Памір, Анди, Альпи і інші. Протягом пізньо-

крейдового та ранньопалеогенового періодів земна поверхня характеризувалася рівнинним рельєфом майже на всій території суходолу, і тільки з середини палеогену розпочалося гороутворення, яке досягло кульмінації в неогеновий період. Цей період становлення Землі ще називають *геоморфологічним етапом*.

Впродовж кайнозою в результаті зближення Африки та Європи завершується закриття океану Тетис. На його місці утворюється Альпійсько-Гімалайська гірська область з реліктовими морями типу Середземного. В палеогеновий час відбувається відокремлення від Східної Антарктиди Австралії, а близько 38 млн. років тому Індія приєднується до Євразії та виникають гірські споруди Центральної Азії. Неогеновий період характеризувався проявленням значних за площею висхідних вертикальних рухів, що обумовлювало піднімання земної кори і зменшення морських басейнів. Впродовж майже всього неогену в північній півкулі панував континентальний режим. Прогинанню земної кори та затопленню морськими водами підлягали райони Середньої Азії, Передкавказзя, західної та південної частини Східної Європи, а також західної частини Північної та Південної Америки. Проте цей процес був відносно короткотривалим і наприкінці неогену ці території зазнали піднімання, в результаті чого сформувалися Альпи, Балкани, Карпати, Кавказ, Памір, Гімалаї, Корякський і Камчатський хребти, Берегові хребти Північної Америки та Анди.

Коливальні рухи земної кори тривали і у четвертинний (антропогеновий) період, що призводило до почергового затоплення водами Світового океану певних ділянок континентів та їх осушення. Райони, де рухи земної кори були особливо активними (райони гірських областей), характеризувались інтенсивною вулканічною діяльністю, яка зумовлювала накопичення потужних товщ вулканогенних порід і формування своєрідного вулканічного рельєфу. Так утворився наприкінці неогену Вулканічний, або Вигорлат-Гутинський хребет Карпат, Камчатських хребет та інші. Наслідком проявлення неоген-четвертинного вулканізму є архіпелаг вулканічних островів у Тихому океані прикладом яких можуть бути Курильські та Японські острови.

Суттєві зміни геоморфології планети впродовж кайнозойської ери позначилися і на еволюції клімату, який вже носив характер зонального. В палеогеновий час зони тропічного і субтропічного клімату досягали широти Південної України, Північного Передкавказзя, Нижнього Поволжя, Північна Європа, Гренландія, Шпіцберген знаходились в зоні помірного клімату, який також був характерним для Аляски та північної частини Азії. Припускається, що у палеогені арктичної зони в північній півкулі не існувало.

Близько 5,0 млн. років тому кліматичні умови зазнали суттєвих змін під впливом формування Антарктичного зледеніння. Поява під кінець палеогену льодовиків в районі південного полюсу призвела у неогені до глобального похолодання, а вже в антропогені потужне зледеніння охопило континенти північної півкулі. В Європі його центрами стали Альпи і Скандинавський півострів. Крижаний покрив займав більшу частину території Європи і північні райони України (приблизно до широти м. Дніпропетровська). Зледеніння захопило значні території північної Азії та Північну Америку. Центри льодовиків знаходилися на Новій Землі, Таймирі, у Забайкаллі та Гренландії. Близько 10 тис. років тому розміри крижаного покриву різко зменшилися і материкові льодовики залишилися тільки в Антарктиді, Гренландії та на деяких островах Північного Льодовитого океану. Межі кліматичних зон, які оформилися впродовж льодовикового періоду зберегли своє положення до сьогодення часу.

Завершуючи короткий огляд основних аспектів геологічної історії Землі, слід зазначити, що всі зміни, які відбувались на планеті впродовж 4,5-5 млрд. років, є результатом складних поверхневих та внутрішніх геодинамічних процесів, спричинених не тільки енергією внутрішніх геосфер Землі, але й діяльністю атмосфери, гідросфери та біосфери в поєднанні з космогенними силами.

### **Запитання для самоконтролю**

1. В чому полягає суть так званих "катастрофічних" гіпотез утворення Землі?
2. Розкрийте суть гіпотези Канта-Лапласа

3. Охарактеризуйте гіпотезу О.Ю.Шмідта.
4. Поясніть що таке планетезималі, і механізм їх утворення.
5. Розкрийте загальні особливості догеологічної еволюції Землі.
6. Охарактеризуйте докембрійський період розвитку земної кори
7. Дайте характеристику геохронологічної шкали.
8. Охарактеризуйте еволюцію Землі в палеозої.
9. Розкрийте загальні особливості розвитку Землі в мезозойську еру.
10. Розкрийте загальні особливості розвитку Землі в кайнозої.