

551.1(075.8)
Г48

І.Паранько, А.Сіворонов, О. Мамедов

ГЕОЛОГІЯ

з основами
геоморфології



551.1(075.8)

П18

І. Паранько, А. Сіворонов, О. Мамедов

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

661070

ДР-4
КРИВИЙ РІГЬСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
НАУКОВА БІБЛІОТЕКА
Відділ КН

аб

Кривий Ріг
Мінерал
2008

ББК26.3

УДК 553.1.14 + 551.4

П-18

Рецензенти: доктор геолого-мінералогічних, доктор географічних, доктор технічних наук, професор *Рудько Г.І.*; доктор геологічних наук, професор *Приходченко В.Ф.*; кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент *Соломін О.М.*

Паранько І., Сіворонов А., Мамедов О.

П-18 Геологія з основами геоморфології. Навчальний посібник.-

Кривий Ріг: Мінерал, 2008. – 373 с. з іл.

ISBN 966-822-4-01-9

Подано загальні відомості про геологію та геоморфологію як науки та історію їх становлення. Наведено загальну характеристику Сонячної системи та планет, які її складають. Охарактеризовано будову, речовинний склад та етапи розвитку Землі в цілому і земної кори зокрема як об'єктів вивчення геології. Розкрито основні відомості про рельєф та рельєфотворчі чинники. На дано характеристику ендо- і екзогенних процесів з аналізом їхньої природи та значення при формуванні земної кори і її складових, мінерало-, породо- та рудоутворенні, а також розкрито їх роль у формуванні рельєфу загалом і його складових зокрема. Показано позитивний і негативний вплив діяльності людини на зміни геологічних процесів і рельєфу.

Для студентів геологічних, геофізичних, географічних, геодезичних і екологічних спеціальностей вищих навчальних закладів.

ББК26.3

Рекомендовано Міністерством освіти і науки України як навчальний посібник для студентів вищих навчальних закладів.

Гриф надано 25.03.08(№14\18-Г-692), заступником міністра міністерства освіти і науки України В.Д. Шинкаруком

ISBN 966-822-4-01-9

© І. Паранько, А. Сіворонов, О. Мамедов, 2008
@ Мінерал, 2008

ПЕРЕДМОВА

Земля, як система планетарного рівня організації природної речовини, є об'єктом дослідження геологів, географів, екологів і фахівців інших спеціальностей, які прямо або побічно пов'язані з вивченням складових нашої планети. Основні відомості про її склад, будову, історію розвитку подаються студентам перших курсів геологічних, географічних, екологічних спеціальностей при вивченні таких курсів як «Землезнавство», «Загальна геологія», «Геологія», «Фізична географія» та інших, де, відповідно до освітньо-професійного напрямку підготовки студентів акцентується увага на певних теоретичних і практичних аспектах вчення про Землю.

Курс «Геологія з основами геоморфології» передбачений для майбутніх фахівців екологічних спеціальностей. Його метою є засвоєння студентами основних відомостей про будову, склад, історію розвитку Землі загалом і рельєфу її поверхні зокрема і об'єднує два самостійних наукових напрямки, геологію та геоморфологію, пов'язаних спільними процесами, які лежать в основі діалектичної еволюції не тільки Землі, земної кори і рельєфу, але й природного середовища, яке керує розвитком органічного світу. Зміна характеру будови рельєфу земної поверхні підпорядкована геологічним процесам, які також формують не мінерали, породи, руди, але й впливають на зміни властивостей атмосфери і гідросфери. Земна поверхня, атмосфера, гідросфера разом узяті впливають на формування клімату, а останній займає провідне місце в розвитку біологічного світу нашої планети. Ось чому екологам так важливо знати закони і закономірності становлення Землі і її складових. Враховуючи, що знання зазначених положень є основою розуміння причин природних змін природного середовища впродовж геологічної історії нашої планети, в посібнику зроблено спробу з мінімальною повнотою і доступністю відобразити сучасні уявлення про походження та розвиток Землі, земної кори і рельєфу, їх будову та склад, про внутрішні та зовнішні процеси і явища, які сприяли форму-

важно мінералів, гірських порід, корисних копалин, різноманітних форм рельєфу, а також вплив діяльності людини на природний перебіг цих процесів.

При підготовці посібника були використані апробовані впродовж багатьох десятиліть у вищих навчальних закладах країн СНД підручники, які уклали відомі вчені в галузі геології, геоморфології і педагогіки Г. Горшков, М. Жуков, І. Ковальчук, М. Короновський, О. Леонтев, К. Марков, А. Мороз, І. Мушкетов, Д. Мушкетов, В. Обручев, Г. Ригачов, В. Славін, В. Хаїн, І. Щукін, О. Якушова та інші.

Текстова частина проілюстрована рисунками та фотографіями геологічних і геоморфологічних об'єктів, при виборі яких пріоритет надавався розташованим на території України. Приклади поширення гірських порід, окремих форм рельєфу, корисних копалин та сучасного прояву геологічних процесів і явищ також наведені з урахуванням геологічних особливостей України.

Автори щиро покладають надію, що цей посібник розширить знання студентів геологічних, екологічних, географічних і геодезичних спеціальностей про такий цікавий природний об'єкт як наша Земля.

1. ЗВ'ЯЗОК ГЕОЛОГІЇ З ГЕОМОРФОЛОГІЄЮ ТА ІСТОРІЯ ЇХ СТАНОВЛЕННЯ ЯК САМОСТІЙНИХ НАУК

Геологія і геоморфологія належать до серії наук про Землю. Це знайшло своє відображення і в їх назвах. Термін “*геологія*” в перекладі з грецької мови означає “вчення про Землю” (*гео* – земля, *логос* – вчення), а “*геоморфологія*” – “вчення про форми Землі” (*гео* – земля, *морфе* – форма, *логос* – вчення).

Сучасна *геологія* – це наука про склад, будову, розвиток Землі та процеси, які відбуваються в її надрах, а також на поверхні, включаючи воду і повітряну оболонку; про утворення мінералів і гірських порід, їх хімічний склад та фізичні властивості; про закони формування і закономірності поширення корисних копалин, а також економічну доцільність використання мінеральної сировини; про утворення геоморфологічних елементів земної поверхні та вплив діяльності людини на довкілля.

Геоморфологія в сьогоднішньому розумінні – це наука про будову, виникнення, історію розвитку та сучасну динаміку рельєфу земної поверхні. Тобто геоморфологія вивчає рельєф земної поверхні, що складається з комплексу форм, які характеризуються певною геологічною будовою та підвладні постійному впливу атмосфери, гідросфери і внутрішніх сил Землі. В зв'язку з цим, вивчення рельєфу неможливо без чіткого уявлення про склад і властивості гірських порід, що беруть участь у його будові та без знання впливу на нього природних процесів і явищ, які не тільки зумовлюють його зміни, формують нові форми, але й приймають активну участь в утворенні гірських порід і елементів земної кори.

Основним об'єктом вивчення геології є земна кора, поверхню якої уявляють рельєф, який є об'єктом вивчення геоморфології, що і відображає безпосередній зв'язок цих двох природничих наук.

1.1. Короткий нарис з історії становлення геології

Геологія як наука започаткувалася у другій половині XVIII століття, проте її коріння бере свій початок з часів, коли у людини виникла потреба в мінеральних багатствах. Вже з перших кроків людство накопичувало досвід у пошуках певного каміння, необхідного для виготовлення зброї та знарядь праці. Значно розширилися знання людини про мінеральні багатства Землі протягом бронзового та залізного віків. Зовсім не випадковим є те, що одні з перших періодів людської цивілізації отримали назви “бронзового” та “залізного” віків. Саме впродовж цих періодів значно розширилися знання людини про мінеральні багатства Землі, які використовувалися для видобутку міді, олова та заліза. Необхідність в металі не тільки спонукала до видобутку руд і створення первісних гірничих промислів, але й поклала початок накопиченню практичних навичок пошуків корисних копалин.

Фундаторами наукової геології слід вважати таких видатних вчених XVII століття як М. Ломоносов (Росія), Д. Геттон (Шотландія) та А. Вернер (Саксонія). М. Ломоносов уперше теоретично узагальнив нагромаджені людством впродовж багатьох віків практичні знання про гірські породи та корисні копалини і систематизував їх у першій науковій праці з геології під назвою “Про верстви земні”, написаній впродовж 1757-1759 років і опублікованій у 1763 р. Викладені в ній міркування стосовно причин утворення гір та вулканів, руйнівної та творчої роботи поверхневих і підземних вод, походження верствуватих гірських порід, утворення рудних жил і кам'яного вугілля, природи нафти та бурштину, сил, під впливом яких змінюється вигляд Землі в часі, та багато інших питань лежать в основі сучасних геологічних теорій і гіпотез. Цей дослідник вперше зазначив, що на зміну загального вигляду Землі впливають дві групи сил – зовнішні та внутрішні. До перших він відносив сильні вітри, дощі, течії рік, морські хвилі, льодовики, пожежі в лісах і повені, а до других – землетруси, які на його думку спричиняють підняття та опускання окремих ділянок земної поверхні, переміщення берегів, виникнення і зникнення гір. Він також сформулював важливий принцип геології, суть якого полягає в тому, що спостереження над сучасними природними процесами дають можливість судити про хід ідентичних процесів в геологічному минулому. Ломоносов справедливо зазначав, що Земля не просто змінює свій вигляд впродовж тривалого часу, а закономірно розвивається. Ці

Ідеї еволюційної геології пізніше були успішно розвинені англійським вченим Ч. Лайселем.

Через 15 років після опублікування трактату М. Ломоносова побачила світ праця шотландського вченого Джемса Геттона "Теорія Землі". В ній були викладені погляди на основні сили, які спричиняють зміни загального вигляду Землі. Цей дослідник пов'язував усі процеси, які проходять на планеті, в тому числі і утворення гірських порід, з дією "підземного жару", що породило так званий *плутонічний* напрямок в геології, згідно з яким усі геологічні явища і процеси, мінерали, гірські породи та корисні копалини є результатом безпосередньої дії вулканів і підземних магматичних осередків.

На відміну від М. Ломоносова та Д. Геттона, які провідну роль в зміні вигляду Землі відводили внутрішнім процесам, професор Фрейбергської гірничої академії в Саксонії А.Вернер, де він вперше почав читати курс геогнозії (так тоді називали геологію), вважав, що всі гірські породи утворилися з води Світового океану. Цим твердженням А. Вернер започаткував *нептунічний* напрямок в геології. Цей дослідник виділяв групу «первинних» порід до яких відносив граніти, сієніти, гнейси та інші магматичні і метаморфічні породи, вважаючи, що вони утворилися чисто хімічним шляхом і складають ядра гірських споруд. Усі інші верствуваті гірські породи (осадові), він вважав більш молодими, які огортають «первинні», і їх накопичення пов'язував зі світовим потопом. Вернер також вважав, що після потопу припинилися будь-які геологічні процеси, а порушення залягання гірських порід пояснював обтіканням молодими осадками "первинних", або утворенням провалів над підземними порожнинами, відкидаючи роль внутрішньої енергії та внутрішніх процесів у розвитку Землі.

Розглядаючи послідовність становлення геології, як науки, слід також згадати і такий напрямок в поглядах на розвиток Землі, як *катастрофізм*, який знайшов своє відображення в роботах француза Ж. Кюв'є. Ігноруючи еволюційний розвиток, він вважав, що всі зміни будови Землі, рослинного та тваринного світу обумовлені періодичними глобальними катастрофами. Хибність таких уявлень була доведена в першій половині XIX століття Ч. Лайселем, який обґрунтував і впровадив у геологію поняття принципу *актуалізму*, суть якого полягає в тому, що всі явища в минулому відбувалися так, як вони відбуваються сьогодні. В своїй фундаментальній праці «Основи геології» цей дослідник показав, що зміни на земній поверхні відбуваються під впливом таких природних процесів і явищ, як діяльність вітру, річок,

морів, вулканів, льодовиків та інших, що розвиваються безпосередньо на очах у людини. Ці ж явища та процеси, на його думку, діяли і впродовж всієї геологічної історії Землі та відігравали основну роль у зміні вигляду її поверхні. В зв'язку з цим, як і М. Ломоносов, Ч. Лайєль вважав, що для правильного розуміння геологічного минулого необхідно всебічно вивчати сьгоднішні процеси. Саме цей принцип і покладений в основу розробленого ним методу актуалізму, який не втратив своєї актуальності і в нашу епоху.

На початку XIX століття англійський вчений Вільям Сміт звернув увагу на те, що територіально відокремлені верстви гірських порід містять однакові скам'янілі органічні залишки, а верстви, які залягають одна на другій – залишки, які різко відрізняються між собою. Це дало йому змогу висунути припущення, що шляхом вивчення скам'янілої фауни можна встановлювати послідовність розташування верств, а також відносний вік гірських порід. Пізніше, в другій половині цього ж століття, російський дослідник В. Ковалевський не тільки встановив еволюційний зв'язок між окремими видами викопних організмів, але й вказав на причини, які обумовлювали зміни зовнішнього вигляду фауни, зазначаючи, що при цьому провідна роль належала змінам фізико-хімічних і фізико-географічних умов середовища. Це був також значний крок вперед на шляху пізнання історії розвитку Землі.

Надзвичайно цікавим і несподіваним є відмічений ще у 1935 році Іваном Васильовичем і Дмитром Івановичем Мушкетовими факт про те, що першим, хто зрозумів важливе значення “керівних скам'янілостей”, був великий німецький поет і мислитель І. Гете, який написав про це в своєму листі до Мерка від 27 жовтня 1782 року, коли Вальтер ще продовжував вважати їх (скам'янілості) “грою природи”. Не менш цікавим також є те, що І. Гете першим подав ідею застосувати при складанні геологічної карти Німеччини кольорів, при цьому для зображення топографічної основи він запропонував коричневі барви. Гете у свій час правильно зрозумів значення ератичних валунів на узбережжі Женевського озера, а також співставив північне та альпійське зледеніння. Нарешті, погляди Гете на граніт і його місце в земній корі принципово не відрізняються від сучасних, хоча й були висловлені більше 200 років тому (1784 р.) і, що найдивовижніше, в атмосфері панування в науці нептунізму Вернера.

В пошуках пояснення процесу виникнення гір у другій половині XIX століття французький вчений Елі де Бомон розробив так звану

контракційну гіпотезу, яка базувалася на поглядах Канта і Лапласа про походження Сонячної системи. Згідно з останніми Земля в минулому являла собою вогненно-рідку кулю, яка при остиганні зазнала стиснення, що призвело до утворення складок на її поверхні у вигляді гірських областей. Ці погляди були узагальнені в фундаментальній праці австрійського геолога Е. Зюсса "Вигляд Землі", де також були наведені уявлення про будову та розвиток земної кори. В цей же час Американський геолог Джеймс Дана, автор теорії геосинкліналей, висунув припущення, що на місці сучасних гірських систем спочатку існували великі прогини, в яких накопичувалися потужні осадки. Під впливом сил стиснення земної кори породи, що формувалися в цих прогинах, зминалися в складки і випинали на поверхні у вигляді гір. Під кінець XIX століття російський академік О. Карпінський започаткував вчення про платформи (рівнинні ділянки земної поверхні), в основі якого також лежали уявлення про характер різноманітних рухів земної кори.

Таким чином, починаючи з середини XVIII і до кінця XIX століття, завдяки згаданим вище вченим та іншим дослідникам, які намагалися знайти обґрунтовані відповіді на питання стосовно того, як утворилися Земля, гірські породи, мінерали і руди, а також які сили впливали та впливають на зміну вигляду земної поверхні, геологія набула всіх ознак науки в повному розумінні цього слова.

Основним об'єктом вивчення геології на сучасному етапі її розвитку є зовнішня кам'яна оболонка Землі, або, як її ще називають – *літосфера*. Щоб пізнати її склад, будову, історію розвитку, сутність процесів, що відбуваються на поверхні та в надрах нашої планети, необхідно вивчити літосферу з позиції концепції рівнів організації речовини. Тобто від атомарного, або рівня хімічних елементів, до мінералів, які складені атомами; гірських порід, які є сукупністю мінералів; верств і пачок, що складені асоціаціями порід; породних комплексів і земної кори в цілому. Складність такого процесу пізнання будови і розвитку Землі та, зокрема, земної кори визначила необхідність розгалуження геології, як єдиної науки, на декілька наукових напрямів, серед яких виділяються:

- речовинна геологія, яка об'єднує науки, що вивчають речовинний склад Землі;
- динамічна геологія, до складу якої входять науки про процеси на поверхні Землі та в її надрах;

- історична геологія представлена низкою наук про історію Землі;
- прикладна геологія, яка об'єднує науки, спрямовані на практичне використання надр Землі.

До циклу наук *речовинної геології* відносяться мінералогічна кристалографія, мінералогія, петрографія, літологія та геохімія.

Мінералогічна кристалографія — це наука про зовнішні форми, внутрішню будову, фізичні та хімічні властивості мінералів. Враховуючи те, що природні мінерали здебільшого є кристалічними тілами, вивчення їх форми, структури та законів утворення має велике значення, оскільки це значною мірою визначає властивості мінералів, а через них - гірських порід і корисних копалин. Фундатором кристалографії як науки слід вважати російського вченого М. Кокшарова, який в середині XIX століття своєю працею "*Матеріали до мінералогії Росії*", за словами В. Вернадського, поклав початок узагальнення всіх відомостей стосовно "геометричної будови природних тіл".

Детальним вивченням мінералів як природних хімічно однорідних тіл, які мають певні фізичні властивості і утворилися під впливом тих або інших геологічних процесів, займається *мінералогія*. Це одна з найстародавніших галузей геологічної науки. Перші спроби класифікації мінералів знаходимо в роботах Арістотеля. Як самостійна галузь геологічної науки мінералогія сформувалася на межі XVIII і XIX століття і значна роль при цьому належить російському вченому В. Севергіну, який у 1798 році опублікував свою працю "*Перші основи мінералогії або природної історії викопних тіл*".

Мінерали складають гірські породи, які характеризуються певним мінеральним та хімічним складом, походженням і закономірним розподілом в земній корі. Пізнання всіх зазначених вище характеристик та особливостей гірських порід є задачею таких галузей геології як *петрографія та петрологія*.

Мінерали і гірські породи складаються з певних хімічних елементів. Вивченням законів їх розподілу в літосфері та процесів міграції займається *геохімія*. Ця наука є синтезуючою по відношенню до мінералогії і петрографії, об'єкти вивчення яких – мінерали і гірські породи – відображають певні етапи "життя" хімічних елементів. Термін "геохімія" вперше був запроваджений в геологію швейцарським хіміком Ф. Шенбейном ще у 1838 році, проте фундатором геохімії як самостійної галузі науки, слід вважати українського вченого, першого

Зв'язок геології з геоморфологією та історія їх становлення як самостійних наук президента Академії наук України В. Вернадського, який сформулював основні задачі і принципи геохімії як науки.

Динамічна геологія об'єднує науки про процеси, що відбуваються на поверхні Землі та в її надрах і які призводять до утворення і руйнування мінералів, руд, гірських порід, спричиняють зміни форм і умов залягання останніх, породжують землетруси та вулканічні виверження, а також формують і знищують мікро- та макроформи рельєфу, тобто визначають загальний вигляд поверхні земної кори і її внутрішню будову. В залежності від джерела енергії всі геологічні процеси поділяють на внутрішні, або як їх ще називають ендегенні, і зовнішні, або екзогенні.

До ендегенних процесів відносяться рухи земної кори, магматизм і метаморфізм. Рухи земної кори та спричинені ними деформації гірських порід вивчає *геотектоніка*, фундаторами якої можна вважати згаданих вище Елі де Бомона, Е. Зюсса, Джемса Дона та О. Карпінського. Магма, її склад, продукти магматичної діяльності є об'єктами *вчення про магматизм*. Вивчення змін гірських порід в надрах Землі під впливом високої температури і тиску належить до *задач вчення про метаморфізм*.

Пряме відношення до динамічної геології має і *вчення про внутрішню будову земної кулі*, яке займається пізнанням складу, фізичних властивостей та агрегатного стану ядра Землі і його оболонки. Основним джерелом відомостей про них є результати вивчення земної кулі та гірських порід за допомогою фізичних методів, чим займається *геофізика*. В залежності від вивчення того чи іншого фізичного параметру Землі геофізика поділяється на *гравіметрію*, яка вивчає природу та величину сили земного тяжіння; *магнітометрію* – вчення про земний магнетизм; *електрометрію* – науку про електричні властивості гірських порід, *геотермію* – вчення про тепловий режим земної кулі та *сейсмометрію* – науку про розповсюдження пружних коливань у різних оболонках Землі.

З екзогенними процесами, тобто процесами, які протікають на поверхні Землі під дією сонячної енергії, пов'язано формування осадових порід, певних типів родовищ корисних копалин і навіть еволюція тваринного та рослинного світу. Екзогенна динамічна геологія підрозділяється на *вчення про вивітрювання*, тобто про процеси які обумовлюють руйнування та розкладення мінералів і гірських порід на поверхні Землі під впливом фізичних, хімічних та органічних агентів; *гідрологію* – вчення про геологічну діяльність підземних вод; *океано-*

Зв'язок геології з геоморфологією та історія їх становлення як самостійних наук
логію – науку, яка займається вивченням “життя” океанів і морів в цілому та їх геологічної діяльності зокрема; *гляціологію* – вчення про геологічну діяльність льодовиків; *геокріологію* – вчення про геологічні процеси в зоні вічної мерзлоти.

Напрямок *історичної геології* об'єднує власне *історичну геологію*, яка вивчає історію розвитку земної кори, а також встановлює закономірності, що керують цим розвитком, і послідовності геологічних подій, які відбувалися на Землі протягом її існування; *стратиграфію* – вчення про верстви осадових порід і послідовність їх формування; *палеонтологію* – науку про викопні рештки тваринних та рослинних організмів; *палеогеографію*, яка займається реконструкцією фізико-географічних обставин минулого, та *палеокліматологію* – науку про кліматичні умови формування осадових гірських порід. Фундаторами напрямку історичної геології слід вважати голандця Ніколаса Стено і англійця Вільяма Сміта, який заклав основи стратиграфії, а також французьких вчених Жоржа Кюв'є та Олександра Броньяра, котрі вперше реконструювали історію геологічного минулого Паризького басейну та склали перші палеогеографічні карти.

До *прикладних* галузей геології відносяться ті напрямки, які займаються вивченням надр Землі з практичною метою. Пріоритет тут належить *вченню про корисні копалини*. Це наука, яка займається вивченням мінерального і хімічного складу корисних копалин, встановленням умов їх формування і залягання в земній корі, а також закономірностями їх поширення та напрямками використання. Одним з розділів вчення про корисні копалини є *металогенія* – наука, яка вивчає закономірності розподілу рудних корисних копалин в просторі та часі, а також займається прогнозуванням їх пошуків.

Прогнозування та пошуки родовищ корисних копалин базуються на результатах аналізу геологічної будови території, які отримують в процесі проведення так званих геологознімальних робіт, кінцевим продуктом яких є різноманітні карти геологічного змісту. Ця робота вимагає узагальнення значної кількості фактичного матеріалу з мінералогії, петрографії, стратиграфії, тектоніки, палеонтології тощо і таке узагальнення є прерогативою *регіональної геології*.

На сьогоднішньому етапі розвитку геології частина функцій регіональної геології поступово переходить до *формаціології*, або як раніше називали цю галузь геології – *вчення про формації*.

Формаціологія – це відносно молода галузь серед геологічних наук. Її фундатором був М. Шатський, який не безпідставно зазначав,

Зв'язок геології з геоморфологією та історія їх становлення як самостійних наук

що в майбутньому наука буде використовувати не тільки індекси віку, але і індекси формацій і це буде надзвичайно цікава геологія. Основна мета формаціології полягає у встановленні законів та закономірностей формування порід, їх історико-геологічних асоціацій земної кори в цілому, а також у науковому обґрунтуванні на цій основі пошуків родовищ корисних копалин.

Безпосередньо пошуками та розвідкою родовищ корисних копалин, оцінкою якісних і кількісних особливостей самих родовищ та економічної доцільності їх розробки займається така галузь геології, як *вчення про пошуки і розвідку родовищ корисних копалин*.

Серед прикладних наук особливе значення належить *інженерній геології*, мета якої полягає у вивченні геологічних умов будівництва інженерних споруд. Сьогодні ця наука також вирішує цілу низку важливих проблем пов'язаних з впливом діяльності людини на літосферу та навколишнє середовище.

Освоєння океанських та морських глибин привели до виникнення *морської геології*, значення якої швидко зростає в зв'язку з тим, що на сьогоднішній час майже третина нафти видобувається з дна морів та океанів.

Завдяки інтенсивному вивченню космічного простору виникла *космічна геологія*, або *порівняльна планетологія*, яка займається дослідженням не тільки інших планет, але й впливом останніх на процеси, що проходять на Землі. Космічна геологія допомагає також пізнати і саму Землю, а фотознімки земної поверхні, отримані з Космосу, широко використовуються при складанні регіональних геологічних карт і прогнозуванні пошуків родовищ корисних копалин.

Сьогодні людство стоїть на порозі екологічної катастрофи, відвернути яку можливо лише кардинальними змінами впливу людини на навколишнє середовище в усіх його аспектах і, в першу чергу, це стосується збереження природної рівноваги в усіх оболонках Землі як природних системах. Пошуки шляхів боротьби з порушенням екосистем геологічного середовища породили новий напрямок в геології – *екологічну геологію*, яка вивчає вплив життєдіяльності людини на геологічне середовище, небезпечні для існування людини геологічні процеси та розробляє заходи, направлені на боротьбу з негативними явищами. Відповідно, без пізнання усіх закономірностей еволюції Землі, процесів та явищ, що відбуваються на її поверхні і в надрах, без знання законів формування гірських порід і корисних копалин неможливо ефективно використовувати багатства Землі і правильно керувати на-

уково-технічним прогресом з метою запобігання екологічної катастрофи.

Значний вклад у становлення напрямів геології внесли і українські вчені. До них слід віднести Я. Белевцева, Ю. Мельника, Є. Куліша і М. Семененка, Є. Шнюкова фундаментальні праці яких присвячені проблемам рудоутворення і формування родовищ корисних копалин; тектонічний напрям на Україні розвивали В. Бондарчук, Г. Каляев, В. Кирилюк, С. Круглов, В. Сологуб, О. Ступка, В. Рябенко, А. Чекунов; суттєвий вклад в розвиток регіональної геології внесли О. Бобров, Л. Галецький, В. Рябенко М. Щербак; досягнення Української мінералогічної школи знайшли своє відображення в працях Є. Лазаренка та О. Матковського; петрографічний і петрологічний напрям розвивали І. Щербаков і І. Усенко; нафтогазовий напрям розвивали О. В'ялов, В. Глушко, М. Іванюта, Я. Кульчицький; суттєві напрацювання у вивченні українського докембрію загалом і геологічних формацій зокрема зроблено колективом формаціологічної школи Є. Лазька у складі А. Лисака, В. Кирилюка, І. Паранька, А. Сіворонова, К. Свешнікова, Г. Яценка; напрям екологічної геології був започаткований під керівництвом О. Адаменка і Г. Рудька.

До перспективних напрямів розвитку української геології слід віднести наступні: уточнення геологічної будови території України, включаючи уявлення про тектоніку, стратиграфію, поширення корисних копалин через створення комплектів геологічних карт; оцінка перспектив нафтогазоносності, алмазоносності, золотоносності території; еколого-геологічне районування і створення дієвої системи моніторингу за змінами в геологічному середовищі внаслідок розробки корисних копалин та господарської діяльності людини; розширення мінерально-сировинної бази країни шляхом залучення супутніх корисних копалин і відходів гірничодобувної та переробної промисловості, які складають техногенні родовища; вирішення гідрогеологічних завдань скерованих на забезпечення населення якісною питною водою; зниження ступеня екологічного ризику через мінімізацію чинників зміни природного стану геологічного середовища; вирішення інженерно-геологічних завдань.

1.2. Основні відомості з історії виникнення та розвитку геоморфології

Рельєф є одним з найважливіших компонентів середовища, в якому проживає та займається господарською діяльністю людина. Відповід-

но, відомості про рельєф, його форми, причини формування та розвитку цікавили людство з самих ранніх етапів виникнення суспільства. Проте, як наукова галузь геоморфологія започаткувалася в кінці XVIII на початку XIX століть паралельно з геологією. Саме в цей час з'явилися роботи в яких, у відповідності з існуючими на той час досягненнями природничих наук, були зроблені перші спроби пояснити виникнення та розвиток рельєфу земної поверхні. Це праці вже згаданих вище таких природодослідників, як М. Ломоносов, Г. Вернер, Д. Геттон, Ч. Лайель, які вперше зазначили, що формування вигляду земної поверхні зумовлене дією геологічних процесів, котрі відбуваються в надрах Землі і на її поверхні.

Фундатором геоморфології як науки слід вважати К. Наумана, який у 1852 році першим застосував у науковій літературі термін *«морфологія земної поверхні»*. Пізніше, в другій половині XIX століття, геоморфологія продовжувалася розвиватися в тісному зв'язку з геологією. В цей період Д. Дан і Е. Зюс, розробляючи основних положень тектоніки і структурної геології, зробили спробу охарактеризувати будову планетарних форм рельєфу – материків і океанів, а відомий російський геолог П. Кропоткін у 1876 р. обґрунтував теорію материкового зледеніння. В працях С. Нікітіна і В. Докучаєва знаходимо перші спроби пояснення утворення та розвитку річкових долин, а у Д. Пауелла – характеристику процесів площинного змиву. Таким чином, під кінець XIX століття вже був накопичений значний матеріал з проблем геоморфології, який знайшов своє відображення в узагальнюючих працях Ф. Ріхтгофена, А. Пенка, О. Павлова, присвячених будові земної поверхні, питанням виникнення рельєфу, а також його класифікації.

Становлення геоморфології як самостійної науки та поява перших науково обґрунтованих загально геоморфологічних концепцій пов'язано з іменами американського вченого В. Девіса і німецького дослідника В. Пенка. В. Девіс першим розробив вчення про географічні (геоморфологічні) цикли, яке тривалий час було теоретичною основою геоморфологічної науки та не втратило актуальності і в наші дні. Сформована ним логічна схема пізнання розвитку рельєфу – *«структура – процес (цикл) – стадія»* і сьогодні лежить в основі геоморфологічних досліджень. Він виділив чотири цикли розвитку рельєфу: *«нормальний» (водно-ерозійний), льодовиковий, морський та аридний*. Згідно з його припущеннями діяльність провідного рельєфотворчого процесу протікає стадійно і дає різні результати в умовах різної геоло-

гічної структури, але завжди все зводиться до вирівнювання рельєфу та утворення відносної рівнини, або пенеплену. Новий цикл наступає при піднятті пенеплену, а послідовний розвиток рельєфу від ранньої стадії до стадії старіння на окремих етапах порушується тектонічними або кліматичними змінами.

В. Пенк головну роль при формуванні рельєфу відводив вертикальним рухам земної кори, що знайшло своє відображення в його праці «*Морфологічний аналіз*». Згідно з його припущеннями швидкі висхідні рухи земної поверхні супроводжуються активним поглибленням річкових долин і формуванням схилів з характерним випуклим профілем, а при незначних швидкостях піднімання територій профіль схилів буде більш прямим, і у випадку тривалого відносно спокійного стану земної кори схили долин повинні мати увігнутий профіль. Якщо після такого розвитку схилів знову наступить швидке піднімання земної поверхні профіль схилів буде нагадувати за формою літеру S (знизу випуклий, зверху увігнутий).

Суттєвий внесок у розвиток геоморфології як науки був зроблений у 30-ті роки минулого століття вченими СРСР, США та Західної Європи. Він ознаменувався виходом у світ узагальнюючих монографічних зведень О. Енгельна, А. Лобека, І. Щукіна та інших вчених. Найбільш фундаментальним з них була двохтомна праця І. Щукіна «*Морфологія сходу*», в якій на базі узагальнення накопиченого на цей час значного фактичного матеріалу, обґрунтував оригінальні концепції із систематики і класифікації рельєфу. Пізніше ці концепції отримали подальший розвиток і знайшли своє відображення в тритомній праці вченого «*Загальна геоморфологія*».

Значний вклад у розвиток загальногеоморфологічних положень в минулому столітті внесли такі відомі дослідники, як К. Марков, І. Щукін, Л. Кінг, І. Герасімов і Ю. Мещеряков.

Науковий вклад у розвиток геоморфології К. Маркова полягає в тому, що він обґрунтував і виділив чотири геоморфологічних рівнів: *абразійно-аккумулятивний*, формування якого пов'язано з діяльністю моря або великого озера; *денудаційний*, зумовлений ерозійною діяльністю поверхневих потоків і загальною денудацією; *рівень снігової межі в горах* і *верхній денудаційний рівень* самих високих вершин. Це був один з перших кроків на шляху до обґрунтування наявності новітніх рухів земної кори, які вже можна було характеризувати їх як якісно, так і кількісно. Він також систематизував і розвинув уявлення про

Зв'язок геології з геоморфологією та історія їх становлення як самостійних наук

вік рельєфу, методи геоморфологічних досліджень, а також прикладні напрями геоморфології.

Праці Л. Кінга здебільшого носили критичний характер. Зокрема, він ставив під сумнів універсальність застосування концепції розробленої В.Девісом. Згідно з його уявленнями вирівнювання (*планація*) рельєфу відбувається здебільшого завдяки відступанню схилів, що призводить до утворення біля їх підніжжя похилої вирівняної поверхні – *педименту*. Одночасно відступ схилів може призвести до повного зрізання позитивних форм рельєфу і утворення *педиплену*.

У працях І. Герасимова та Ю. Мещеркова розглядається питання «*геоморфологічного етапу*» розвитку Землі. Згідно з їх припущеннями сучасний рельєф сформувався впродовж геологічної історії, яка відповідає віковому діапазону від мезозойської ери включно до наших днів, тобто тривалістю близько 248 млн. років. Вони також розвинули уявлення про *геотекстури* і *морфоструктури* – планетарних і мегаструктурах земної кори виражених у сучасному рельєфі.

В останні роки ХХ століття розвиток геоморфологічної науки був скерований на вивчення зв'язку між формами рельєфу і геологічними структурами, що породило *структурну геоморфологію*, а також поглибленому дослідженню екзогенних (зовнішніх) геоморфологічних процесів, чим займається *кліматична і динамічна геоморфологія*.

Важливе місце серед геоморфологічних досліджень належить *палеогеоморфології*, яка займається вивченням і реконструкцією рельєфу минулих геологічних часів. Аналіз древнього рельєфу, як показали роботи С. Воскресенського і Ю. Смірнова, не тільки дозволяє встановити певні закономірності еволюції вигляду земної поверхні, але й має суттєве значення при прогнозуванні та пошуках корисних копалин.

Друга половина ХХ століття це також період інтенсивного розвитку *морської геоморфології*, яка ділиться на два самостійних напрями – *геоморфологія морських берегів* і *геоморфологія дна морів та океанів*. В основі сучасного вчення про морські береги, яке базується на працях В. Зенковича, В. Лонгінова, О. Леонтьєва, лежить концепція едності потоку енергії, який перетворює підводний береговий схил і надводну частину берега. Вона має велике значення для вирішення низки практичних задач, пов'язаних з проектуванням морських портів, захисту берегів від розмиву, пошуках морських розсипищ корисних копалин, спорудження великих водосховищ.

Значний вклад у розвиток другого напрямку внесли Г. Удінцов, О. Жіваго, Д. Гершанович, О. Ільїн, О. Леонтьєв, а також американські

вчені Ф. Шепард, К. Емері, Б. Хізен. Їхні праці з геоморфології дна морів і океанів не тільки суттєво розширили знання про характер будови цих елементів земної поверхні, але й дозволили науково обґрунтувати низку геологічних теорій формування земної кори, дрейфу материків і уточнити деякі положення формування та розвитку рельєфу суходолу.

В останні десятиліття досягнення геоморфологічної науки скеровані на розв'язання низки екологічних проблем, які постали перед людством внаслідок інтенсивного розвитку науково-технічного прогресу. Вивчення впливу діяльності людини на зміни рельєфу стало поштовхом для становлення та розвитку *антропогенної геоморфології* як самостійного наукового напрямку. Зміни внаслідок діяльності людини природного вигляду земної поверхні, а також створення техногенних форм рельєфу, вносять суттєві корективи в закономірний перебіг природних процесів та явищ, що позначається на кліматичних змінах зокрема і географічній оболонки планети загалом. У зв'язку з цим, від встановлення певних закономірностей між діяльністю людини і змінами природних умов середовища в якому вона проживає, основним складовим компонентом якого є рельєф земної поверхні, залежить збереження нашої планети від екологічних катастроф.

З наведеного випливає, що сучасна геоморфологія – це структурована фундаментальна наука, що складається з низки розділів об'єднаних єдиною метою, суть якої полягає у всебічному вивченні законів та закономірностей морфології, походження, будови, еволюції і динаміки рельєфу земної поверхні. Сучасна геоморфологія включає декілька взаємопов'язаних між собою перспективних наукових і прикладних напрямів (рис. 1.1).

Становлення Української геоморфологічної школи відбувалося протягом ХІХ та першої половини ХХ століть і пов'язане з іменами таких відомих вчених, як В. Агафонов, М. Андрусов, П. Армашевський, М. Барбот де Марні, А. Гуров, І. Леваковський, В. Докучаєв, В. Ласкарев, С. Рудницький, Н. Соколов, П. Тутковський, К. Феофілактів та інші.

Слід зазначити, що геоморфологічне вивчення території України, зазвичай, супроводжувало геологічні дослідження. Так, проведення десятиверстної геологічної зйомки проводилось з залученням ґрунтознавчих експедицій В. Докучаєва, мета яких полягала у вивченні льодовикового, долинно-ерозійного, еолового рельєфу та впливу геологічної будови на його формування.



Рис. 1.1. Схема взаємозв'язків між напрямками сучасної геоморфології (за Д.Тимофєєвим)

Широкомасштабні роботи з геологічної розвідки, які проводились у 20 – 30-х роках ХХ століття, супроводжувались картографуванням ґрунтового покриву. Отримані при цьому результати знайшли своє відображення в працях С. Рудницького, Ю. Полянського, П. Тутковського, В. Бондарчука, Р. Виржиківського, М. Дмитрієва, Б. Личкова, М. Марчика, В. Різниченка, Д. Соболева, С. Соболева, В. Чирвінського, В. Крокса, М. Мефферта, В. Кубійовича та інших, в яких розкрито будову рельєфу України та основні етапи його формування впродовж антропогенного періоду.

Інтенсивний розвиток в передвоєнні роки ХХ століття на теренах України гірничодобувної, переробної промисловості, гідроенергетики вимагав ґрунтового дослідження природи краю загалом та її рельєфу зокрема. В цей час М. Дмитрієвим було опубліковано першу працю узагальнюючого характеру «Рельєф України».

Основні напрями геоморфологічних досліджень в Україні почали формуватися з 50-х років ХХ століття. У цей час значного розвитку набули морфоструктурні та неотектонічні дослідження, напрям теоретичної і методологічної геоморфології, палеогеоморфологія та палеогеографія, дослідження ярусності рельєфу та циклічності геоморфогенезу, геоморфологічне картографування, вивчення сучасних геоморфологічних процесів, напрям регіональної геоморфології, дослідження спрямовані на встановлення закономірностей формування рельєфоутворювальних відкладів. Започатковувались і розвивались ці напрями під керівництвом таких відомих вчених, як О. Адаменко, А. Богуцький, В. Бондарчук, М. Веклич, М. Волков, К. Геренчук, П. Гожик, І. Гофштейн, П. Заморій, М. Куниця, О. Маринич, І. Соколовський, В. Палієнко, С. Приходський, І. Рослий, І. Черваньов, В. Чирка, П. Цись та інших.

Останнім часом геоморфологи України особливу увагу приділяють теоретичним проблемам розвитку рельєфу, зокрема проблемам морфологічної структури та саморозвитку рельєфу (І. Черваньов), геоморфодинаміки (В. Дублінський, О. Клюк ін, І. Ковальчук, Г. Рудько), моделювання рельєфотворчих процесів (Є. Єлісєєва), екологічної та антропогенної геоморфології, урбогеоморфології (О. Клюкін, Г. Рудько, Ю. Шуйський) тощо.

До перспективних напрямів розвитку української геоморфології слід віднести наступні: розширення знань про рельєф як одну з основних складових ландшафту з властивими йому морфологічними, віковими, генетичними та динамічними особливостями, що визначають розподіл речовини і енергії в географічній оболонці; вивчення сучасних геоморфологічних процесів і їх перебігу під впливом діяльності людини; залучення геоморфологічних ознак до пошуків родовищ корисних копалин; вирішення інженерно-геологічних, екологічних і природоохоронних завдань.

Слід зазначити, що перспективні напрями розвитку геології і геоморфології в певній мірі переплітаються, що є красномовним свідченням зв'язку цих двох наук, вирішенні цілої низки завдань, які забезпечують сталий розвиток нашої планети. Особливо це стосується ак-

Зв'язок геології з геоморфологією та історія їх становлення як самостійних наукових дисциплін сьогодні екологічних проблем, у вирішенні яких геології та геоморфології належить одне з провідних місць серед інших наук, які сформувалися впродовж існування людства.

Запитання для самоконтролю

1. *Що таке сучасна геологія як наука ?*
2. *Що вивчає сучасна геоморфологія ?*
3. *У чому полягає зв'язок геології та геоморфології ?*
4. *Яких відомих вчених слід вважати фундаторами геології ?*
5. *Хто і коли відокремив геоморфологію в самостійний науковий напрям ?*
6. *У чому полягає заслуга В.М.Ломоносова при становленні геології та геоморфології як наук ?*
7. *Яка роль українських вчених у розвитку геологічних наук ?*
8. *У чому полягає фундаментальне та прикладне значення геології і геоморфології ?*
9. *На які наукові напрями ділиться сучасна геологія ?*
10. *На які наукові напрями ділиться сучасна геоморфологія ?*
11. *Який внесок зробили українські вчені в розвиток геоморфології ?*
12. *У чому полягає роль геоморфології при вирішенні екологічних проблем ?*

Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «Зв'язок геології, геоморфології та екології як самостійних наук природничого циклу».

2. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ

Земля – це одна з планет Сонячної системи, в будові якої бере участь низка за природою, складом, розмірами космічних тіл (9 планет і понад 60 їх супутників, астероїдів або як їх ще називають малих планет, кількість яких перевищує 5 тисяч, декілька сотень комет, і безліч метеоритів), поєднаних силами взаємного тяжіння. Близько 99,87% загальної маси системи припадає на її центральне тіло – Сонце, чим і зумовлене обертання навколо нього інших тіл, крім супутників, що обертаються навколо своєї планети.



Рис. 2.1. Планети Сонячної системи

Усі великі планети поділяються на дві групи: *земну*, до якої входять Меркурій, Венера, Земля і Марс та *юпітерську*, або як їх ще називають, планети-велити – це Юпітер, Сатурн, Уран і Нептун (рис. 2.1). Планети земної групи порівняно невеликі. Діаметр Меркурія становить 4 878км, Венери – 12 102км, Землі – 12 756км, Марса – 6 794км. Складені вони здебільшого зі сполук кремнію, алюмінію та заліза. Планети-велити характеризуються значно більшими розмірами. Діаметр Юпітера становить 142 800км, Сатурна – 120 000км, Урана

51 800 км, Нептуна – 48 600 км. Вони не мають твердої оболонки і планетна речовина, за винятком невеликих ядер, знаходиться у газово-рідкому стані, представленому сумішшю водню та гелію. Платон належить до маленьких твердих планет і згідно з припущеннями, які були зроблені вченими в кінці 2005 р. він не планета, а карликова зірка. У випадку підтвердження цієї версії в складі Сонячної системи буде не 9, а 8 планет, але це ще вимагає суттєвого додаткового вивчення.

Земля знаходиться від Сонця на відстані близько 149,6 млн. км і рухається по еліптичній орбіті близькій до кола радіусом 149,5 млн. км зі швидкістю 29,765 км/с, а період обертання становить 365,24 сонячних діб. Стиснення еліпса називається *ексцентриситетом*, величина якого визначається як відношення відстані між центром еліпса та одним з фокусів (c) до довжини великої півосі (a) (рис. 2.2). Для Землі c складає 2,6 млн. км, a – 149,5 млн. км, а ексцентриситет – 0,017. В найбільш віддаленій точці орбіти – *афелії* – Земля знаходиться більш, ніж на 5 млн. км далі від Сонця, ніж у точці найбільшого наближення до Сонця – *перигелії*. Стиснення земної орбіти не постійне і приблизно через 200 тис. років ексцентриситет орбіти Землі змінюється від 0,003 до 0,078. Повне обертання навколо своєї осі Земля здійснює за 23 години 56 хвилин і 4,1 секунди. Вісь обертання утворює з площиною орбіти кут рівний $66^{\circ}33'$. Проте ця величина непостійна. З періодом в 26 тис. років вісь Землі здійснює повільне дзигоподібне обертання по конічній поверхні відносно перпендикуляра до площини орбіти (рис. 2.2. В). Ці рухи осі називаються *прецесією*. Кут нахилу осі обертання Землі обумовлює відмінності кліматичних умов у північній та південній півкулях планети, при цьому ці відмінності періодично компенсуються прецесією. З періодом близько 80 тисяч років кут нахилу осі обертання Землі змінюється від $63,5^{\circ}$ до $68,5^{\circ}$, що спричиняє періодичні зміни кліматичних поясів на планеті.

Маса Землі дорівнює $5,977 \cdot 10^{27}$ г, а середня щільність – $5,52$ г/см³. Середнє прискорення сили тяжіння на земній поверхні не перевищує 981 Гал, а відцентрове прискорення на екваторі сягає 3,4 Гал.

Характерною властивістю Землі є наявність гравітаційного, магнітного, електричного та геотермічного полів. Природа гравітаційного поля до сьогодення залишається не з'ясований. Причиною виникнення магнітного поля є рух електропровідної речовини ядра. Це дипольне поле з магнітним моментом, спрямованим під кутом $11,5^{\circ}$ до осі обертання Землі. З ним тісно пов'язане електричне поле. Для земної кори властивий негативний електричний заряд, який ком-

пенсується позитивним зарядом атмосфери. Геотермічне поле планети зумовлене внутрішнім теплом, джерелом якого є реакції радіоактивного розпаду в її надрах. Вигляд поверхні Землі визначають материки та океани. Середня площа материків і островів, тобто суходолу, становить $149\,000\,000\text{ км}^2$, а площа океанів – $361\,000\,000\text{ км}^2$. Середня висота материків над рівнем моря сягає 860 м , а середня глибина океанів – $3,9\text{ км}$.

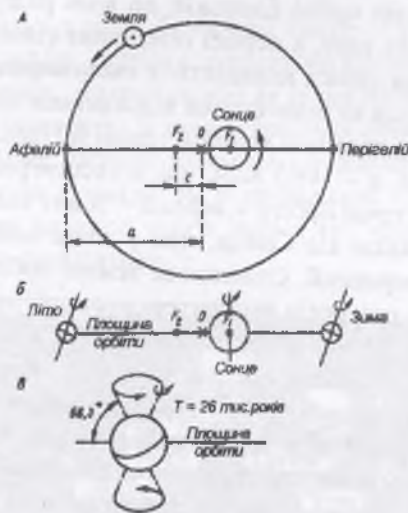


Рис. 2.2. Схема обертання Землі навколо Сонця

A – орбіта Землі; Б – положення осі обертання в афелії та перигелії;
В – прецесія земної осі.

Земля володіє атмосферою та гідросферою, які забезпечує розвиток на планеті *життя*, що робить її відмінною від інших планет Сонячної системи.

2.1. Форма та розміри Землі

Питання форми та розмірів Землі цікавило людство ще з часів глибокої давнини. На його вирішення було витрачено не одне століття. Істина виборювалася поступово і у важкому протистоянні з різними, в тому числі і релігійними, забобонами. Сьогодні вже ніхто не сумнівається, що Земля за своєю формою подібна до кулі та інших

планет Сонячної системи. Проте цей шлях пізнання вимагав тривалого часу і, відповідно, розвитку науково-технічного прогресу. Лише в XVII—XVIII століттях, коли для вивчення розмірів Землі почали застосовувати точні методи вимірювання (триангуляція), було встановлено, що наша планета не є ідеальною кулею, оскільки полярний та екваторіальний радіуси відрізняються за своєю довжиною більше, ніж на 21 км. Це дозволило зробити висновок про сплюсненість Землі по осі її обертання і підтвердило зроблене ще на межі XVII і XVIII століть І. Ньютоном теоретичне обґрунтування такого явища. Цей дослідник також вперше пояснив роль гравітації та відцентрової сили у формуванні фігури Землі. Пізніше результатами вимірювання величин дуг меридіанів та паралелей, виконаних в різних країнах, було встановлено, що Земля стиснена не тільки на полюсах, але і по екватору: найбільший і найменший екваторіальні радіуси відрізняються за довжиною на 213 м. Така форма Землі нагадує *трьохосний еліпсоїд*, або *сфероїд*.

Уявлення про Землю як про еліпсоїд (або сфероїд) в принципі вірні, але насправді поверхня Землі більш складна. Найбільш близькою до сучасної фігури Землі є фігура, яка дістала назву "геоїд", що в перекладі означає "землеподібний".

Геоїд – це уявна поверхня, по відношенню до якої сили тяжіння направлені перпендикулярно в будь-якій точці Землі. В межах акваторій океанів вона співпадає з поверхнею води, яка знаходиться в стані спокою. На суходолі лінія геоїда відхиляється в той або інший бік так, щоб вона залишалася перпендикулярною до напрямку вектора сили земного тяжіння. Іншими словами, геоїд – це вирівняна поверхня гравітаційного потенціалу, яка співпадає з поверхнею води в океанах, тобто поверхнею "рівня моря" від якої ведеться відлік висотних відміток місцевості. Поверхні геоїда і сфероїда завдяки різниці в розподілі мас Землі, що спричиняє аномалії сили тяжіння, не співпадають і розходження між ними становить +87 і -105 м (рис. 2.3).

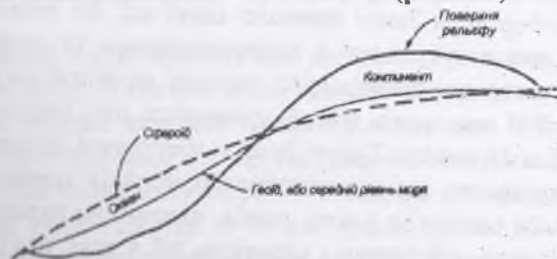


Рис. 2.3. Поверхня рельєфу (фізична поверхня), сфероїда та геоїда

Форма та розміри Землі були математично обґрунтовані геодезистом О.О.Ізотовим у 1940 р., а змодельована ним фігура, на честь відомого радянського геодезиста Ф.М. Красовського була названа *еліпсоїдом Красовського*. На сьогоднішній день параметри еліпсоїда Красовського підтверджені сучасними методами досліджень, у тому числі з залученням даних штучних супутників Землі, і складають: екваторіальний радіус – 6378,254 км; полярний радіус – 6356,863 км; полярне стиснення – 1/298,25.

За цими параметрами, були обчислені площа поверхні Землі, яка становить 510 млн. км², та її об'єм – $1,083 \cdot 10^{12}$ км³.

Для Землі властива непостійна швидкість обертання навколо своєї осі. Розрізняють три типи зміни величини кутової швидкості: вікове сповільнення, нерегулярні стрибкоподібні зміни та періодичні коливання.

Вікове сповільнення, як вважають вчені, зумовлене діями місячного та сонячного притягання, які спричиняють припливи та відпливи на Землі, а також, деякою мірою, можуть впливати на перерозподіл мас в надрах планети.

Нерегулярні зміни кутової швидкості відбуваються, здебільшого, через певні проміжки часу (від 10 до 30 і більше років). Їх природа досі ще залишається не з'ясованою. Вважається, що вони можуть бути викликані змінами щільності речовини в надрах Землі.

Періодичні зміни з річним і піврічним періодами проявляються у тому, що влітку Земля обертається швидше, ніж весною. Різниця в тривалості доби у серпні та березні складає близько 0,0025 сек. Причину цих змін М.М.Парійський бачив у сезонних змінах атмосферної циркуляції.

За період геологічної історії, тобто від архейського акрону (4,5 – 2,6 млрд. років назад) і до сьогоднішнього дня, як свідчать вчені, тривалість доби збільшилася на 4 години, що вказує на уповільнення швидкості обертання Землі навколо своєї осі. Як засвідчують палеонтологічні дані в сукупності з астрономічними та геофізичними розрахунками у середні девонського періоду палеозойської ери (це близько 385 – 375 млн. років тому), тривалість року складала 399 днів, а доба тривала 22 години. Тобто Земля оберталася швидше, ніж тепер. Підраховано також, що під впливом припливів тривалість діб збільшується на 20 секунд за 1 млн. років, відповідно наша планета уповільнює швидкість обертання і кількість діб у році поступово зменшується.

2.2. Будова, склад та фізичні властивості Землі

Земля, як найбільш розвинена планета Сонячної системи, характеризується складною будовою, вираженою в наявності декількох оболонок або *геосфер*, які відрізняються своїм складом, фізичними властивостями та станом речовини. Серед них розрізняють зовнішні геосфери, які доступні для безпосереднього вивчення, і внутрішні геосфери, дослідження яких проводиться шляхом застосування непрямих геологічних, геофізичних та геохімічних методів.

2.2.1. Зовнішні геосфери Землі

До зовнішніх геосфер Землі належать атмосфера, гідросфера, біосфера та ноосфера. Вони проникають одна в одну та знаходяться в постійній взаємодії між собою і твердими оболонками Землі. Проявом цієї взаємодії є обмін між ними речовиною та енергією.

Атмосфера – це газова оболонка, складена сумішшю газів, співвідношення яких змінюється з висотою. Біля поверхні Землі 78,09% її об'єму належить азоту, 20,95% – кисню, аргон і вуглекислий газ складають, відповідно, 0,93% і 0,03%. В незначних кількостях у повітрі містяться водень, неон, гелій, криптон, ксенон, радон, йод, водяна пара, озон, метан та інші гази. Такий склад атмосфери практично не змінюється до висоти 100 км. Окрім газів в ній знаходиться також певна кількість твердих частинок у вигляді пилу різноманітного походження. Найбільше його поступає в повітря під час пилових бурь у районах пустель та напівпустель, при виверженні вулканів, а також з космічного простору. Не остання роль у забрудненні атмосфери пилом належить техногенній діяльності людини. Найбагатшими на пил є нижні шари атмосфери, але він виявлений також і на висоті 100 – 150 км.

Залежно від складу та фізичних параметрів (густини повітря, тиску, температури) атмосфера, верхня межа якої сягає висоти 2000 км, поділяється на три горизонти – тропосферу, стратосферу та іоносферу (рис. 2.4).

Тропосфера характеризується високою густиною, наявністю в складі, окрім азоту та кисню, вуглекислого газу, водяної пари та великої кількості твердих частинок різного походження. Висота її верхньої межі змінюється в залежності від географічної широти. В екваторіальній та тропічній зонах вона сягає 17-18 км, а в полярних та приполярних областях знижується до 8-10 км. Характерним для тропосфери є також нерівномірність температури повітря. Тепліші його шари зна-

ходяться в приземній частині, а з висотою температура понижується в середньому на 6°C через кожен кілометр і біля верхньої межі становить -85°C . Шар мінімальних постійних температур у верхній частині тропосфери називається *тропопаузою* і є межею між тропосферою і розташованою вище стратосферою.

Стратосфера займає повітряний простір на висоті від 8-18 до 50-55 км. Характерною її властивістю є сильно розріджений стан повітря і закономірне підвищення температури з висотою до $-10 - +10^{\circ}\text{C}$. На висоті близько 55 км температура стабілізується і цю частину стратосфери називають *стратопаузою*. В межах стратосфери на висоті біля 25 км знаходиться озоновий шар, який поглинає велику частину ультрафіолетової радіації Сонця, захищаючи все живе на Землі від її згубної дії.

Іоносфера, верхня оболонка атмосфери, ділиться на три підгоризонти: мезосферу, термосферу і екзосферу.

Мезосфера сягає висоти біля 80 км. Характерною її ознакою є наявність так званої сріблястої хмарності і пониження температури (підвищення якої відбувається в стратосфері) до -90°C . Завершується мезосфера шаром з постійними мінімальними температурами, який називається *мезопаузою*. Слід також зазначити, що взимку температура у мезосфері вища в порівнянні з літнім періодом. Однією з особливостей мезосфери є високий вміст іонів газів, які спричиняють своєрідне світіння атмосфери, відоме як *полярне сяйво*.

Термосфера, верхня межа якої проходить приблизно на висоті 800 км, характеризується черговим підвищенням температури до 1000-2000 $^{\circ}\text{C}$, що і обумовило назву цієї оболонки атмосфери. Починаючи з висоти 200 км у термосфері відбувається розділення газів за молекулярною масою і збільшення вмісту водню та гелію. Окрім того, з висотою зростає роль іонізованих атомів і інших заряджених частинок, через що цю сферу ще називають *іоносферою*.

Екзосфера знаходиться вище 800 км і мало вивчена. В її складі переважають іони легких газів і елементарні частки, які рухаються з великою швидкістю але майже не зустрічаються одна з одною. Для зовнішніх шарів екзосфери характерне розсіювання – дисипація атмосфери в космічний простір. Проте цьому розсіюванню протидіє магнітне поле Землі, яке утримує іонізовані частки в магнітосфері, верхня границя якої віддалена від земної поверхні на 25-35 тисяч кілометрів.

Важливою складовою атмосфери з точки зору впливу на геологічні процеси і об'єкти, як це буде показано нижче, є атмосферна волога

Загальні відомості про Землю

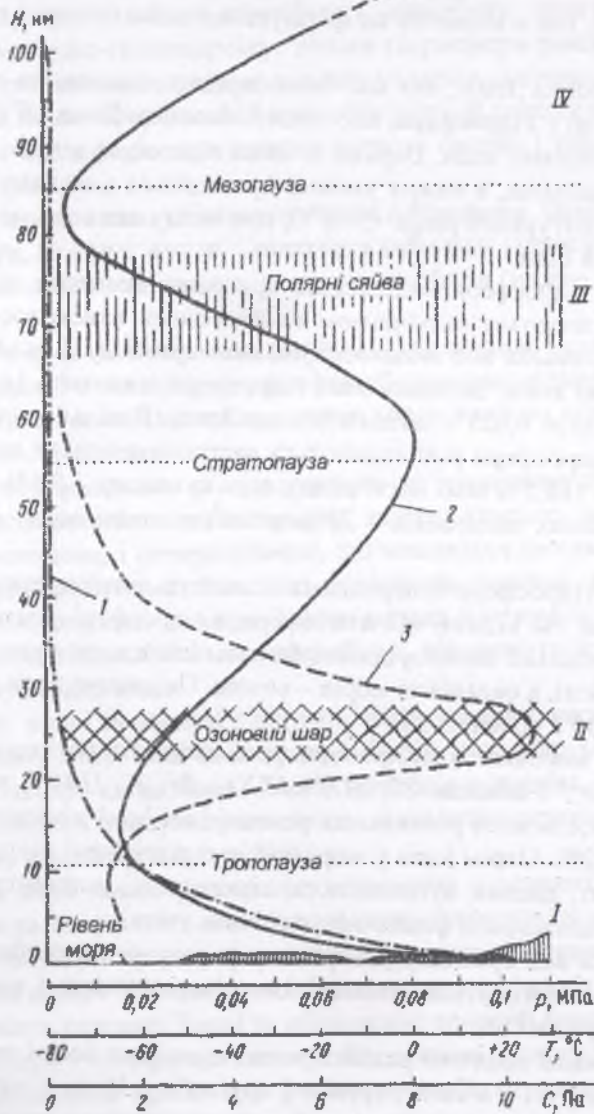


Рис. 2.4. Вертикальний розріз атмосфери до висоти 100 км
Криві змін: 1 – тиску (P); 2 – температури (T); 3 – вмісту озону (O_3). I – тропосфера; II – стратосфера; III – іоносфера; IIIa – мезосфера; IIIб – термосфера.

та рух повітря, що впливають на формування кліматичних і погодних умов.

Інша оболонка Землі, яка має безпосереднє відношення до геологічних процесів, є **гідросфера**, або водна оболонка. Вона об'єднує поверхневі та підземні води. Верхня її межа відповідає рівню поверхні відкритих водоймищ, а нижня умовно проводиться в надрах Землі на глибині температурного рівня $+374\text{ }^{\circ}\text{C}$, при якому вся вода переходить у газоподібний стан.

У складі гідросфери виділяється три основних типи природних вод, які відрізняються за хімізмом та фізичними властивостями. Це води морів і океанів або **океаносфера**, **води суходолу і льодовиків**, а також **підземні води**. Загальна маса гідросфери становить $1644 \cdot 10^{15}$ т, що не перевищує 0,025% загальної маси Землі. В кількісному відношенні води гідросфери розподіляються наступним чином: океанічні – 1370 млн. км³ (86,5% всієї маси води), води суходолу – 0,5% млн. км³, води материкових льодовиків – 22 млн. км³, підземні води – 196 млн. км³.

Всі води гідросфери мінералізовані і можуть розглядатися як природні розчини. На відміну від атмосфери, в гідросфері чітко проявляється горизонтальна неоднорідність (зональність): води суходолу, здебільшого, прісні, а океанів та морів – солоні. Океанічна вода містить, в середньому, 35 г солей на 1 л.

У складі морської води провідна роль належить катіонам Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Sr^{2+} і аніонам Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Br^- , F^- , HBO_3^- , вміст яких відповідає 95,8% маси розчинених речовин; всі інші хімічні елементи складають 4,2%. Окрім іонів у морській воді розчинені також природні гази – азот, кисень, вуглекислота, сірководень, концентрація яких змінюється залежно від фізико-географічних умов.

Більшість вод суходолу утворилися за рахунок атмосферних опадів, які характеризуються мінімальною мінералізацією і належать до так званих прісних вод.

Під впливом сонячної радіації води гідросфери Землі знаходяться в постійному русі – в безперервному кругообігу. Вода у вигляді пари атмосферної вологи, атмосферних опадів та річкового стоку, а також океанічними течіями переміщується на великі відстані. В атмосфері вона максимально насичується вільним киснем, а при зіткненні з верхніми шарами земної кори втрачає його. В процесі кругообігу в єдину систему об'єднуються всі води гідросфери, а також відбувається тісний взаємозв'язок природних вод з атмосферою, земною корою та жи-

ним світом планети. Таким чином, в загальному кругообігу води можна виділити своєрідні ланки: атмосферну, океанічну, літогенну, біогенну та промислово-господарську. Волога гідросфери разом з розчиненими в ній речовинами приймає активну участь у хімічних реакціях, які проходять в атмосфері, земній корі і біосфері. В зв'язку з цим, гідросфера, як і атмосфера, є активною діючою силою і середовищем геологічних процесів.

Третьою зовнішньою оболонкою Землі є **біосфера**. Вона об'єднує сфери планети, де існує життя, і включає в себе всю гідросферу, верхню частину літосфери та нижню частину атмосфери (нижче озонового шару).

Жива речовина за своєю масою ($2,4 \cdot 10^{12}$ т) складає незначну частину в порівнянні з іншими зовнішніми оболонками планети, але за активною дією на довкілля посідає перше місце і якісно відрізняється від усіх інших оболонок.

За способом живлення та відношенням до зовнішнього середовища розрізняють організми **автотрофні**, які споживають неорганічні мінеральні речовини, і **гетеротрофні**, що живляться іншими організмами та їхніми рештками. Більшість організмів **аеробні**, тобто такі, для життя яких потрібне повітря. Значно менша частина, здебільшого мікроорганізми, відносяться до **анаеробних**, які можуть існувати і в безкисневому середовищі.

Основою живої речовини є вуглець, який утворює нескінченну кількість різноманітних хімічних сполук. Окрім вуглецю, найпоширенішими хімічними складовими живої природи є кисень, водень та азот. Інші елементи присутні у невеликих кількостях, проте відіграють важливу роль у фізіології організмів.

Основна маса живої речовини зосереджена в зелених рослинах, які поглинають енергію сонячного проміння і утворюють складні органічні сполуки. Цей процес природного формування органічної речовини одержав назву "**фотосинтез**". Він залучає до річного кругообігу велику кількість речовин Землі та обумовлює високий кисневий потенціал атмосфери і біосфери в цілому. Фотосинтез є своєрідним регулятором геохімічних процесів і фактором, який визначає наявність вільної енергії зовнішніх оболонок Землі.

З точки зору хімії фотосинтез – це окислювально-відновна реакція $CO_2 + H_2O \rightarrow CH_2O + O_2$, у результаті якої за рахунок поглинання вуглекислоти і води синтезується органічна речовина та виділяється вільний кисень.

В планетарному масштабі при реакціях фотосинтезу живою речовиною щорічно засвоюється $3,65 \cdot 10^{11}$ т вуглекислоти та $1,5 \cdot 10^{11}$ т води, що призводить до утворення в біосфері Землі 266 млрд. т вільного кисню, при цьому біомаса Світового океану є головним генератором вільного кисню в атмосфері.

При відмиранні організмів відбувається зворотний фотосинтезу процес, тобто розкладання органічної речовини шляхом її окислення та утворення продуктів розкладу. Цей процес у межах земної кулі знаходиться в стані динамічної рівноваги з фотосинтезом, у зв'язку з чим загальна кількість біомаси на Землі є постійною.

Невід'ємною частиною біосфери є *Людина*. Вона своїм розумом і діяльністю проникає в усі сфери Землі, вивчаючи і навіть змінюючи їх, створюючи свою область мислення та дії, тобто свою сферу в природній системі планети. Враховуючи це, В.І. Вернадський на початку ХХ століття запропонував виділяти нарівні з літосферою, атмосферою, гідросферою, біосферою ще одну оболонку – *ноосферу*. В буквальному перекладі з грецької мови "*ноосфера*" означає "*мисляча оболонка*" і вона об'єднує ту частину земної кулі, на яку поширюється активна і зростаюча дія людини. Ноосфера – це свого роду вища стадія еволюції біосфери, пов'язана з виникненням цивілізації, з періодом, коли розумова діяльність людини стає головним, визначальним фактором розвитку Землі. Згідно з останнім В. Вернадський писав: "*Ноосфера є нове геологічне явище на нашій планеті. В ній вперше людина стає важливою геологічною силою. Вона може і повинна перебудовувати своєю працею та думкою область свого життя, перебудовувати істотним чином у порівнянні з тим, що було раніше*".

Охарактеризовані вище зовнішні оболонки Землі, як це вжезначалось, взаємно проникають одна в іншу та взаємодіють, що визначає перебіг складних процесів і явищ, які відбуваються на поверхні планети.

2.2.2. Внутрішні геосфери Землі

Вивчення внутрішньої будови нашої планети проводиться сейсмічним методом, який базується на реєстрації швидкостей поширення в тілі Землі поздовжніх і поперечних хвиль, спричинених землетрусами або штучними вибухами. За сейсмологічними даними Земля побудована з декількох сфер, які відрізняються не тільки швидкостями проходження сейсмічних хвиль, але й складом та фізичними властивостями. До головних внутрішніх геосфер Землі належать: земна кора,

мантія і ядро, котрі в свою чергу, поділяються ще на низку складових (рис. 2.5).

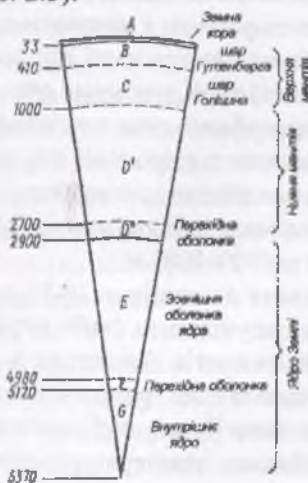


Рис. 2.5. Внутрішня будова земної кулі

Земна кора є основним об'єктом вивчення геології, в зв'язку з чим на детальній характеристиці її будови та складу ми зупинимося окремо, тут лише зазначимо, що за середню глибину нижньої межі земної кори прийнята цифра 33 км (рис. 2.5, сфера А). На цій глибині в середньому розташована так звана сейсмічна межа, яка характеризується різким збільшенням швидкостей проходження сейсмічних хвиль (табл. 2.1) і нижче якої розташовується друга внутрішня геосфера – мантія.

Вперше це явище було виявлено югославським сейсмологом А. Мохоровичичем, на честь якого сама межа дістала назву *поверхні Мохоровичича*, або скорочено – *поверхні Мохо*, *поверхні М*. За геофізичними характеристиками мантія ділиться на дві частини – верхню та нижню, межа між якими проходить на глибині близько 1000 км (рис. 2.5). В свою чергу, в складі верхньої мантії виділяються (зверху донизу) шар Гутенберга і шар Голіцина.

Таблиця 2.1.

Будова Землі за геофізичними даними

Геосфери	Потужність, км	Середня глибина до нижньої межі, км	Швидкості сейсмічних хвиль, км/с		
			P-хвилі	S-хвилі	
Земна кора	5-70	33	6,5 – 7,4	3,7 – 3,8	
Поверхня Мохоровичича					
Мантія	верхня	867	900	7,9 – 8,2	4,5 – 4,7
	нижня	2000	2900	13,6	7,2 – 7,3
Ядро	зовнішнє	2200	5120	8,1 – 10,4	
	внутрішнє	1250	6370	11,1 – 11,3	

Шар Гутенберга складений "розм'якшеними", з низькою щільністю, здатними до пластичного руху 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 у порівнянні 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, як це буде показано нижче, 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 поздовжніх 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.

Третьою внутрішньою геосферою Землі є її **ядро**, яке характеризується різким падінням швидкості поздовжніх 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 ділиться на три частин: 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. Як вже зазначалось, воно складається з більшого за розмірами, ефективно-рідкого зовнішнього ядра та малого і твердого внутрішнього. Останнє чітко виділяється за сейсмічними даними. Для нього характерні велика щільність та висока електропровідність. Це дозволяє припустити, що ядро Землі складається із заліза з домішкою нікелю. Такі висновки базуються, головним чином, на результатах зіставлення геофізичних даних, отриманих при вивченні ядра, з результатами дослідження залізистих метеоритів. Проте, це не зовсім узгоджується з експериментальними даними. Згідно з сучасними уявленнями щільність ядра Землі на 10% менша у порівнянні зі щільністю залізо-нікелевого сплаву при ймовірних у ядрі тиску та температурі. Це наводить на думку, що до складу ядра окрім заліза та нікелю, повинні входити ще і деякі легші елементи, такі, як кремній або сірка. На сьогоднішній день більшість дослідників вважає, що ядро Землі складається із заліза з домішками нікелю та сірки, а також, можливо, кремнію або кисню.

2.2.3. Фізичні властивості та хімічний склад Землі

Наша планета, як і всі природні тіла, характеризується певними фізичними властивостями та хімічним складом, від яких, як це буде показано нижче, залежить не тільки характер проявлення геологічних процесів, але і спрямованість розвитку Землі як природної системи планетарного рівня організації природної речовини. Фізико-хімічні умови, як відомо, визначають стан існування речовини, утворення тих або інших мінералів та гірських порід, характер спрямованості і ступінь інтенсивності проходження геологічних процесів в межах зовнішніх і внутрішніх геосфер.

Фізичні властивості нашої планети визначаються, здебільшого, щільністю, тиском, магнетизмом, тепловим режимом і, відповідно, агрегатним станом речовини.

Щільність Землі є непостійною величиною і змінюється в залежності від агрегатного стану речовини та її складу. Згідно з геофізичними даними в середньому щільність планети становить $5,52 \text{ г/см}^3$. При цьому для земної кори ця величина складає $2,8 \text{ г/см}^3$, у покрівлі верхньої мантії, нижче межі Мохоровичича, щільність порід становить $3,3\text{-}3,4 \text{ г/см}^3$, а в низах нижньої мантії – приблизно $5,5\text{-}5,7 \text{ г/см}^3$. Верхня межа зовнішнього ядра характеризується щільністю речовини $9,7\text{-}10,0 \text{ г/см}^3$, а з глибиною вона зростає до $11,0\text{-}11,5 \text{ г/см}^3$ і у внутрішньому ядрі становить $12,5\text{-}13,0 \text{ г/см}^3$.

Щільність земної речовини разом з масою є однією з основних фізичних величин, які суттєво впливають на *гравітаційне поле*. Під гравітаційним полем Землі слід розуміти певний космічний простір, в межах якого проявляються сили земного тяжіння. *Сила земного тяжіння* – це рівнодіюча сили притягання, яка є функцією маси тіл і відстані між ними, та відцентрової сили. Звідси можна зробити висновок, що гравітаційне поле прямо підпорядковане характеру розподілу мас у надрах планети. Кожній окремо взятій точці на земній поверхні властива своя величина сили тяжіння.

Величина сили тяжіння, або гравітаційного поля, виражається в галах ($1 \text{ гал} = 1 \text{ см/с}^2$) і вимірюється спеціальними приладами – гравіметрами. За даними визначення величини сили тяжіння складаються гравіметричні карти, на яких ізолініями (лініями рівних величин) показують простір розподілу сили тяжіння в межах тієї чи іншої ділянки земної поверхні. Проте, як щільність, так і маса земної речовини у внутрішніх геосферах розподіляються нерівномірно, відповідно, і гравітаційне поле теж характеризується нерівномірним поширенням, і в різних точках планети величина прискорення сили тяжіння буде різною. На поверхні Землі вона в середньому складає 982 гал. При цьому в межах екватора становить 987 гал, а в напрямку до полюсів зростає до 983 гал. Зміна величини прискорення сили тяжіння спостерігається і з глибиною. Максимального значення (близько 1037 гал) вона досягає біля підшови нижньої мантії. В межах ядра ця величина поступово зменшується. В перехідному шарі між зовнішнім та внутрішнім ядром вона складає 452 гал, на глибині 6000 км 126 гал, у центрі Землі – нуль.

Вивчення характеру розподілу величини прискорення сили тяжіння по планеті показало, що вона залежить:

- від положення місця заміру відносно рівня океану (чим вища абсолютна відмітка розташування місця заміру величини прискорення сили земного тяжіння, тим далі воно знаходиться від центру Землі, більша відцентрова сила і менша сила тяжіння та навпаки);
- від широти місцевості, що обумовлено величиною відцентрової сили, яка на полюсах рівна нулю, що зумовлює зростання в цьому напрямку сили тяжіння;
- від щільності порід (більш щільні гірські породи обумовлюють позитивні аномалії сили тяжіння, а менш щільні – наявність від'ємних аномалій);

Загальні відомості про Землю

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

Залежність величини гравітаційного поля від щільності гірських порід, має велике прикладне значення. Враховуючи те, що різні за складом та походженням гірські породи мають різну щільність і, відповідно, величину сили тяжіння, карти гравітаційних полів дозволяють уточнювати геологічну будову територій, а також прогнозувати та обґрунтовувати проведення пошуків корисних копалин.

Тиск у надрах Землі знаходиться в прямій залежності від щільності, сили тяжіння та маси і, як і зазначені параметри, з глибиною зростає (табл. 2.2).

Таблиця 2.2.

Тиск в глибинах Землі

Глибина, км	40	100	400	1000	2900	5000	6371
Тиск, МПа	$1 \cdot 10^3$	$3,1 \cdot 10^3$	$14 \cdot 10^3$	$35 \cdot 10^3$	$137 \cdot 10^3$	$312 \cdot 10^3$	$361 \cdot 10^3$

Особливе значення для розуміння процесів і явищ, які відбувалися та відбуваються на Землі і в Космосі, а також для пізнання геологічної будови планети і прогнозування пошуків корисних копалин мають відомості про земний магнетизм.

Відомо, що Земля діє як гігантський магніт і володіє потужним силовим полем. Відомості про розподіл магнітного поля Землі на її поверхні та в приземному просторі вчені отримують проводячи наземну, морську та аеромагнітну зйомки, а також з штучних супутників Землі. Геомагнітне поле Землі дипольне але магнітні полюси не співпадають з географічними. Між ним існує кут величиною біля $11,5^\circ$, який називається *магнітним схиленням*. Іншими словами магнітне схилення – це кут відхилення магнітної стрілки компаса, встановленого за напрямком магнітної силової лінії, від географічного меридіану. Схилення може бути західним і східним. Лінії, які з'єднують на карті точки з однаковими показниками величини схиленням називаються *ізогонами*. Виділяють також *магнітне нахилення*, яке відповідає куту між магнітними силовими лініями та горизонтальною площиною. Найбільше нахилення спостерігається в районах магнітних полюсів, а лінії, які з'єднують на карті точки з однаковими показниками величин нахилення, називаються *ізоклінами*.

Природу постійного магнітного поля пов'язують з дією складної системи електричних струмів, які виникають при обертанні Землі та

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

Магнітне поле Землі впливає на орієнтацію в гірських породах феромагнітних мінералів (магнетит, титаноманетит, ільменіт та інші). Особливо це проявляється в магматичних гірських породах. Кристали феромагнітних мінералів в процесі застигання магми орієнтуються відповідно до напрямку силових ліній магнітного поля. Після закінчення кристалізації порід орієнтація кристалів зберігається. Певна орієнтація кристалів таких мінералів відбувається і в процесі утворення осадових порід. Намагніченість гірських порід ніби накладається на загальне тіло магнітного поля в результаті чого на поверхні Землі виникають *магнітні аномалії*.

Магнітними аномаліями називають відхилення вектора напруженості магнітного поля від його нормального напрямку. Враховуючи, що різні породи намагнічені по різному, виділення та вивчення аномалій дає можливість говорити про розміщення в земних надрах тих або інших порід, що має велике значення при уточненні геологічної будови територій, а також при прогнозуванні та пошуках родовищ корисних копалин. Магнітні аномалії вивчаються з допомогою спеціальних приладів – магнітометрів, які можна також встановлювати на літаках і космічних кораблях, що значно розширює можливості застосування магнітометричних досліджень.

В процесі проведення магнітометричної зйомки визначається залишкова намагніченість порід які містять феромагнітні мінерали, що дозволяє виявити напрямок магнітного поля на момент їх утворення. Такі результати мають велике значення при реконструкції палеоумов породоутворення і встановленні історії геологічного розвитку територій. Сьогодні магнітометричні дослідження є одним з провідних методів пошуків металевих і деяких неметалевих корисних копалин.

Важлива роль в геологічних процесах належить також тепловому режиму Землі.

Тепловий режим нашої планети визначається двома джерелами тепла. Одним з них служить Сонце, а другим є внутрішня енергія Землі. Земна поверхня отримує теплову енергію від Сонця, частина якої поглинається атмосферою, рослинністю та поверхневим шаром земної кори, а частина відбивається назад у світовий простір. Кількість отри-

маного від Сонця та відбитого Землею тепла залежить від географічної широти. Середньорічна температура у кожній півкулі зменшується від екватора до полюсів. Прогрівання земної кори за рахунок сонячної енергії поширюється на дуже незначну глибину, яка в екваторіальних широтах не перевищує 28-30 м, а в приполярних – складає перші метри. На деякій глибині в земній корі має місце так званий *пояс постійної температури*, яка дорівнює середньорічній температурі даної місцевості. Глибина розташування цього поясу також не постійна і змінюється в залежності від географічної широти. В районі екватора вона може складати до 20-30 м, а з наближенням до полюсів поступово зменшуватися до 1-2 м.

Нижче поясу постійних температур основним джерелом теплоти Землі є внутрішня енергія. Вже давно встановлено, що в шахтах, глибоких колодязях та бурових свердловинах спостерігається постійне зростання температури з глибиною, що спричинено тепловим потоком з внутрішніх частин Землі. Тепловий потік вимірюється в калоріях на квадратний сантиметр за секунду ($\text{кал}/\text{см}^2\text{с}$). Значення показника теплового потоку в цілому для планети є змінною величиною. В межах континентів ця величина знаходиться в інтервалі $0,9-1,2$ мкал/ $\text{см}^2\text{с}$, збільшуючись до $2-4$ мкал/ $\text{см}^2\text{с}$ в гірських областях. Згідно з численними даними, її середні значення становлять $1,4-1,5$ мкал/ $\text{см}^2\text{с}$. Високі теплові потоки спостерігаються також в районах проявлення сучасного вулканізму – в середньому $3,6$ мкал/ $\text{см}^2\text{с}$, а також у таких рифтових зонах як озеро Байкал, тепловий потік якого змінюється від $1,2$ до $3,4$ мкал/ $\text{см}^2\text{с}$. На значних просторах Світового океану величина теплового потоку знаходиться в межах $1,1-1,2$ мкал/ $\text{см}^2\text{с}$, зростаючи в районах серединно-океанічних хребтів до $1,8-2,0$ мкал/ $\text{см}^2\text{с}$, а в окремих місцях – до $6,7-8,0$ мкал/ $\text{см}^2\text{с}$. 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, в меншій мірі, Сонцем.

Визначення температури в геосферах Землі базується на різних прямих та допоміжних даних. Найбільш точні дані отримані для верхньої частини земної кори, розкритої шахтами та буровими свердловинами до глибини 12,5 км. Вони свідчать про систематичне підвищення температури з глибиною. Збільшення температури в градусах Цельсія на одиницю глибини називають *геотермічним градієнтом*, а інтервал глибини в метрах, на якому температура підвищується на 1 °С, – *геотермічною сходинкою*.

Геотермічний градієнт і, відповідно, геотермічна сходинка в різних місцях земної кулі різні і залежать від геологічної будови земної кори в межах тої або іншої території, а також від характеру теплопровідності гірських порід. Згідно з даними Б. Гутенберга, межі коливань при цьому можуть відрізнятись майже у 25 разів і більше. Наприклад, в штаті Орегон (США) геотермічний градієнт складає 150 °С на 1 км, а геотермічна сходинка 6,67 м. Найменший градієнт зареєстрований в Південній Африці, де його величина становить 6 °С на 1 км, геотермічна сходинка при цьому рівна 167 м. В свердловині закладені на Кольському півострові, в геологічній будові якого беруть участь древні кристалічні породи, на глибині 11 км температура складала біля 200 °С, що відповідає геотермічній сходинці близько 20 м. Середній геотермічний градієнт, який приймається як еталон, становить 30 °С на 1 км, якому відповідає геотермічна сходинка 33 м.

Зазначений середній градієнт, мабуть, простежується лише до деякої верхньої частини земної кори, а з глибиною він повинен зменшуватися. Про це свідчать самі прості арифметичні перерахунки. При постійній величині градієнта на глибині 100 км повинна складатися 3000 °С. Проте, це розходиться з фактичними даними. Саме на цих глибинах періодично зароджуються магматичні осередки, які є джерелом лави з максимальною температурою 1200-1250 °С. Враховуючи цей своєрідний термометр, можна вирахувати, що на глибині 100 км температура не перевищує 1300-1500 °С, інакше породи мантії були б повністю розплавлені, а це заперечується вільним проходженням в мантії поперечних сейсмічних хвиль. З цього можна зробити висновок, що середній геотермічний градієнт властивий лише для відносно невеликої глибини від земної поверхні (20-30 км), а глибше його величина повинна зменшуватися.

Для земної кори розрахунки зміни температур з глибиною базуються, головним чином, на аналізі показників величини теплового потоку, теплопровідності гірських порід, температури лав вулканів то-

що. Для глибоких зон мантії та ядра такі дані відсутні і про їх температуру можна судити лише приблизно за результатами математичного моделювання. Допускається, що нижче астеносферного шару температура закономірно зростає при значному зменшенні геотермічного градієнта і збільшенні геотермічної сходинки. Враховуючи, що ядро складається головним чином з заліза, були проведені розрахунки плавлення його на різних глибинах з врахуванням існуючих там тисків. Отримані результати свідчать, що на межі нижньої мантії та ядра температура повинна складати 3700 °С, а в перехідному шарі між зовнішнім та внутрішнім ядрами – 4300 °С, відповідно в межах внутрішнього ядра вона повинна бути ще вищою. Враховуючи зазначене можна припустити, що температура в ядрі Землі знаходиться в межах 4000-5000 °С.

Температура і тиск в середині внутрішніх геосфер прямо пов'язані з агрегативним станом речовини, яка їх складає. Вище зазначалось, що речовина літосфери знаходиться у твердому кристалічному стані, оскільки температура при існуючих тисках тут не досягає точки плавлення. Проте сейсмологи вказують на наявність окремих низькошвидкісних лінз, які нагадують астеносферний шар в середині земної кори, і з якими пов'язують корові магматичні процеси.

Речовина мантії Землі, через яку проходять як повздовжні, так і поперечні сейсмічні хвилі, знаходиться в ефективно-твердому стані. При цьому припускається, що низи верхньої та нижньої мантії складені кристалічною речовиною. Проте вважається, що у верхній частині верхньої мантії (астеносферний шар), яка характеризується зниженням швидкостей сейсмічних хвиль, речовина може знаходитися в аморфному склоподібному стані, а частина її (біля 10%) навіть у розплавленому. Перехід від мантії до ядра супроводжується різким зниженням швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль, а поперечні хвилі, які поширюються тільки у твердому середовищі, тут не спостерігаються, це дає можливість припустити, що речовина зовнішнього ядра знаходиться в рідкому стані, а внутрішнє ядро, за непрямыми даними, є твердим.

Речовина Землі, незалежно від її фізичного стану (твердого, рідкого, газоподібного, органічного), складається з хімічних елементів. У межах літосфери вони утворюють мінерали, а мінерали, в свою чергу – гірські породи і корисні копалини; в гідросфері – воду та різноманітні водні розчини; в атмосфері – гази; в біосфері – органічні сполуки та ін. Пізнання хімічних особливостей кожної з геосфер та Землі в ціло-

му має велике фундаментальне та прикладне значення. Перше полягає в прогнозуванні геологічних процесів і їх наслідків, а друге – в оцінці перспектив територій на пошуки родовищ корисних копалин (як промислових концентрацій хімічних елементів) та виявленню хімічно забруднених (штучним або природним шляхом) і небезпечних для життєдіяльності людини ділянок земної поверхні, гідросфери або атмосфери.

Наші знання про хімію Землі, про взаємовідношення в її межах хімічних елементів, на великий жаль, дуже скупи і стосуються, здебільшого, біосфери та нижніх частин атмосфери. Відомості про хімію глибинних горизонтів планети постійно змінюються в залежності від ступеня обґрунтованості тих чи інших гіпотез виникнення та розвитку Землі.

Австрійський геолог В.М.Гольдшмідт, вважаючи, що Земля на початку свого існування знаходилась у розплавленому стані, прирівняв процес її остигання до процесу, що відбувається при остиганні рудного розплаву в доменній печі. Тобто знизу накопичується метал, вище – більш легкі сульфіді, а ще вище – легкі силікатні шлаки. Враховуючи також гіпотезу про утворення Землі з метеоритів, В.М.Гольдшмідт прийшов до висновку, що ядро планети і його оболонки за хімічним складом також повинні бути близькими до складу метеоритів. Такої ж думки дотримувалися і послідовники Гольдшмідта, які на основі аналізу складу різних метеоритів, а також експериментальних геохімічних і геофізичних даних дали оцінку валового хімічного складу Землі (табл.2.3).

Таблиця 2.3.

Середній хімічний склад Землі

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

З наведеної таблиці випливає, що до найпоширеніших хімічних елементів Землі належать O, Fe, Si і Mg, які складають більше 91% маси Землі. Друге місце за кількісним вмістом у земній речовині належить Ni, S та Al, вони займають біля 7% маси земної кулі, а інші елементи періодичної системи Менделєєва користуються підпорядкованим поширенням.

Згідно з сучасними уявленнями про хімічний склад Землі в земній корі переважають оксиди кремнію та алюмінію, речовина верхньої мантиї складена здебільшого силікатами заліза та магнію, а в нижній переважають оксиди магнію та заліза. Ядро планети, як це вже неодноразово зазначалось, складено залізом і нікелем з незначними домішками сірки, кремнію та кисню.

Підводячи підсумок короткої характеристики будови та складу Землі, як єдиної природної системи, слід зазначити, що всі охарактеризовані вище геосфери, незважаючи на різний фізичний стан, хімічні та інші властивості, знаходяться в постійній взаємодії. Процеси та явища, які відбуваються в межах однієї сфери, так або інакше спричинені "життєдіяльністю" інших або впливають на їх функціонування. У цьому виражається суть *єдності та взаємодії природних систем*.

2.3. Речовинний склад і будова земної кори

Земна кора, як доступніша для вивчення з усіх геосфер Землі, є безпосереднім об'єктом геологічних досліджень. В ній сконцентровані всі види мінеральної сировини необхідної для існування людства, в зв'язку з чим саме ця складова нашої планети вивчена найбільш повно і детально. Окрім того, саме земна кора є основним середовищем техногенного навантаження і з метою запобігання екологічної катастрофи необхідно всебічно вивчити її склад, будову та закони розвитку.

Земна кора складена різними за походженням групами гірських порід (магматичними, метаморфічними, осадовими), які, в свою чергу, оклидені мінералами, а останні хімічними елементами. Таким чином, виходячи з концепції ієрархічної організації природної речовини, про склад земної кори можна судити через послідовне вивчення хімічних елементів, мінералів і гірських порід.

2.3.1. Хімічний склад земної кори

Земна кора в хімічному відношенні з усіх внутрішніх геосфер Землі вивчена найбільш детально. Але і в її межах достовірні дані про

хімічний склад гірських порід отримані лише для самої верхньої, доступної для спостережень частини материків, тобто до глибини 10-15 км.

Перші відомості про хімічний склад земної кори належать американському вченому Ф. Кларку, який базуючись на результатах 6000 хімічних аналізів різних гірських порід у 1889 році вирахував і опублікував середні вмісти 50 основних хімічних елементів земної кори. Пізніше ці результати уточнювалися багатьма вченими, зокрема, В.І. Вернадським, О.П. Виноградовим, Г.В. Войткевичем, О.Б. Роновим, Р. Тейлером, О.О.Ярошевським та іншими, які не тільки суттєво доповнили знання про хімічний склад земної кори, але й за пропозицією О.Є. Ферсмана ввели поняття *кларків*.

Кларк – це середній вміст хімічного елемента у земній корі. Розрізняють масові (вагові), атомні та об'ємні кларки. Масові кларки – це середні масові вмісти елементів, виражені у відсотках або грамах на тону. Атомні кларки відображають процентну кількість числа атомів, а об'ємні показують, який об'єм породи у відсотках займає даний елемент.

Найпоширенішими хімічними елементами в земній корі, кларки яких перевищують одиницю або близькі до неї, є кисень, кремній, алюміній, залізо, кальцій, натрій, магній, калій та водень. Вони складають більше 98% земної кори, при цьому близько 80% припадає на долю кисню, кремнію та алюмінію (табл. 2.4).

Таблиця 2.4.

Середній хімічний склад земної кори
(хімічні елементи, %)

Елементи	За Ф.В. Кларком (1924)	За О.П. Виноградовим (1962)	За О.О. Ярошевським (1988)
O	49,52	49,13	47,90
Si	25,75	26,00	29,50
Al	7,51	7,45	8,14
Fe	4,70	4,20	4,37
Mg	1,94	2,35	1,79
Ca	3,29	3,25	2,71
Na	2,64	2,40	2,01
K	2,40	2,35	2,40
H	0,88	0,15	0,16

Зазначені вище елементи (окрім водню), а також вуглець, фосфор, хлор та фтор, є головними складовими гірських порід, у зв'язку з чим

Їх називають породоутворюючими, або *петрогенними*. Елементи, які характеризуються незначними кларками, утворюють групу рідкісних або *розсіяних* елементів. Окрім цього виділяють ще *металогенні* елементи, що складають, головним чином, руди металевих корисних копалин. До них відносяться мідь, свинець, цинк, молібден, ртуть та інші. Проте, існують також елементи, які в природі відіграють подвійну роль: з однієї сторони вони можуть виступати як петрогенні, і входять до основного складу гірських порід, а з другої – утворюють типові сполуки металів як рудогенні. Прикладом їх можуть слугувати залізо, марганець, алюміній та інші.

Нерівномірність поширення хімічних елементів у земній корі є однією з особливостей її хімізму. Це також знайшло відображення в періодичній системі Д.І. Менделєєва. Так, кларки перших 30 елементів системи (від водню до цинку), здебільшого, складають цілі і десятки частки відсотків, кларки ж інших елементів лише в поодиноких випадках досягають тисячних часток відсотка.

Наочніше характер поширення хімічних елементів у земній корі виражається напівлогарифмічною кривою О.Є. Ферсмана (рис. 2.6), де на осі абсцис показані порядкові номери елементів періодичної системи, а на осі ординат – логарифми кларків. Як видно з діаграми, значення кларків більшості елементів займають положення поблизу трендової лінії. Ці елементи відносяться до елементів з *нормальною* поширеністю. Вище середньої кривої знаходяться *надлишкові* елементи, до яких відносяться практично всі петрогенні, а нижче цієї кривої розташовані елементи, які дістали назву *дефіцитних*. Це – благородні гази, берилій, гелій, селен, платиноїди, літій та інші.

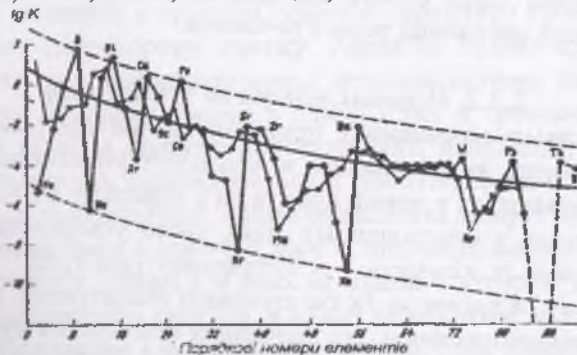


Рис.2.6. Логарифми кларків хімічних елементів земної кори (за О.Є. Ферсманом)

Абсолютна більшість хімічних елементів являють собою групу атомів з різним масовим числом, але з однаковим зарядом, тобто – це *асоціації ізотопів*. В земній корі існує більше 360 ізотопів. Окремі хімічні елементи складаються з декількох ізотопів. Наприклад, олово має десять ізотопів, ксенон – дев'ять, кадмій і телур по вісім. Такі елементи називаються складними. Існують також і прості хімічні елементи, які не мають ізотопів. До них належать залізо, натрій, фосфор, ванадій, марганець, золото та інші, всього 22. Ізотопний склад складних хімічних елементів залежить від їх походження. Так, свинець, до складу якого входять чотири ізотопи (Pb^{204} , Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208}), може бути урановим, як продукт розпаду урану з ізотопом Pb^{206} , або торієвим з ізотопом Pb^{204} (продукт розпаду торію).

Помилковим було б вважати, що саме елементи з високими кларками утворюють родовища корисних копалин. В даному випадку основна роль належить не кларковим вмістам, а властивостям того або іншого елементу утворювати значні концентрації. Наприклад такі метали як галій, цезій, берилій з високими кларками не утворюють самостійних родовищ, і навпаки більш рідкісні елементи, такі як вісмут, ртуть, золото, срібло, можуть утворювати промислові концентрації. Це пояснюється тим, що кларкові вмісти хімічних елементів залежать від будови атомного ядра, а властивість елементів утворювати промислові концентрації – від хімічних властивостей атомів і стійкості зв'язків зовнішніх електронів. Тобто у здатності атомів віддавати або приєднувати електрони і, таким чином, утворювати сполуки. Однією з форм існування таких сполук хімічних елементів є мінерали, як наступний рівень організації земної речовини.

2.3.2. Основні мінерали земної кори

Мінералами називаються природні хімічні сполуки або окремі хімічні елементи, які утворилися в результаті фізико-хімічних процесів, що відбуваються в земній корі та на її поверхні. Більшість мінералів знаходяться у кристалічному стані, тобто утворюють кристали, і лише незначна їх кількість – в аморфному (від грец. “аморфос” – безформений). **Кристали**, як багатогранні геометричні тіла, бувають самих різноманітних форм, від звичайних правильних кубів до дванадцятигранників (рис. 2.7). За ступенем складності будови кристали діляться на шість груп, або систем, які називаються *сингоніями*. Розрізняють наступні сингонії: кубічну, тетрагональну, гексагональну (яка

може бути поділена на гексагональну та тригональну підсингонії), ромбічну, моноклінну і триклінну.

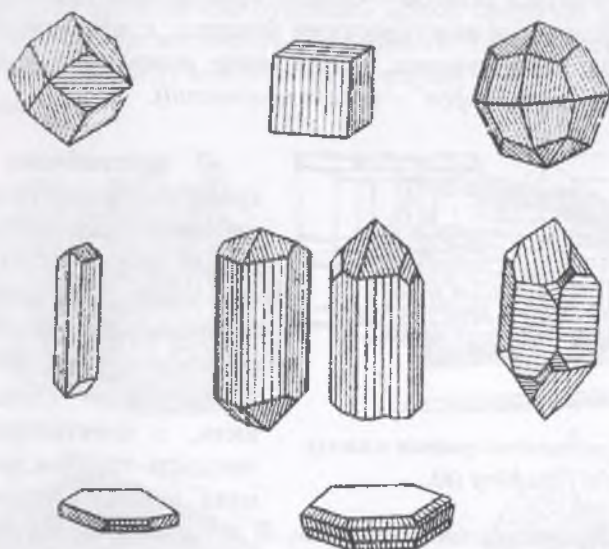


Рис. 2.7. *Форми кристалів*

Форма кристалів залежить від закономірності розташування в просторі елементарних часток – атомів, іонів, молекул. Упорядковане розташування останніх у просторі утворює структуру кристалів, або їх кристалічну (просторову) ґратку. Характер будови кристалічної ґратки залежить від фізико-хімічних і термодинамічних умов формування мінералу. В різних умовах з однієї і тієї ж речовини можуть утворюватися різні за формою кристали. Так, наприклад, кварц при високих температурах кристалізується в гексагональній підсингонії, а при низьких – в тригональній. Іншим прикладом можуть бути графіт і алмаз, які складаються з одного й того ж хімічного елементу – вуглецю. Проте, графіт є одним з м'яких мінералів і утворює табличчасті кристали гексагональної сингонії, а алмаз відноситься до кубічної сингонії і є найтвердішим мінералом земної кори. Така різниця фізичних властивостей двох мінералів однакового хімічного складу, спричинена, насамперед, різною будовою кристалічної ґратки (рис.2.8), тобто

різним розташуванням у просторі атомів одного й того ж хімічного елемента, в даному випадку вуглецю.

Причиною такого явища, коли з речовини однакового хімічного складу утворюються різні за будовою кристалічної ґратки, формою кристалів і фізичними властивостями мінерали, є відмінність фізико-хімічних умов їх формування, а саме явище називається *поліморфізмом* (від грец. "поліморфоз" – багатоморфний).

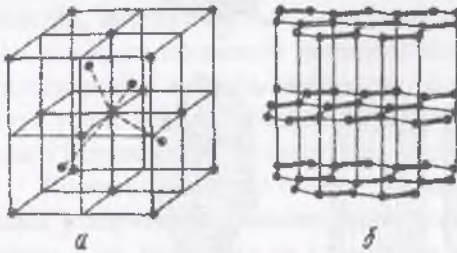


Рис. 2.8. Кристалічні ґратки алмазу (а) і графіту (б).

В кристалічних ґратках кристалів розташування елементарних часток і характер зв'язку між ними в паралельних напрямках однакові, а в непаралельних різні, що і обумовлює різні їх фізичні властивості (теплопровідність, електропровідність, твердість тощо) в цих напрямках. Таке явище називається

анізотропією кристалічної речовини. В аморфних твердих тілах, які характеризуються безладним неупорядкованим розташуванням елементарних часток, усі фізичні властивості в усіх напрямках однакові. Такі аморфні мінерали називають *ізотропними*.

В природі мінерали можуть зустрічатися у вигляді окремих кристалів, їх закономірних зростків (двійників) або утворювати скупчення мінеральних зерен, які називаються *мінеральними агрегатами*.

Окремі ізольовані кристали та їх двійники утворюються в сприятливих для росту умовах. Форма та розміри кристалів можуть бути найрізноманітнішими і відображають, як склад і внутрішню будову самого мінералу, так і умови його утворення.

Мінеральні агрегати утворюють друзи, секреції, мигдаліни, жеоли, конкреції (рис. 2.9), ооліти, сталактити та сталагміти. *Друзи* – це скупчення кристалів, які приросли до стінки печери або тріщини. *Секреції* утворюються в результаті поступового заповнення закритих порожнин мінеральною речовиною, яка відкладається на їх стінках. Вони характеризуються концентричною будовою, яка відображає стадійність їх формування. Великі секреції називаються *жеодами*, а дрібні, розміром до 1,0-1,5 см, що утворилися при застиганні лави під водою – *мигдалінами*.

Конкреції – це тіла відносно правильної сферичної форми, які утворюються в результаті концентрації мінеральної речовини навколо якого-небудь центру кристалізації і характеризуються концентричною або радіально-променевою будовою. Дрібні сферичні утворення концентричної будови називаються *оолітами*. Вони утворюються в результаті кристалізації мінеральної речовини в рухомому водному середовищі.

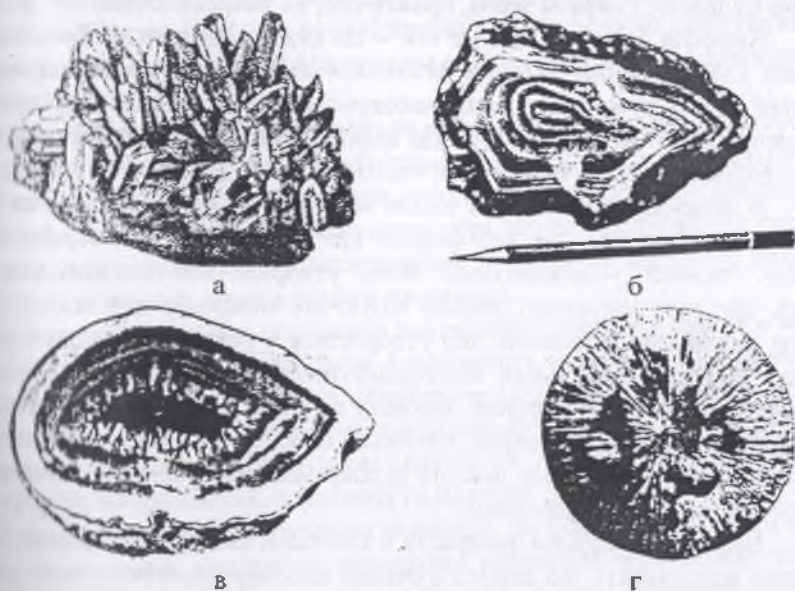


Рис. 2.9. Мінеральні агрегати.

а – друза кристалів кварцу; б – секречія, складена з агату та халцедону; в – освода, складена з зерен кварцу і халцедону; г – конкреція марказиту.

В результаті просочування підземних вод збагачених мінеральними речовинами, на поверхні порожнин, здебільшого печер, також відбувається кристалізація речовини у вигляді різноманітних натічних утворень, серед яких найбільш поширеними є сталактити та сталагміти. *Сталактити* – це бурулькоподібні, тіла які звисають зі склепінь печер, а *сталагміти* – ростуть догори з дна печер назустріч сталактитам.

В природі найпоширенішими є мінеральні агрегати кристалічної, аморфної або прихованокристалічної будови, які складають товщі по-

рід. Вони утворюються при майже одночасному випаданню з розчинів або розплавів численних мінеральних часточок (зерен). У кристалічних агрегатах мінерали знаходяться в кристалічному стані, але їх зерна мають неправильну форму. В залежності від умов кристалізації розмір зерен змінюється від великих, при повільній кристалізації, до тонкозернистих, коли процес кристалізації відбувається дуже швидко. В жилах кристалічні агрегати здебільшого характеризуються масивною будовою, і окремі зерна, практично, не розрізняються.

Аморфні мінеральні агрегати – це однорідні щільні або землясті маси з характерним матовим, восковим або слабким жирним блиском. Зовні на них дуже схожі прихованокристалічні агрегати і розрізнити їх можна тільки мікроскопічно. Це колоїдні системи, які складаються з тонкодисперсних кристалічних часток.

В природі трапляються також мінеральні утворення, які складають не характерні для них форми. Це так звані *псевдоморфози* (від грец. “псевдо” – *обманливий*). Вони утворюються при хімічних змінах, або при заміщенні раніше існуючих мінералів новими, а також при заповненні порожнин, що утворилися в результаті вилуговування яких-небудь мінеральних або органічних включень. Як приклади можна навести псевдоморфози лімоніту по піриту, коли кубічні кристали піриту в результаті певних хімічних перетворень перетворюються в прихованокристалічний лімоніт із збереженням форми кристалів, або заміщення опалом деревини.

Внутрішня будова мінералів і хімічний склад зумовлюють їх фізичні властивості, які лежать в основі всіх мінералогічних методів досліджень і є першочерговими ознаками при діагностиці (визначенні) мінералів. Загалом фізичні властивості мінералів можна розділити на три групи: *морфологічні*, що характеризують геометричну форму кристалів і, як зазначалось вище, серед яких розрізняють шість сингоній – кубічну, тетрагональну, гексагональну, ромбічну, моноклінну і триклінну; *оптичні*, що включають колір мінералу, забарвлення його порошку, прозорість мінералу та полиск; і *механічні*, до яких належать злам, спайність, і твердість мінералу.

За цими властивостями проводиться макроскопічне визначення мінералів і найбільш об'єктивною діагностикою є коли вона проводиться шляхом визначення всіх властивостей.

Колір мінералів залежить від їх хімічного складу, як основного, так і домішок, структури, механічних домішок, а також внутрішньої неоднорідності. В зв'язку з цим один і той же мінерал може мати різне

забарвлення, а різні мінерали – однаковий колір. Колір мінералу також може змінюватись завдяки інтерференції світла на поверхні кристалів. Таке явище називається *іризацією* і проявляється у вигляді різнокольорових плям на гранях мінералу.

Для непрозорих і густозабарвлених напівпрозорих мінералів важливою діагностичною ознакою є *колір порошку* мінералу. Він може бути таким самим як і колір мінералу, а може і відрізнятись. Для визначення кольору порошку застосовують фарфорову пластинку, яка називається *бісквіт*. При проведенні такою пластинкою по шорсткуватій поверхні мінералу на ній залишається риска, колір якої відповідає кольору порошку.

Прозорість, яка характеризується властивістю мінералу пропускати промені світла, залежить від будови та однорідності мінеральних екіпментів. За цією ознакою мінерали поділяються на прозорі, що пропускають світло як звичайне скло; непрозорі, які не пропускають світла; напівпрозорі або такі що просвічують подібно до матового скла; тьмі, що просвічують лише в тонкій пластинці.

Полиск залежить від показника заломлення променів світла в мінералі та від здатності їх відбивати. Розрізняють мінерали з металевим полиском, до яких відносяться здебільшого непрозорі мінерали з темним забарвленою рисою; полиск металоїдний або напівметалевий, який нагадує полиск потемнілого металу; алмазний, скляний, жирний, перламутровий, шовковистий, восковий та матовий полиски.

Злам визначається характером поверхні, по якій розколюється мінерал. Вона може нагадувати поверхню ребристої черепашки, тоді говорять про раковистий злам; може бути нерівною – нерівний злам; може нагадувати скалки – скалкуватий або голчастий злам. Для дрібнозернистих агрегатів здебільшого характерний землястий злам.

Спайність – це властивість кристалічних мінералів розколюватися по рівних поверхнях, що називаються площинами спайності, які відповідають напрямкам найменшого зчеплення часток у кристалічній структурі мінералу. В залежності від того наскільки легко відбувається розщеплення мінералу виділяють такі ступені спайності – дуже досконала, коли мінерал легко розщеплюється на тонкі пластинки; досконала, якщо розщеплення мінералу на тонкі пластинки відбувається під дією певної сили, наприклад удару; середня, коли при ударі мінерал розколюється як по площинах так і нерівному зламу; недосконала, якщо на фоні нерівного зламу рідко спостерігаються розколи по площинах; дуже недосконала, коли завжди утворюється нерівний або ра-

ковистий злам. Спайність може бути вираженою в одному, двох, трьох і, рідко, чотирьох напрямках.

Твердість – це властивість мінералу протистояти зовнішній механічній дії. Здебільшого при діагностиці мінералів визначається відносна твердість мінералу шляхом застосування еталонної шкали твердості, яка одержала назву шкали Мооса. Така “шкала твердості” включає десять мінералів, розташованих в порядку збільшення їх твердості (табл. 2.5).

Для визначення твердості мінералів можна також використовувати підручні предмети, твердість яких близька до твердості мінералів – еталонів. Так, твердістю 1 володіє грифель м'якого олівця; 2-2,5 – ніготь, 4 – металевий цвях, 5 – скло, 5,5-6 – сталевий ніж, або голка.

Сьогодні відомі понад 2500 природних мінералів, але тільки близько 50 з них є найпоширенішими і утворюють практично всі гірські породи земної кори. Такі мінерали називаються **породоутворюючими**. Інші мінерали в гірських породах зустрічаються у незначних кількостях і їх називають **акцесорними** мінералами (від латин. “*акцессоріус*” – додатковий).

Таблиця 2.5.

Шкала твердості

<i>Мінерал</i>	<i>Твердість</i>
Тальк	1
Гіпс	2
Кальцит	3
Флюорит	4
Апатит	5
Ортоклаз	6
Кварц	7
Топаз	8
Корунд	9
Алмаз	10

Сучасна класифікація мінералів базується на їх хімічному складі, кристалічній структурі та генезисі, тобто походженні. До найпоширеніших породоутворюючих мінералів належать мінерали наступних класів: самородних елементів, сульфідів, галогідних сполук, оксидів та гідроксидів, карбонатів, сульфатів, фосфатів і силікатів.

Клас **самородних елементів** об'єднує близько 45 мінералів, складених з одного хімічного елементу. Це такі мінерали як *самородне золото* Au, *срібло* Ag, *мідь* Cu, *платина* Pt, *графіт* C, *алмаз* C, *сірка* S

та інші. Вони складають не більше 0,1 вагового % земної кори, а найпоширенішими серед них є графіт та сірка.

Клас *сульфідів* об'єднує мінерали, які є сполуками різних елементів з сіркою. Вони, як самородні елементи, займають підпорядковане положення в будові земної кори, але включають низку важливих рудоутворюючих мінералів. Найбільш поширеними серед них є: *пирит* (чиршиний колчедан) FeS_2 , *халькопирит* (мідний колчедан) CuFeS_2 , *галеніт* (свинцевий полиск) PbS , *сфалерит* (цинкова обманка) ZnS , *молібденіт* (молібденовий полиск) MoS_2 і *кіновар* (з арабської "кров дракони") HgS та інші.

До класу *галогенних сполук* належать мінерали, які є солями фтористо-, бромисто-, хлористо- та йодистоводневих кислот. Найпоширенішими серед них є хлористі і фтористі сполуки, такі як *галіт* (кухонна сіль) NaCl , *сільвін* KCl , *карналіт* $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ і *флюорит* (плавиковий шпат) CaF_2 .

Клас *оксидів і гідроксидів* об'єднує мінерали, представлені сполуками різних елементів з киснем (оксиди) і з киснем та гідроксильною групою OH (гідроксиди). Мінерали цього класу діляться на дві групи: оксиди та гідроксиди кремнію (група кварцу) і оксиди та гідроксиди металів. Найпоширенішим серед мінералів даного класу є *кварц* SiO_2 . Він складає близько 12 вагових % земної кори і входить до складу майже всіх генетичних типів гірських порід. Гідроксид кремнію представлений мінералом, який називається *опал* ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

Найпоширенішими і основними рудоутворюючими мінералами оксидів і гідроксидів металів є *магнетит* (магнітний залізняк) FeFe_2O_4 , *гематит* (залізний полиск, або червоний залізняк) Fe_2O_3 , *корунд* Al_2O_3 , *хроміт* (хромітовий залізняк) FeCr_2O_4 , *уранініт* (чорний діоксид урану) UO_2 , *лімоніт* (бурий залізняк) $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, який являє собою мінеральний агрегат близьких за складом мінералів *гетиту* FeOOH та *гідрогетиту* $\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$, *гібсит* $\text{Al}(\text{OH})_3$, *діаспор* $\text{AlO}(\text{OH})$ та інші.

Найпоширенішими в земній корі мінералами класу *карбонатів* є *вапняк* (вапнистий шпат) CaCO_3 , прозорий різновид якого називається *ісландським шпатом*, *доломіт* $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, *сидерит* (залізний шпат) FeCO_3 і *магнезит* MgCO_3 .

Серед мінералів класу *фосфатів* найбільше практичне значення мають *апатит* $\text{Ca}_5(\text{F,Cl})[\text{PO}_4]_3$ та близький до нього за хімічним складом прихованокристалічний фосфат кальцію — *фосфорит*.

Клас *сульфатів* об'єднує мінерали, які є солями сірчаної кислоти. Найпоширенішими з них є *гіпс* $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, *ангідрит*, (безводний сульфат кальцію) CaSO_4 , *мірабіліт* (глауберова сіль) $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ *барит* (важкий шпат) BaSO_4 .

Найпоширенішими в земній корі є мінерали класу *силікатів*. Вони складають близько 90 вагових % кори та входять до складу гірських порід усіх типів. Це дуже складні за хімічним складом та внутрішньою будовою мінерали. В основі кристалічної ґратки всіх силікатів лежить іонна чотирирохвалентна група SiO_4 , яка утворює геометричну фігуру, що називається тетраедром (від грец. "тетра" – чотири і "гедрон" – грань). Різноманітне поєднання таких тетраедрів (рис. 2.10) зумовлює структуру силікатів. За характером будови внутрішньої структури всі силікати діляться на острівні, кільцеві, ланцюжкові, стрічкові, шаруваті та каркасні.

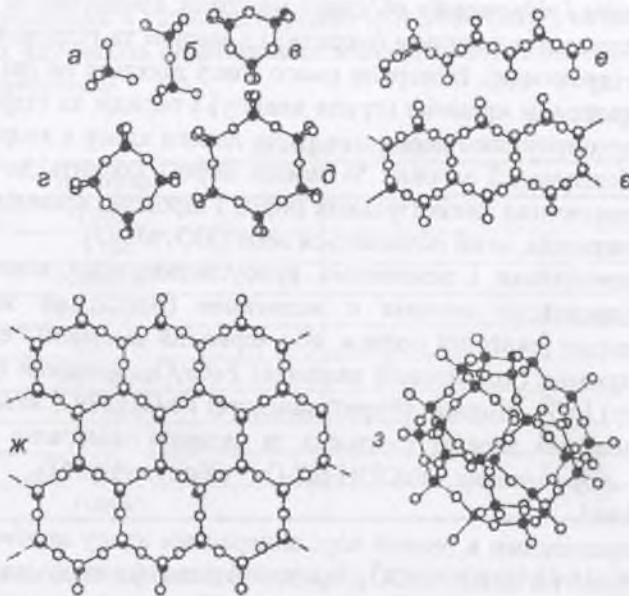


Рис. 2.10. Типи з'єднання кремнекисневих тетраедрів

а – кремнекисневий тетраедр; *б* – подвійний тетраедр; *в* – кільце з трьох тетраедрів; *г* – кільце з чотирьох тетраедрів; *д* – кільце з шести тетраедрів; *е* – ланцюжок; *є* – стрічка; *ж* – лист; *з* – каркас.

Острівні силікати – це мінерали, структура яких представлена (польованими тетраедрами $[\text{SiO}_4]$ з приєднаними до них іонами інших елементів. Найпоширенішим мінералом силікатів цієї групи є *олівін* $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$.

Кільцеві силікати вирізняються тим, що в них кремнекисневі тетраедри з'єднуються між собою утворюють кільця. Характерними їх представниками є *берил* $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ і *кордієрит* $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_3[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$.

Ланцюжкові силікати – це мінерали, структура яких нагадує ланцюг безперервних ланцюжків тетраедрів. До них відноситься група *піроксенів*, серед яких найпоширенішими мінералами є *гіперстен* $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$, *авгіт* $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al}_2\text{O}_6)]$ і *діопсид* $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

У *стрічкових силікатах* кремнекисневі тетраедри утворюють відокремлені стрічки, або смужки завдяки поєднання ланцюжків. До них відноситься група *амфіболів*, характерною особливістю яких є дуже складний та мінливий хімічний склад. Найпоширенішим мінералом цієї групи є *рогова обманка* $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})(\text{OH})_2[(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{11}]_2$.

Шаруваті, або листові, силікати об'єднують групу мінералів, структура яких зумовлена поєднанням стрічок у один безперервний шар. Серед них найважливішими породоутворюючими мінералами є *слюди*. Найпоширенішими з них є *мусковіт* $\text{KAl}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ – кацева безбарвна слюда та її дрібнолускувата відміна – *серіцит* з характерним шовковистим полиском, і *біотит* $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH}, \text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ – чорна залізісто-магнезіальна слюда. До цієї групи відносяться також *серпентин* $\text{Mg}_6(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, *тальк* $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ і хлорити, які належать до алюмосилікатів Mg і Fe складного мінливого складу.

До шарових силікатів відносяться також глинисті мінерали, які містять гідроксильну групу і, нерідко, кристалізаційну та адсорбовану воду. Вони утворюються, здебільшого, при вивітрюванні магматичних і метаморфічних гірських порід, до складу яких входять польові шпати та слюди. Найпоширенішими серед них є *каолінит* $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, *галуазит* $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$, *монтморилоніт* $(\text{Mg}, \text{Al})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, *нонтроніт* або *феримонтморилоніт* $(\text{Fe}, \text{Al})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ і *бейделіт* $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Монтморилоніт, бейделіт, нонтроніт та їх відміни складають монтморилонітову групу, мінерали якої характерні для кори вивітрювання, а також для ґрунтів.

Гідрослюди – це, свого роду, змінені слюди, які є проміжними між слюдами та монтморилонітом. До них відносяться *гідромусковіт* і *гідробіотит*, котрі збагачені H_2O , OH , H_3O . Хімічний склад гідрослюд дуже мінливий і може бути виражений типовою формулою $(K, H_3O)Al_2[(Al, Si)_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$.

Найпоширенішим мінералом групи листових силікатів є *глауконіт* – водний алюмосилікат $(K, Fe, Al)K(Fe, Al, Mg)_3(OH)_2 [Al, Si_3O_{10}] \cdot nH_2O$.

Каркасні силікати об'єднують найбільш важливу групу породоутворюючих мінералів, до яких відносяться *польові шпати*. В них кремнекисневі тетраедри з'єднані між собою всіма чотирма вершинами, утворюючи, таким чином, своєрідний каркас.

Польові шпати є одними з найпоширеніших мінералів у земній корі, вони складають близько 50% її маси. Серед мінералів цієї групи виділяються калієво-натрієві польові шпати і вапнисто-натрієві, або плагіоклази. Серед перших найпоширенішим є *ортоклаз* $K[AlSi_3O_8]$. Плагіоклази представлені безперервним рядом ізоморфних мінералів, крайніми членами якого є *альбіт* $Na[AlSi_3O_8]$ і *анортит* $Ca[Al_2Si_2O_8]$. Всі проміжні мінерали цього ряду (*олігоклаз*, *андезин*, *лабрадор* і *бітовніт*) являють собою своєрідне поєднання в різних співвідношеннях альбітових та анортитових молекул. При цьому спостерігається зменшення вмісту в них оксиду кремнію, від альбіту, де він становить 68,8%, до анортиту – 43,28%. У зв'язку з цим плагіоклази поділяються на кислі, до яких відносяться альбіт і олігоклаз, середні – андезин і лабрадор, і основні – бітовніт і анортит.

До каркасних силікатів належать також і мінерали групи *фельдшпатоїдів*, які складаються з тих самих хімічних елементів, що і польові шпати, але містять менше оксиду кремнію. Найпоширенішим серед мінералів цієї групи є *нефелін* $Na[AlSiO_4]$.

Геологічною практикою встановлено, що в природі, особливо в рудних родовищах, поряд утворюються декілька мінералів. Наприклад, кварц і золото на золоторудних родовищах, сфалерит, галеніт, халькопірит, руди срібла на поліметалічних родовищах, алмази і піроп (залізисто-глиноземистий гранат) на родовищах алмазів. Це дозволило встановити природні закономірності групування мінералів, які дістали назву *мінеральних парагенезисів* (термін "*парагенезис*" означає сумісне утворення та знаходження).

Мінеральний парагенезис – це два або більше мінералів які утворились у близьких умовах і так само, як декілька хімічних елементів

складають мінерал, група, або парагенезис мінералів утворюють гірські породи.

2.3.3. Гірські породи

Гірські породи – це природні мінеральні агрегати певного складу та будови, які утворюються в земній корі або на її поверхні в результаті різноманітних геологічних процесів. Породи, які складаються з одного мінералу, називаються *мономінеральними* (від грец. “моно” – один). Якщо в будові породи беруть участь декілька мінералів, вона називається *полімінеральною* (від грец. “полі” – багато).

Будова гірських порід характеризується структурою і текстурою. Під структурою розуміють особливості внутрішньої будови гірської породи, яка визначається станом мінеральної речовини (кристалічна, аморфна, уламкова), розміром і формою мінеральних зерен та їх взаємовідношеннями. Якщо порода повністю складена з кристалічних зерен, виділяють *повнокристалічну* структуру. Якщо в будові породи переважає нерозкристалізована маса, говорять про *аморфну* структуру. Якщо в аморфній масі знаходяться вкраплені кристалічні зерна, структуру називають *порфіровою*. У випадку, якщо крупні кристалічні зерна вкраплені в більш дрібнозернисту, але також кристалічну масу, виділяють *порфіроподібну* структуру. Якщо порода складена уламками мінералів, або інших порід говорять, що вона має *уламкову* структуру.

Залежно від розмірів зерен і уламків кристалічна і уламкова структури поділяються на: крупнозернисту, з розміром зерен у поперечнику більше, ніж 5 мм; середньозернисту – від 5 до 2 мм; дрібнозернисту – менше 2 мм. У тих випадках, коли порода складена з дуже дрібних, непомітних для ока зерен, структуру називають *афанітовою*, або *прихованокристалічною*. Якщо порода складена відносно однаковими за розміром зернами, говорять про *рівномірнозернисту* структуру, а в протилежному випадку – про *нерівномірнозернисту*.

Під текстурою розуміють взаємне розташування в просторі кристалічних зерен і уламків які складають породу, тобто текстура також відображає характер внутрішньої будови породи. Виділяють *щільну*, *пористу*, *масивну*, *шарувату*, *сланцювату* та інші текстури.

За походженням гірські породи поділяються на три основні петрогенетичні надгрупи: *магматичні*, які утворюються в результаті застигання в земній корі, або на її поверхні силікатного розплаву – магми та лави (ободові), що формуються на поверхні земної кори в результаті

діяльності різноманітних природних процесів і явищ; метаморфічні, які є продуктом переробки в глибинних умовах вже існуючих магматичних, осадових, а також метаморфічних порід під впливом високих тисків, температур, різноманітних рідких і газоподібних флюїдів, що надходять з надр Землі.

Магматичні гірські породи залежно від хімічного складу і, перш за все, вмісту оксиду кремнію поділяються на чотири групи: *ультраосновні*, у яких вміст SiO_2 не перевищує 45%; *основні*, - з вмістом SiO_2 45-52%, *середні*, де вміст SiO_2 коливається в межах 52-65%, і *кислі*, в яких кількість оксиду кремнію більше 65% (табл. 2.7).

Таблиця 2.7.

Класифікація магматичних гірських порід

Хімічний тип породи за вмістом SiO_2 , %	Інфузивні породи		Ефузивні породи		Головні породоутворюючі мінерали
	абісальні (глибинні)	гіпабісальні (приповерхневі)	кайноценові (незмінні)	Палеогенові (змінні)	
Ультраосновні (<45%)	Дуніт, перидотит, піроксеніт, горіблендит		Кімберліт	Коматіт, пікрит	Олівін, піроксени, рідко біотит, рогова обманка
Основні (45-52%)	Габро	Габропорфірит, діабаз	Базальт	Базальтовий порфірит	Основні плагіоклази, піроксени, рідко олівін, біотит, рогова обманка
Середні (52-65%)	Діорит	Діоритпорфір	Андезит	Андезитовий порфірит	Середні плагіоклази, калієвий польовий шпат, рогова обманка, рідко піроксени, біотит
	Сієніт	Сієнітпорфір	Трахіт	Трахітовий порфірит	
Кислі (>65%)	Граніт	Гранітпорфір, апліт, пегматит	Ліпарит (ріоліт)	Ліпаритовий порфір (кварце-	Кварц, кислі плагіоклази,

Загальні відомості про Землю

Хімічний тип породи та вмістом SiO_2 , %	Інфузивні породи		Ефузивні породи		Головні породоутворюючі мінерали
	абісальні (глибинні)	гіпабісальні (приповерхневі)	кайноцитні (незмінні)	Палеотипні (змінні)	
	Гранодіорит-порфір	Дашит	Дашитовий порфірит	вий порфір	калієвий польовий шпат, біотит, рідко мусковіт, рогова обманка, піроксени
Лужні (близько 55%, підвищений вміст K_2O , Na_2O)	Нефеліновий сіеніт	Нефелін-сіенітові порфірити і пегматити	Фоноліт	Фонолітовий порфір	Калієвий польовий шпат, лужні піроксени і амфіболи

Породоутворюючими мінералами магматичних порід є мінерали класу силікатів. Це кварц, польові шпати, слюди, амфіболи, піроксени, які в сумі складають близько 93% об'єму порід. У підпорядкованих кількостях (до 1%) тут присутні олівін, фельдшпатоїди та мінерали інших класів. Якщо врахувати хімічний склад зазначених мінералів, неважко здогадатися, що в ультраосновних і основних породах будуть переважати піроксени та олівін, які характеризуються низьким вмістом кремнезему і темним забарвленням, у зв'язку з чим для порід цих груп властиві темні кольори. В складі кислих і середніх порід переважають кварц та польові шпати, що зумовлює їх світле забарвлення. Ця ж закономірність лежить також в основі збільшення щільності порід від кислих, де її величина складає $2,58 \text{ г/см}^3$, до ультраосновних, щільність яких досягає $3,4 \text{ г/см}^3$.

Залежно від умов при яких відбувається застигання магми, магматичні породи діляться на дві групи: *інфузивні*, які утворилися при застиганні магми на глибині, та *ефузивні*, або *вулканічні*, формування яких відбувалося шляхом застигання магми, що вилилися на земну поверхню і перетворилася на лаву. Різні фізико-хімічні умови застигання магми на глибині та лави на поверхні земної кори є основною причиною утворення різних за складом і структурно-текстурними особливостями порід, навіть у тому випадку, якщо склад первинної речовини (магми) однаковий, але найбільш чітко це виражається в структурах порід. На глибині при повільному застиганні магми в умо-

вах поступового зниження температури, в присутності летких компонентів, які сприяють кристалізації, утворюються породи з повнокристалічною структурою. При цьому розміри мінеральних зерен залежать від фізичних і хімічних властивостей магми, режиму охолодження і швидкості кристалізації. Коли магма виливається на поверхню, де перетворюється на лаву, вона потрапляє в інші фізико-хімічні умови. Різко падає температура і тиск, втрачаються розчинені в ній гази, що зумовлює її застигання у вигляді аморфної маси з характерною склуватою структурою, або ж утворюється мікрокристалічна маса з афанітовою структурою. Для ефузивних порід характерна також і порфірова структура, зумовлена утворенням у різний час і при різних умовах основної некристалічної маси і порфірових вкраплень.

Інтрузивні породи, здебільшого характеризуються масивною текстурою, для якої властива відсутність впорядкованого орієнтування зерен мінералів. Проте можливе утворення орієнтованих текстур, які відображають рух магми в процесі застигання, а також можуть бути результатом її гравітаційної диференціації. У ефузивних породах орієнтовані текстури зустрічаються частіше. Під час переміщення лави в ній відбувається впорядкування розташування мінеральних зерен, струменів скла і порожнин, що сприяє утворенню флюїдальної кулястої текстури. Для ефузивних порід характерна також пориста текстура, зумовлена виділенням з лави при її застиганні різноманітних газів.

Найпоширенішими в земній корі серед магматичних порід є *кислі породи*, складені кварцом, польовими шпатами, біотитом, роговою обманкою та, рідко, піроксенами. Найбільш широким розвитком з них користуються інтрузивні граніти та гранодіорити і їх ефузивні аналоги – ліпарити (ріоліти) і дацити.

Граніти – це глибинні породи, для яких характерна повнокристалічна, здебільшого середньозерниста, рідше крупно- і дрібнозерниста, структура. Їх породоутворюючими мінералами є кварц (25-35 об'єм.%), калієві польові шпати (35-40%), кислі плагіоклази (20-25%) і темnobарвні мінерали – біотит, який в окремих відмінах гранітів заміщується мусковітом, рогова обманка і, рідко – піроксени. Якщо вміст кварцу в породі не перевищує 15-25%, а з польових шпатів переважають плагіоклази і збільшується кількість темnobарвних мінералів (особливо рогової обманки), вона називається *гранодіоритом*.

Ліпарити характеризуються порфіровою структурою, де на тлі світлої, здебільшого склуватої, рідше афанітової основної маси, виділяються вкраплення кристалічних зерен польових шпатів, плагіокла-

вів, кварцу і дуже рідко темnobарвних мінералів (рогової обманки або піроксенів).

Дацинти за складом і характером будови подібні до ліпаритів, але відрізняються тим, що серед вкраплень переважають зерна кислих плагіоклазів.

Кислі породи зі склуватою структурою, які являють собою однорідну аморфну масу сірого, до чорного, іноді з буро-червоним відтінком забарвлення і з вмістом води до 1% називаються *обсидіанами*, а аналогічні за складом та будовою породи, але з вмістом води 6-10% – *пехштейнами*. Для перших характерний скляний блиск і раковистий лам, а у других блиск смоляний. Якщо склувата порода має пористу текстуру, вона називається *пемзою*. Характерною властивістю пемзи, окрім високої пористості, є дуже низька її щільність – вона плаває на воді.

Найхарактернішими представниками групи *середніх порід* є діорити і андезити.

Діорити – це інтрузивні породи з характерною повнокристалічною структурою і вмістом світлих мінералів 65-70 об'ємн.%. Світло-сіре, зеленувато-сіре забарвлення породи надає середній плагіоклаз, який є основним породоутворюючим мінералом. В незначних кількостях присутні також кварц і ортоклаз. З темnobарвних мінералів переважає рогова обманка, присутні також біотит і, рідко, піроксени. Якщо кількість кварцу в такій породі становить 5-15%, її називають *кварцовим діоритом*.

Андезити – це ефузивні аналоги діоритів. Вони характеризуються порфіровою структурою, де на тлі основної прихованокристалічної або дуже дрібнозернистої маси, яка містить вулканічне скло, виділяються світло-сірі вкраплення плагіоклазів і чорні – рогової обманки та піроксенів. Для андезитів здебільшого характерні пориста або масивна текстури.

Головними породоутворюючими мінералами *основних порід* є піроксени і основні плагіоклази, в тісному парагенетичному зв'язку з якими знаходяться такі рудні мінерали, як магнетит, титаномангнетит та інші. Значна кількість кольорових мінералів надає породі темного забарвлення, на тлі якого виділяються світлі вкраплення плагіоклазів. Найпоширенішими в земній корі породами цієї групи є габро і базальти.

Габро – це глибинні породи з повнокристалічною середньо- і грубозернистою структурою. Головними породоутворюючими мінерала-

ми є піроксени, які складають 35-50% об'єму породи, рідше присутні рогова обманка та олівін. Світлі мінерали представлені основними плагіоклазами. Відміна габро, яка складена майже повністю основними плагіоклазами називається *анортозитом*. Якщо цим плагіоклазом є лабрадор, то така порода називається *лабрадоритом*.

Базальти – це ефузивні аналоги габро. Вони характеризуються чорним, або темно-сірим забарвленням і афанітовою та порфіровою структурами. На склуватому тлі основної маси виділяються дуже дрібні порфірові вкраплення плагіоклазів, піроксенів і, рідше, олівіну. Структура породи масивна або пориста. Аналогічні за складом породи, але з дрібнозернистою повнокристалічною структурою називаються *долеритами*.

Ультраосновні породи, які ще називають *гіпербазитами* або *ультрамафітами*, займають підпорядковане місце в складі земної кори. Найпоширенішими представниками цієї групи є дуніти, перидотити та піроксеніти.

Дуніти належать до інтрузивних порід. Вони характеризуються повнокристалічною дрібно- і середньозернистою структурою і складені на 85-100 об'ємн.% олівіном, який надає їм темно-сірого, жовто-зеленого і зеленого забарвлення. В результаті вторинних змін олівін перетворюється на серпентин і магнетит, що зумовлює темно-зелений і чорний колір породи.

Перидотити – це найбільш поширені з ультраосновних глибинних порід утворення. Вони складаються з олівіну, кількість якого коливається в межах від 50 до 70 об'ємн.%, і піроксенів. Структура порід повнокристалічна середньо-, крупнозерниста порфіровидна. Забарвлення породи темно-зелене або чорне, що зумовлене кольором олівіну і вторинного серпентину. На цьому тлі виділяються більші вкраплення піроксенів, які добре помітні завдяки скляному блиску на площинах спайності.

Піроксеніти також належать до інтрузивних порід. Для них характерна повнокристалічна крупно- або середньозерниста структура. Головними породоутворюючими мінералами є піроксени, які надають їй зеленувато-чорного та чорного забарвлення. В підпорядкованій кількості (до 10-20 об'ємн.%) присутній олівін. За вмістом оксиду кремнію піроксеніти аналогічні до основних і навіть середніх порід, проте відсутність в них польових шпатів дозволяє відносити їх до ультрамафітів.

Ефузивні аналоги ультраосновних порід, до яких відносяться *пiкритити* і *пiкритові порфірити*, зустрічаються дуже рідко. За складом це дуже близькі породи. Основними породоутворюючими мінералами пiкрититів є олівін і піроксени. В незначних кількостях в них присутні рогова обманка, основний плагіоклаз та біотит. Для них характерна чорниста структура. Пiкритові порфірити взагалі позбавлені плагіоклазів і характеризуються порфіровидною структурою. В 1968 р. у Південній Африці, на річці Коматі була виявлена своєрідна відміна ультраосновних ефузивів, що дістали назву *коматііти*. Характерною їх ознакою є наявність так званої спiніфeкс-структури (структури іташиного сліду), зумовленої присутністю агрегатів “скелетних” кристалів олівіну та піроксену на тлі основної афанітової маси. Такі породи також поширені серед древніх верхньоархейських комплексів докембрійських щитів і Українського в тому числі, де є невід’ємною складовою зеленокам’яних комплексів Середнього Придніпров’я.

Більшість із згаданих вище порід відносяться до порід так званого *нормального ряду*, які характеризуються відносно низькими вмістами лугів (K_2O і Na_2O), проте в природі існують також магматичні утворення з підвищенням їх вмістом. Такі породи відносяться до порід *лужного ряду* і найбільш характерними їх представниками є сієніти.

Сієніти – це інтрузивні породи середніх глибин. Їх головними породоутворюючими мінералами є калієві польові шпати, які становлять більше, ніж 30 об’ємн.%, кислі плагіоклази, біотит і рогова обманка. У незначних кількостях (до 5 об’ємн.%) присутній кварц. Завдяки наявності калієвих польових шпатів породи характеризуються рожевим або сіро-жовтим забарвленням. Їх структура повнокристалічна середньозерниста або порфіровидна. Сієніти є відносно рідкісними магматичними утвореннями, їх ефузивним аналогом є трахіти.

Трахіти характеризуються порфіровою або трахітовою структурою. Вони складені лужними польовими шпатами, середнім плагіоклазом і кольоровими мінералами серед, яких найчастіше присутні біотит і піроксени. На дотик вони шорсткі, що є однією з їх діагностичних ознак.

Другими, відносно широко розповсюдженими, породами лужного ряду є *нефелінові сієніти*, характерною особливістю яких є присутність в їх складі фельдшпатоїдів. Це також інтрузивні утворення середніх глибин, з повнокристалічною, здебільшого крупнокристалічною структурою. Основну їх частину (70 об’ємн.% і більше) складають світлі мінерали, представлені польовими шпатами (ортоклаз, мікро-

клін, альбіт), і нефелін. З темнобарних присутні біотит, амфіболи і піроксени. Ефузивним аналогом нефелінових сіенітів є фоноліти.

Фоноліти складаються з лужних польових шпатів, фельдшпатоїдів і кольорових мінералів, представлених піроксеном та амфіболом. Структура порід порфірова або афірова. Характерною їх ознакою є те, що від удару молотком вони дзвенять, через що і одержали назву – камінь, який дзвенить.

Особливе місце серед магматичних утворень належить *жильним і вулканогенно-уламковим породам*. Перші формуються в результаті застигання магматичних розплавів у тріщинах. Для таких порід характерна повнокристалічна дрібнозерниста або порфіровидна структура. Трапляються також породи з дуже крупнозернистою структурою, яку називають гігантозернистою. За своїм мінеральним складом жильні утворення можуть відповідати будь-яким кислим магматичним породам. Серед них розрізняють *невідокремлені* (асхістові) жильні породи, тобто такі, які зв'язані з материнською інтрузією, і *відокремлені* (діасхістові), для яких відсутні будь-які зв'язки з магматичним джерелом. Перші за мінеральним складом подібні до глибинних інтрузивних порід, з якими вони зв'язані, і відрізняються лише структурою. Якщо структура дрібно- або мікро зерниста, це відображається в назві породи. Наприклад, жильний дрібнозернистий граніт або мікрограніт. Якщо структура жильної породи порфіровидна, до назви відповідної глибинної породи з калієвим польовим шпатом додається слово порфір, для плагіоклазових – порфірит. Наприклад, *граніт-порфіри, діорит-порфірити* тощо.

Відокремлені породи, у складі яких переважають світлі мінерали називаються *аплітами*, а при перевазі темнозбарвлених – *лампрофірами*. Світлі жильні відокремлені породи з крупнозернистою (до гігантозернистої) структурою називаються *пегматитами*. Найбільшим поширенням користуються кислі пегматити, складені з польових шпатів, кварцу і слюд. Характерною їх ознакою є закономірне взаємне проростання кристалів названих мінералів.

Вулканогенно-уламкові, або як їх ще називають *пірокластичні*, породи є результатом накопичення виверженого під час вулканічних вибухів матеріалу. В залежності від розмірів та умов виверження вулкану, викинутий у повітря матеріал розноситься на відстань від декількох метрів до сотень і тисяч кілометрів від місця виверження. Накопичені на поверхні Землі продукти виверження утворюють пухкі скупчення, які залежно від розмірів уламків називаються *вулканічним по-*

пелом (при пилюватих розмірах часток), вулканічним піском (якщо їх розмір відповідає піщаній розмірності), лапілями (якщо розмір уламків більше від горошини і менше від грецького горіха), або вулканічними бомбами (розмір яких може досягати декількох метрів в поперечнику). Загалом пухкий пірокластичний матеріал називається *тефрою*. Згодом уламки ущільнюються і утворюють міцні породи – вулканічні туфи, складені зцементованим вулканічним попелом або піском, і *агломерати* або вулканічні *брекчії*, що являють собою зцементовані лапілі або вулканічні бомби. Якщо уламковий матеріал зцементований лавою, то такі породи називаються *лавовими брекчіями*.

Магматичні породи, як вже зазначалось раніше, поширені дуже широко. На Україні інтрузивні граніти, гранодіорити, габро складають Коростенський (Житомирська область) і Корсунь-Новомиргородський (південь Черкаської, західна частина Кіровоградської областей) масиви. У Кримських горах інтрузивними породами складені низка місів, серед яких гора Кастель поблизу Алушти, гора Ведмідь та інші. Ефузивні (андезити, ліпарити, базальти), а також вулканогенно-осадові породи (туфи, туфопісковики, вулканічні бомби тощо) беруть участь у будові Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта в Закарпатті, гірського масиву Кара-Даг на Кримському півострові, а також відомі на півночі Волинської та Рівненської областей. Невеликі за розмірами масиви ультраосновних інтрузивних порід (дуніти, перидотити та інші) зустрічаються у Вінницькій, Кіровоградській, Запорізькій, Дніпропетровській областях, а також у Приазов'ї.

Магматичні породи широко застосовуються як будівельні матеріали, проте особливий інтерес вони викликають тим, що з ними пов'язані різноманітні комплекси металевих корисних копалин. Так, до ультраосновних порід приурочені руди платини, заліза, хрому і нікелю; породи основного складу супроводжуються промисловими концентраціями магнетиту, титаномагнетиту, ільменіту, мідних і поліметалічних руд; для середніх порід характерні поклади магнетиту, халькопіриту, золота і інших копалин; кислі породи містять родовища золота, кольорових, рідкісних, радіоактивних металів, а нефелінові сієніти використовуються як руди на алюміній. Окрім того магматичні породи супроводжує також низка цінних неметалевих корисних копалин. Наприклад, в асоціації з ультраосновними породами спостерігаються поклади тальку і азбесту, з кислими – мусковіту і флюориту, з лужними – нефеліну, апатиту і корунду тощо.

Осадіві гірські породи тонким шаром покривають біля 75% поверхні континентів. За своєю природою всі осадові породи поділяються на чотири генетичні групи: уламкові, глинисті, хемогенні і органо-генні.

Уламкові породи утворюються в результаті механічного руйнування вже існуючих порід і накопичення уламків. В залежності від величини уламків серед них розрізняють три гранулометричних типи порід: грубоуламкові, або *псефіти* – породи, розмір уламків яких перевищує 2 мм в поперечнику, середньоуламкові, або піщані, які ще називають *псамітами*, розмір уламків яких знаходиться в межах 2-0,05 мм, і дрібноуламкові, або пилюваті породи, складені з уламків розміром від 0,05 до 0,005 мм.

У межах кожного гранулометричного типу породи поділяються за ступенем обкатаності уламків, а також залежно від стану, тобто це або пухкі накопичення, або скріплені цементом (цементовані). Розрізняють цемент сингенетичний, тобто такий, що утворився одночасно з формуванням уламків, і епігенетичний, пізній, який утворився після накопичення самих уламків.

За складом цемент може бути кременистим, залізистим і карбонатним, а за співвідношенням уламків і цементуючого матеріалу він поділяється на наступні типи: базальний, виповнення пор, плівковий і контактний (рис. 2.11).

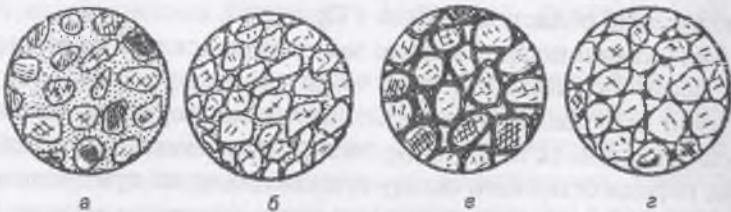


Рис. 2.11. Типи цементації уламкових порід

а – базальний цемент, б – цемент виповнення пор, в – плівковий цемент, з – контактний цемент.

Базальний цемент – це такий тип цементу, коли уламки не торкаються один до одного занурені у цементуючу масу, яка складає від 30 до 50% об'єму породи (рис. 2.11, а).

Кількість цементуючої маси при типі цементу *виповнення пор* залежить від об'єму порожнин пор у породі (рис. 2.11, б).

Плівковий цемент покриває тонким шаром всі уламки, скріплюючи їх між собою. При цьому частина порожнин пор між зернами може залишатися незаповненою. Кількість цементу в порівнянні з масою уламків не перевищує 10% (рис. 2.11, в).

При *контактовому типі* цементуючої речовини в породі дуже мало і вона розвинена тільки в місцях дотику уламків (рис. 2.11, г), при цьому пори в породі залишаються не заповненими.

До структурних особливостей уламкових порід відноситься також їх *пористість*. Розрізняють пористість грубу, крупну, дрібну та тонку. За походженням виділяють первинну пористість, яка виникає при формуванні самої породи (наприклад, міжзернова пористість), і вторинну, коли вона появляється в уже сформованій породі. Наприклад, у результаті вилуговування легкорозчинних мінералів).

Уламки можуть бути представлені як уламками мінералів, так і гірських порід. В залежності від складу всі уламкові породи діляться на мономіктові, олігоміктові та поліміктові. *Мономіктові* породи належать до однорідних порід і складені уламками одного мінералу, здебільшого це є кварц, як найбільш стійкий до руйнування мінерал. *Олігоміктові* породи складені з уламків двох різних мінералів, двох різних порід, або з уламків однієї породи та одного мінералу. При цьому кожний з складових компонентів повинен становити не менше ніж 5-10% об'єму породи. *Поліміктовими* називають породи у складі яких спостерігаються уламки трьох і більше порід, або мінералів. Породи, складені уламками середніх, основних і ультраосновних порід та їх мінералів, називаються *грауваками*. У випадку, коли до складу породи входять уламки продуктів руйнування гранітів, тобто польові шпати, кварц, кислі плагіоклази і слюди, вони називаються *аркозами*.

Серед *грубоуламкових порід*, залежно від форми та розмірів уламків, розрізняють брили і валуни, щебінку і гальку, жорству і гравій (табл. 2.8).

Брили і валуни – це уламки розміром більше, ніж 200 мм, які відрізняються характером обкатаності. Перші – кутасті, без ознак обкатаності, другі – обкатані, з округленими ребрами та кутами.

Щебінка і галька характеризуються розмірами уламків від 200 до 10 мм, при цьому щебінка – це не обкатані уламки, а галька – уламки, які зазнали обкочування. Зцементована щебінка називається *брекчією*, а галька – *конгломератом*.

Класифікація уламкових порід
(за Л. Б. Рухіним)

Групи гірських порід	Розмір уламків, мм	Назва порід			
		Пухких		Зцементованих	
		Складених обкатаними уламками	Складених не обкатаними уламками	Складених обкатаними уламками	Складених не обкатаними уламками
Грубоуламкові породи (псефіти)	Крупні >200	Валуни	Брили	Валунні конгломерати	Брилові брекчії
	Середні 200-10	Галечники	Щебінка	Конгломерати	Брекчії
	Дрібні 10-2	Гравій	Жорства	Гравійні конгломерати	
Піщані породи (псаміти)	Грубі 2-1	Піски грубозернисті		Пісковики грубозернисті	
	Крупні 1-0,5	Піски крупнозернисті		Пісковики крупнозернисті	
	Середні 0,5-0,25	Піски середньозернисті		Пісковики середньозернисті	
	Дрібні 0,25-0,1	Піски дрібнозернисті		Пісковики дрібнозернисті	
Алевритові породи (аледрити)	0,1-0,01	Аледрити		Аледроліти	
Глинисті породи (пеліти)	<0,01	Глини		Аргіліти	

Жорства і гравій представлені уламками, розмір яких знаходиться в межах від 10 мм до 2 мм і відрізняються лише ступенем обкатаності. Уламки жорстви не мають будь-яких ознак обкатаності. Зцементованим аналогом жорстви є *жорств'яник*, а зцементований гравій утворює породу, яка називається *гравеліт*.

До *середньоуламкових порід* відносяться *піски* та *пісковики*. Перші являють собою накопичення незцементованих уламків піщаної

розмірності (0,05-2 мм), другі – це ті ж піски, але зцементовані. Залежно від величини уламків піски і пісковики діляться на грубо-, крупно-, середньо- і дрібнозернисті. За складом уламків серед них розрізняють мономіктові, олігоміктові, поліміктові відміни, а також аркози і грауваки.

Пухкі *дрібноуламкові породи* представлені уламками розміром від 0,005 до 0,05 мм називаються *алеєвритами*, а зцементовані відміни – *алеєролітами*.

Глинисті породи належать до найбільш поширених серед групи осадових порід. На них припадає більше 50% від об'єму всіх осадових порід земної кори. Вони, здебільшого складаються з дуже дрібних кристалічних, рідко аморфних зерен глинистих мінералів розміром менше 0,02 мм. Окрім того, до їх складу входять також дрібні зерна хлоритів, оксидів і гідроксидів алюмінію, глауконіту, опалу та інших мінералів, які є продуктами хімічного руйнування різних порід. Серед глинистих порід розрізняють *глини*, які легко розмокають у воді і *аргіліти* – сильно ущільнені глини, що втратили властивість розмокати.

У сухому стані глини утворюють міцні агрегати з пелітоморфною (мучнистою) структурою, дрібнопористою текстурою і характерним земляним, або раковистим зламом. Вони вбирають вологу та стають пластичними і водонепроникними. Забарвлення глин різноманітне та залежить від кольору глинистих мінералів і, здебільшого, від домішок. Залежно від властивостей глинистих мінералів деякі глини при намоканні розбухають і збільшуються в об'ємі.

Окрім суто піщаних, пілуватих і глинистих порід в природі існує низка змішаних утворень, представлених сумішшю часточок різних розмірів і складу. Найпоширенішими серед таких порід є *суглинки*, в яких кількість глинистого матеріалу складає 40-50% об'єму породи, і *супіски*, вміст в яких глинистих часток досягає 20-30%.

Уламкові породи дуже поширені в геологічних розрізах. Найбільше вони використовуються в будівельній галузі, але чисто кварцові відміни пісків є основним джерелом сировини для виготовлення різноманітних скляних виробів. На Україні піски поширені повсюди.

Хемогенні і органігенні породи утворюються в результаті випадіння мінеральних солей з розчинів і в результаті життєдіяльності організмів, їх подальшому відмиранні та накопиченні. Хемогенні і органігенні породи, здебільшого, зв'язані одні з одними взаємними поступовими переходами і їх, як правило, розглядають у складі однієї групи.

Структури хомогенних порід визначаються агрегатним станом мінералів, які їх складають (кристалічні або аморфні) і розмірами зерен. Розрізняють *яснозернисту* структуру, яка характеризується розміром зерен більше 0,1 мм, *тонкозернисту* з розміром зерен від 0,1 до 0,01 мм, *прихованозернисту* або *пелітоморфну*, коли розмір зерен менше 0,01 мм. Окрім того, для деяких хомогенних порід характерна оолітова структура, основним елементом якої є ооліти, що виникають при відкладенні мінеральної речовини у вигляді концентричних оболонок навколо мінералу, або уламка черепашки.

Структури органогенних порід відрізняються за відносною кількістю органічних рештків і неорганічної речовини, а також складом цих залишків і приналежністю їх до тих або інших груп. В залежності від походження органічної речовини розрізняють *зоогенні* (у випадку, коли органічна речовина представлена залишками представників тваринного світу) і *фітогенні* (коли спостерігаються рослинні залишки) структури.

Породи хомогенно-органогенної групи за хімічним складом діляться на карбонатні, кременисті, галоїдні і сульфатні, залізісті, глиноземні, фосфатні і каустобіоліти.

Карбонатні породи складають близько 14% осадової оболонки земної кори. До найпоширеніших серед них відносяться вапняки, доломіти, мергелі і крейда.

Вапняки належать до мономінеральних порід, складених кальцитом. Вони, здебільшого характеризуються білим, світло-жовтим, світло-сірим забарвленням, але завдяки домішкам колір цих порід може змінюватися в дуже широких межах, від світлого до чорного. Серед вапняків розрізняють дві генетичні групи: хомогенні та біогенні.

Хомогенні вапняки утворюються в результаті випадання кальциту хімічним шляхом з води морів, озер і підземних вод. Серед них розрізняють: *пелітоморфні вапняки* складені зі щільної дрібно- і тонкокристалічної маси; *оолітові вапняки*, які являють собою скупчення вапнякових оолітів шаралупуватої або радіально-променевої будови, зцементованих вапняним цементом; *вапнякові туф* або *травертини* – дуже пористі породи, складені дрібнокристалічним або прихованокристалічним кальцитом, що утворився в результаті осадження з підземних вод при їх виході на поверхню; *уламкові вапняки*, складені різними за розмірами та ступенем обкатаності уламками вапняків, зцементованих карбонатним цементом.

Біогенні вапняки утворюються з залишків збагачених вапнистою речовиною скелетів організмів, або їх черепашок. Розрізняють *вапняки-черепашкові*, складені майже непошкодженими черепашками, і *детритусові вапняки*, представлені уламками черепашок, зцементованими карбонатним цементом. Окрім того, органігенні вапняки діляться ще на цілу низку відмін за систематичною приналежністю органічних решток. Так, наприклад, виділяють вапняки коралові, брахіоподові, фузулінові тощо. Іноді органічні рештки бувають дуже дрібними і макроскопічно неможливо визначити їх генетичний тип. Найхарактернішим прикладом таких порід може бути *крейда*, складена в основному з черепашок форамініфер і залишків коклолітофорид (вапнистих водоростей).

У вапняках, здебільшого, присутні домішки кремнезему, вуглистої речовини, теригенного матеріалу тощо. До найпоширеніших порід змішаного складу належить *мергель*. Ця порода складена на 25-75 об'ємн.% з кальциту і глинистих часток. За своїм зовнішнім виглядом вона дуже схожа на вапняк, але відрізняється від нього тим, що при реакції з соляною кислотою після висихання на її поверхні утворюється пляма, зумовлена наявністю глинистого матеріалу.

Доломіти складені агрегатами мінералу з аналогічною назвою. Вони дуже схожі на вапняки, але відрізняються від них значно слабшою реакцією з соляною кислотою. Утворюються доломіти, здебільшого, в результаті хімічних змін вапняків, а також шляхом осадження з водних розчинів.

Карбонатні породи широко використовуються в металургії, для виготовлення вогнетривких і будівельних матеріалів тощо. На Україні їх поклади відомі в Донбасі, Кримських горах, а також в західних районах країни.

Кременисті породи складені опалом і халцедоном. Вони, так як і карбонатні породи, також бувають біогенними, хемогенними та змішаного походження.

До біогенних кременистих порід належать *діатоміти* і *радіолярити*, які складаються з дрібних непомітних для ока залишків скелетів діатомових водоростей і радіолярій, скріплених опаловим цементом. Макроскопічно це білі, світло-білі або світло-жовті, дуже легкі (об'ємна маса 0,4-0,85) породи з високою мікропористістю.

Найпоширенішими хемогенними і хемобіогенними кременистими породами є трепели та опоки.

Трепели – це породи, складені дрібними зернами опалу, скрішеними також опаловим цементом. У їх складі переважають опалові шкаралупки діатомових водоростей і залишки кременистих скелетів радіолярій та губок. За зовнішнім виглядом вони не відрізняються від діатомітів.

Опоки, як і трепели, складаються з зернинок опалу і залишків скелетних організмів, що можна виявити тільки мікроскопічно. Макроскопічно це міцні породи білого, сірого до чорного кольору, з раковистим зламом. При ударі розколюються з характерним дзвінким звуком. Вони легкі, але мають більшу, в порівнянні з трепелами, об'ємну масу (1,1-1,82 г/см³).

На Україні опоки і трепели зустрічаються в межах Львівської, Рівненської, Тернопільської областей, а також на півдні країни і Рівнинному Криму.

Типовими представниками кременистих порід хімічного походження є *гейзерити* і *кременисті туфи*, складені опалом. Це світлобарвні породи з пористою текстурою. Утворюються вони на поверхні, шляхом осадження опалу з води гейзерів і гарячих мінеральних джерел.

До найпоширеніших з групи хомогенних кременистих порід належать *кремені*, складені халцедоном, опалом та глинистими часточками. Здебільшого вони зустрічаються у верствах осадових порід у вигляді конкрецій.

Галоїдні і сульфатні породи утворюються хімічним шляхом в результаті осадження з розчинів. Найпоширенішими серед них є кам'яна сіль, калійно-магнезіальні солі, гіпс і ангідрит.

Кам'яна сіль - це світлозабарвлена повнокристаліна порода, складена агрегатами галіту. Вона утворює верстуваті товщі, в яких перешаровується з іншими, подібними за генезисом, осадовими породами. Легко діагностується за ознаками, характерними для мінералу галіту.

Калійно-магнезіальні солі, здебільшого, зустрічаються в асоціації з кам'яною сіллю. Як і остання, вони характеризуються повнокристалічною будовою, складені з агрегатів сильвіну та епсоміту і характеризуються світло-сірим з червоним та бурим відтінками забарвленням.

Кам'яна і калійна солі на Україні відомі в Карпатському (Калушське родовище калійної солі), Закарпатському (Солотвинське родовище кухонної солі) регіонах, а також на півночі Донбасу (Артемівське і Бахмутське родовища) і в Дніпровсько-Донецькій западині (Сумська і Полтавська області).

Гіпс – це повнокристалічна, здебільшого дрібнозерниста, світлобарвна порода, складена агрегатами однойменного мінералу.

Ангідрит, як і гіпс, також світлобарвна дрібнозерниста порода, складена з агрегатів мінералу тієї ж назви. У більшості випадків зустрічається в асоціації з гіпсом та іншими галоїдами.

В межах території України гіпси і ангідрити поширені у Львівській, Тернопільській, Волинській, Хмельницькій областях, а також в Передкарпатті і Закарпатті.

Залізисті породи осадового походження характеризуються дуже різноманітним складом. Серед них виділяються оксидні, карбонатні, силікатні і сульфідні типи. Найхарактернішим і найпоширенішим представником цієї групи хомогенних порід є *оксидні залізисті породи* або *бурі залізнякаи*. Вони складені з гетиту і гідрогетиту з незначними домішками глинистих мінералів, а також опалу і халцедону. Колір порід темно-бурий або бурувато-жовтий (вохристий). Вони можуть бути пухкими, землистими або щільними. Для останніх характерні оолітова і шкаралупувата структури та масивна, кавернозна і коагредційна текстури.

Бурі залізнякаи є одним з джерел видобутку заліза. На Україні родовища цих корисних копалин поширені в межах Керченського півострова, окрім того вони також утворюють непромислові поклади в Криворізькому залізорудному басейні, Приазов'ї і Придніпров'ї.

До найпоширеніших хомогенних *глиноземистих порід* належать боксити і латерити.

Боксити характеризуються різноманітним зовнішнім виглядом. Вони можуть бути м'якими, пухкими, подібними на глину, щільними з раковистим зломом і дуже нагадувати аргіліти. Проте, на відміну від глини ці породи позбавлені пластичності. Породоутворюючими мінералами цих порід є такі гідроксиди алюмінію, як гібсит, беміт і діаспор. У вигляді домішки в них присутні гематит, гетит, гідрогетит, коллініт, шамозит та інші уламкові і вторинні мінерали. Наявність домішок головним чином впливає на колір бокситів. Присутність гідроксидів заліза надає породі червоного, бурого, коричневого, зеленувато-сірого забарвлення, але в природі мають місце також сірі, білі, жовті і майже чорні відміни бокситів. Структура породи здебільшого оолітова і пелітова, але можлива також кристалічно-зерниста та уламкова. Текстура виражена слабо і нагадує верствувату.

Латерити належать до наймолодших осадових порід земної кори і формуються в результаті хімічного вивітрювання порід, збагачених

польовими шпатами, під впливом природних факторів, серед яких значна роль належить спекотному клімату і органічним кислотам. Складені вони каолінітом, гідроксидами заліза та, в підпорядкованій кількості, гібситом і бемітом. Забарвлені латерити в червоній, бурій або жовтій кольори. Структура порід пелітова і кристалічно-зерниста, текстура – слабо виражена верстувата.

Боксити мають велике практичне значення, оскільки є головним джерелом видобутку алюмінію. В межах території України ці породи у непромислових масштабах поширені на Українському щиті і особливо в його південній частині, яка за адміністративним поділом відноситься до півдня Кіровоградської, Дніпропетровської областей, а також північної частини Миколаївської і Херсонської областей.

Фосфатні породи або **фосфорити**, які містять в своєму складі значну кількість фосфатів кальцію за умовами залягання поділяються на два типи: конкреційні і пластові.

Конкреційні фосфорити являють собою скупчення фосфатних конкрецій або жовен у піщано-глинистих, карбонатних та інших осадових породах. Завдяки наявності домішок органічної речовини та глауконіту, конкреційні фосфорити, здебільшого, забарвлені в бурувато-сірі до чорного та зеленого кольори. В залежності від характеру будови серед них розрізняють радіально-променеві та жовноподібні відміни.

Пластові фосфорити залягають у вигляді пластів потужністю від декількох сантиметрів до десятків метрів. За зовнішнім виглядом вони можуть бути схожими на вапняки, пісковики і опоки. Для них характерні псевдоолітова або прихованокристалічна структури, а також наявність домішок карбонатного і теригенного матеріалу.

На території України фосфорити поширені в басейні ріки Дністер, у Тернопільській області, на заході Волинської, Рівненської і Хмельницької областей, де залягають серед карбонатних і теригенних порід, як у вигляді пластів, так і скупчень конкрецій, а також у Дніпровсько-Донецькій западині і в Донбасі.

Каустобіоліти (грец. "каустос" – горючий, "біос" – життя) утворюються з рослинних і тваринних решток, які зазнали певних перетворень під впливом різноманітних геологічних факторів. Характерною властивістю цих утворень є те, що вони горять. До них відносяться торф, викопне вугілля, горючі сланці, нафта та газ. Торф і викопне вугілля належать до порід ряду вугілля, які являють собою про-

дукти різних стадій розкладу та перетворення рослинних організмів в умовах з незначним доступом кисню, або при його відсутності.

Торф – це відносно пухка порода, представлена землястою, пористою, гумусовою масою жовтого, бурого або чорного кольору, яка складається зі значної кількості рослинних решток і теригенного матеріалу. Він є результатом неповного розкладання в болотах рослинного матеріалу при участі численних бактерій. Вміст вуглецю в торфах досягає 55-60%.

Викопне вугілля утворюється, здебільшого, при перетворенні деревної рослинності (гумусове вугілля) і значно рідше з водоростей (сапропелеве вугілля). Окрім органічної речовини до складу вугілля входить також теригенний матеріал. За ступенем розкладання органіки і вмістом вуглецю серед викопного вугілля розрізняють наступні відміни: буре вугілля, кам'яне вугілля і антрацит.

Буре вугілля являє собою щільну породу темно-бурого або чорного забарвлення з землястим, рідше раковистим зламом і матовим блиском, колір порошку темно-бурий. У незначних кількостях також присутні нерозкладені рештки рослин. Вміст вуглецю у цій відміні викопного вугілля коливається в межах 60-75%.

Кам'яне вугілля – це результат глибокого процесу перетворення органічної речовини, що підтверджується підвищенням вмісту вуглецю до 90%. Породи виключно чорного кольору, щільніша в порівнянні з бурим вугіллям, злам раковистий, полиск матовий, колір порошку чорний. Нерозкладені рештки рослин відсутні.

Антрацит – це результат найвищого ступеню переробки викопного вугілля в умовах високих тисків і температур. Вміст вуглецю в цих породах збільшується до 97%. Макроскопічно – це щільні породи чорного кольору з сіруватим відтінком і сильним металевим блиском. Злам нерівний, раковистий.

Горючі сланці належать до змішаних порід уламкового та органічного походження. Вони утворюються на дні басейнів при одночасному накопиченні органічної речовини, вміст якої змінюється від 20 до 60 об'ємн.%, і глинистого або вапнисто-глинистого матеріалу. Породи здебільшого сірого, світло-сірого забарвлення, щільні, з раковистим зламом.

На Україні поширені всі відміни охарактеризованих твердих каустобіолітів. Торф'яні родовища широко розвинені на Поліссі, у Волинській, Львівській, Рівненській областях. Буре кам'яне вугілля складає значні за розмірами родовища у Львівській та Волинській області

(Львівсько-Волинський вугільний басейн), а також Кіровоградському та Дніпропетровському регіонах. Високоякісне кам'яне вугілля і антрацит складають основу сировинної бази Донбасу.

Нафта належить до рідких каустобіолітів і являє собою рідкий концентрат вуглеводневих продуктів перетворення похованої в осадовій товщі органічної речовини. Складається нафта з вуглеводнів метанового, нафтового і ароматичного рядів з домішками сірчистих, азотистих і кисневих сполук.

Газ, здебільшого, супроводжує нафту у вигляді газової шапки над покладами нафти, або може знаходитися у розчиненому стані в самій нафті. Основною його складовою є метан, вміст якого досягає 95%, присутні також у незначних кількостях CO_2 , N_2 і пара води.

Нафта і газ на Україні локалізуються і трьох нафтогазоносних провінціях: Західній, або Карпатській, яка в адміністративному відношенні об'єднує Івано-Франківську, Закарпатську і Львівську області; Східній, або Дніпровсько-Донецькій, де найбільші запаси цих корисних копалин зосереджені в Чернігівській, Полтавській і Сумській областях; Південній, або Причорноморській, котра включає південь України і степову частину Криму. Значні поклади нафти і газу виявлено також в акваторіях Чорного та Азовського морів.

Метаморфічні гірські породи характеризуються повнокристалічними структурами та орієнтованими текстурами. До останніх відносяться: *сланцювата*, обумовлена взаємно паралельним розташуванням мінеральних зерен призматичної, пластинчастої або лускуватої форми; *гнейсова* і *гнейсоподібна*, характерною властивістю яких є чергування смуг різного мінерального складу; *смугаста*, для якої властиве чергування смуг, складених з зерен світло- і темnobарвних мінералів. На перший погляд ці текстури дуже нагадують верстуватість осадових порід, але їх походження пов'язане не з процесом накопичення осадків, а зумовлене перекристалізацією і переорієнтуванням мінеральних зерен в умовах направленої тиску. Іноді сланцюватість, чи гнейсовидність, успадковують первинну шаруватість. У випадках, коли метаморфічна порода є мономінеральна, а мінерал, який її складає, має відносно ізометричну форму (прикладом яких можуть бути кварц, або кальцит) для неї буде характерна *масивна* текстура.

Метаморфічні породи, які утворилися за рахунок метаморфізму магматичних утворень, називаються *ортпородами*, а метаморфіти для яких субстратом (основою) служили осадові породи – *паранородами*. При цьому слід зазначити, що в природі існують

однакові за складом і структурно-текстурними властивостями метаморфічні породи, які можуть утворюватися як при метаморфізмі магматичних, так осадових утворень. У такому випадку приставка "орто" або "пара" підкреслюють їх первинну природу. Наприклад, ортогнейс – гнейс, який утворився в процесі метаморфічних перетворень магматичної породи, а парагнейс – це гнейс, субстратом для якого слугували осадові утворення.

Метаморфічні процеси можуть охоплювати значні за розмірами території і в такому випадку говорять про регіональний метаморфізм, але можуть проявлятися і дуже обмежено, що спричиняє локальний метаморфізм. Відповідно і фактори метаморфізму будуть по-різному впливати на перетворення існуючих порід, що призводить до формування різних метаморфічних утворень по однаковому за складом субстрату (табл. 2.9).

Таблиця 2.9.

Найпоширеніші породи регіонального метаморфізму

Вихідні породи	Ступінь метаморфізму		
	Низька	Середня	Висока
Глини, граніти	Глинисті сланці, філіти	Слюдяні сланці	Гнейси
Грауваки, базальти	Хлоритові, талькові, серицитові, серпентинітові та інші сланці	Амфіболіти та епідотові амфіболіти	Грануліти (гнейси з гранатом)
Вапняки	Метаморфізовані вапняки	Мармури	
Кварцові пісковики	Кварцитоподібні пісковики	Кварцити	

У земній корі породи регіонального метаморфізму поширені значно більше в порівнянні з метаморфітами, утвореними в процесі локального проявлення метаморфізму.

При *регіональному метаморфізмі* речовинні і структурно-текстурні зміни в породах відбуваються у діапазоні температур від 300-400 °С до 900-1000 °С і зміні тиску в межах від $3-5 \cdot 10^8$ до $10-15 \cdot 10^8$ Па. При цьому породи різного первинного складу по-різному реагують на зміни фізико-хімічних умов. Метаморфізм простих за хімічним складом порід, таких як, наприклад, кварцові пісковики або вапняки, полягає тільки у змінах структури і текстури, а сам мінераль-

ний склад майже не змінюється. Кварцові пісковики та інші багаті кремнеземом породи при метаморфізмі перетворюються у *кварцити*, в яких кварц є основним породоутворюючим мінералом. Вони характеризуються повнокристалічною, здебільшого, дрібнозернистою структурою і масивною текстурою. Колір кварцитів буває найрізноманітнішим, але в природі переважають світлозабарвлені відміни цих порід.

Карбонатні породи (вапняки, доломіти та інші) в процесі метаморфічних змін перетворюються у *мармури*, які являють собою повнокристалічні мономінеральні агрегати кальциту або доломіту з масивною текстурою.

При метаморфізмі карбонатних залізисто-магнезійних порід, а також основних і, частково, середніх магматичних утворюються, відповідно, *параамфіболіти* і *ортоамфіболіти*. Як перші, так і другі, складені, головним чином, з рогової обманки і середнього плагіоклазу та характеризуються повнокристалічною структурою і сланцюватою текстурою. Колір породи, здебільшого, брудно-зелений, сірий з зеленуватим відтінком.

Метаморфічні перетворення глинистих (пелітових) порід в умовах відносно невисоких температур, але при значному орієнтованому тиску, зумовлюють утворення *філітіа*. Ці породи складені з дрібних кристаликів слюди, характеризуються добре вираженою сланцюватою текстурою і сильним шовковистим блиском на площинах сланцюватості. У випадку коли, ступінь метаморфізму підвищується завдяки підвищенню температури і тиску, ці ж первинні породи перетворюються на *серіцит-* і *хлоритамісні сланці*. Вони завдяки більшому розміру зерен слюд характеризуються повнокристалічними структурами, а текстура залишається сланцюватою. В умовах ще вищих тисків і температур утворюються *кристалічні сланці*. Для них характерні середньо- і крупнокристалічна структури і сланцювата текстура. Найпоширенішими серед них є *слюдисті сланці*, складені кварцом, слюдою та польовими шпатами, представленими в підпорядкованих кількостях. Залежно від того, яка слюда переважає, розрізняють біотитові, мусковітові і двослюдяні сланці. Якщо у кристалічних сланцях за вмістом переважає рогова обманка, то їх називають роговообманковими. При підвищенні ступеню метаморфізму слюдисті сланці переходять у *парагнейси*. Вони складені, здебільшого, кварцом, польовими шпатами і слюдою, проте зустрічаються також гнейси, у складі яких в підпорядкованих кількостях присутні амфіболи і піроксени. Ці породи харак-

теризуються повнокристалічною середньо- і крупнозернистою структурою і гнейсовою, тобто смугастою, текстурою.

Магматичні породи по мірі зростання ступеню метаморфізму також перетворюються на *ортосланці* і *ортогнейси*. По породах кислого і середнього складу на ранніх стадіях метаморфізму утворюються флюїдані ортосланці, які при зростанні температури і тиску перетворюються на ортогнейси. Метаморфічними аналогами основних порід є *хлоритвісні сланці* у складі яких також присутні тальк, епідот, актиноліт і тремоліт (мінерали класу силікатів). При зростанні ступеня метаморфізму сланці перетворюються в *ортоамфіболіти*. Основними представниками метаморфічних перетворень ультраметаморфічних порід є талькові сланці і *серпентиніти*. Останні складені, в основному, з серпентину, що підкреслюється їх зеленим, з різними відтінками, забарвленням. Структура породи прихованокристалічна, текстура масивна.

Особливе місце серед метаморфічних порід належить гранулітам і еклігітам, які утворюються при максимально високих тисках і температурах. При подальшому зростанні температури і активізації флюїдної системи метаморфізм переростає в його найвищу стадію – *ультраметаморфізм*, який супроводжується кремнево-лужним метасоматозом і частковим плавленням.

Грануліти - це породи складені кварцом, польовими шпатами і гранатом. Для них характерна повнокристалічна дрібно- і тонкозерниста структура і гнейсоподібна текстура. *Еклігіти* утворюються при дуже високих тисках. Вони характеризуються масивною текстурою і високою щільністю, яка коливається в межах 3,35-4,2 г/см³. Основними їх породоутворюючими мінералами є гранат і піроксени.

Серед численних порід, утворення яких спричинено проявленням *локального метаморфізму*, найпоширенішими в земній корі є роговики, скарни і грейзени.

Роговики утворюються в результаті вкорінення магми в глинисті породи, тобто вони є метаморфічними аналогами глинистих відкладів. Основними факторами метаморфізму при цьому виступають: температура, джерелом якої є магматичний розплав і леткі хімічні елементи, які виділяються з магми. Для роговиків характерні мікрокристалічна структура, сіре до чорного забарвлення і масивна текстура. Їх мінеральний склад залежить від складу первинних порід і температури, але практично завжди в них присутні кварц, польові шпати, амфіболи і піроксени.

Скарни – це продукт зміни карбонатних порід під впливом після-магматичних розчинів. Вони складені, в основному, піроксеном і гранатом. Структура породи повнокристалічна, текстура масивна. Порода, здебільшого темного, бурого, зеленувато-бурого забарвлення. Характерною властивістю скарнів є те, що вони містять домішки магнетиту, сфалериту, галеніту, золота, шесліту, каситериту, молібденіту та інших рудних мінералів, концентрації яких досягають промислових значень, в зв'язку з чим скарни мають важливе практичне значення.

Грейзени – це світлозабарвлені, крупнозернисті породи, складені кварцем і мусковітом, що утворюють крупні виділення або дрібнозернисті агрегати, які розвиваються при заміщенні польових шпатів. У вигляді домішок в них можуть бути присутні топаз, турмалін, апатит, флюорит, а також рудні мінерали – молібденіт, каситерит, пірит, арсенопірит та інші. Утворюються грейзени в результаті впливу високотемпературних розчинів на вміщуючі породи кварц-польовошпатового складу. З ними пов'язані родовища олова, вольфраму, молібдену та інших металів.

У межах території України породи регіонального метаморфізму складають Український щит, який простягається смутою шириною понад 400 км, від Полісся до Азовського моря і співпадає з простяганням Придніпровської та Приазовської височин. В адміністративному відношенні він займає території переважно Житомирської, Київської, Вінницької, Черкаської, Кіровоградської, Дніпропетровської, Запорізької областей. Породи локального метаморфізму поширені на Україні значно менше. Здебільшого вони спостерігаються в районах розвитку магматичних порід, тобто в Кримських горах, Карпатах, де складають незначні за потужністю зони (від перших метрів до перших десятків метрів), облямовуючи інтрузивні масиви, а також трапляються і серед метаморфічних утворень Українського щита.

Запитання для самоконтролю

- 1. Охарактеризуйте будову Сонячної системи.*
- 2. Розкрийте форму, розміри та внутрішню будову Землі.*
- 3. Дайте характеристику фізичних властивостей і хімічного складу Землі.*
- 4. Охарактеризуйте агрегатний стан речовини внутрішніх геосфер Землі.*
- 5. Розкрийте основні принципи класифікації мінералів.*

6. Назвіть основних представників мінералів класів самородних елементів, сульфідів, галогідних сполук, оксидів і гідроксидів, карбонатів, силікатів.

7. Назвіть основних представників магматичних гірських порід (інтрузивних і ефузивних) кислого, середнього, основного і ультраосновного складу.

8. Охарактеризуйте групу уламкових гірських порід.

9. Дайте характеристику органогенним і хемогенним гірським породам

10. Назвіть основних представників групи метаморфічних порід.

Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «В.І. Вернадський про ноосферу»

2.4. Будова земної кори

Земна кора – це тверда верхня оболонка Землі, складена осадовими, магматичними і метаморфічними породами. Кількісні співвідношення різних типів гірських порід у складі кори визначають характер будови самої кори і будови її поверхні. Тобто рельєф Землі та внутрішня будова її кори взаємозв'язані і перед тим, як перейти безпосередньо до характеристики складу та будови кори, необхідно коротко зупинитися на питанні будови її поверхні.

Основними орографічними складовими поверхні Землі є континенти і океани. В межах перших виділяються рівнини, які включають височини та низовини, і гірські області, представлені сукупністю гірських хребтів з вершинами, абсолютні висоти яких сягають понад 5-8 тис. м. Найвищою вершиною на земній поверхні є гора Джомолунгма, або Еверест, висотою 8848 м, яка входить до складу Гімалайської гірської області. Океани також характеризуються нерівномірністю будови поверхні дна. Зі сторони материків і до глибини близько 200 м, поверхня дна океанів називається *шельфом* (рис. 2.12). Останній переходить у *континентальний схил*, підоснова якого сягає глибин 2500-3000 м. Ці два елементи є своєрідним продовженням материків і разом складають *підводну окраїну материків*, яка змінюється *ложем* океану. Складовими частина ложа океанів є значні за площею *абісальні рівнини*, розташовані на глибинах 4-6 км; *глибоководні жолоби* з

глибинами 10-11 км (найглибшим на Землі є Маріанський жолоб у західній частині Тихого океану, глибина якого становить 11022 м); *окраїнні моря*, прикладом яких можуть слугувати Охотське, Японське та інші; *острівні дуги*, такі як Курильська, Японська та інші; *серединно-океанічні хребти*, які в межах Землі утворюють планетарну систему через поєднання хребтів усіх океанів.

Для кожної з названих вище складових частин поверхні Землі характерний свій тип земної кори. Виділяють континентальний, океанічний, субконтинентальний і субокеанічний типи, які відрізняються за потужностями, складом і характером будови (рис. 2.13).

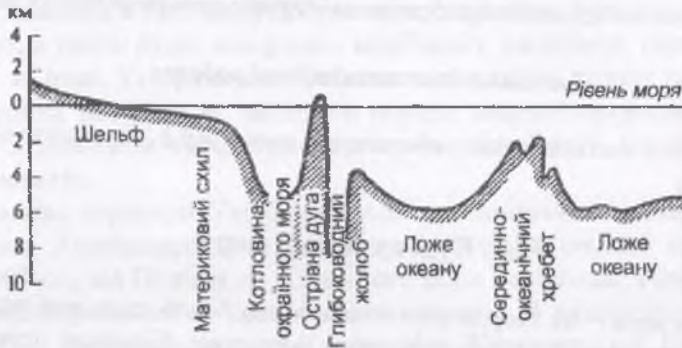


Рис. 2.12. Узагальнений профіль дна океану
(за О.К. Леонтьєвим)

Континентальна земна кора характеризується потужністю від 20 до 70 км при середній 33-40 км. Величина потужності кори знаходиться в прямій залежності від будови рельєфу континентів. Під рівнинами вона близька до середньої. Максимальна потужність характерна для молодих гірських областей, таких як Гімалаї та Анди, де вона досягає 70-75 км, а мінімальна (20-35 км) встановлена під континентальними западинами типу Угорської і під рифтовими зонами, прикладом яких може бути озеро Байкал. Континентальна кора характерна також і для підводних країн материків. В області шельфу її потужність складає 20-25 км при поступовому зменшенні в сторону континентального схилу, де вона на глибині 2,0-2,5 км виклинюється.

Континентальна кора складається з трьох шарів (зверху до низу): осадового, гранітного та базальтового (2.13). Верхній, *осадовий шар* представлений осадовими гірськими породами. Його потужність змінюється від 0 до 5-10 км в межах рівнин, і зростає до 15-20 км в гірсь-

них областях. Середня потужність на всіх континентах складає 3 км. Швидкість проходження поздовжніх сейсмічних хвиль в породах даного шару знаходиться в межах 3-5 км/с.

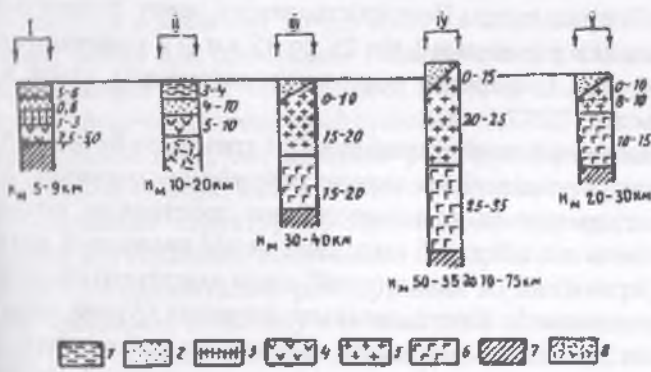


Рис. 2.13. Схема будови різних типів земної кори

I – океанічна кора під ложесем океану; II – субокеанічна кора під океанічними западинами; III – континентальна кора під рівнинами; IV – континентальна кора під гірськими областями; V – субконтинентальна кора під острівними дугами;

1 – шар води; 2 – осадовий шар; 3 – другий шар океанічної кори з прошарками осадових гірських порід; 4 – третій шар океанічної кори; 5 – “гранітний” (граніто-гнейсовий, граніто-метаморфічний) шар континентальної кори; 6 – “базальтовий” (грануліто-базитовий) шар континентальної кори; 7 – нормальна мантія; 8 – розцільнена мантія.

“Гранітний” шар на 50% складений гранітами та на 40% метаморфічними породами низьких і середніх ступенів метаморфізму (переважно гнейсами і сланцями). Близько 10% його об’єму займають інтрузивні породи основного складу. Враховуючи це, краще його називати *граніто-гнейсовим* або *граніто-метаморфічним*. Середній вікічний склад порід даного шару близький до складу андезитів і ріолітів. Її потужність змінюється від 10 до 25 км, залежно від загальної потужності земної кори. Під рівнинними областями вона приблизно складає 15-20 км, а в гірських районах – 20-25 км. Швидкість поширення сейсмічних поздовжніх хвиль в породах шару змінюється з глибиною від 5,5 до 6,4 км/с.

“Базальтовий” шар складений інтрузивними породами основного складу (базитами), а також метаморфічними утвореннями високих

ступенів метаморфізму (гранулітами), в зв'язку з чим його іноді називають *грануліто-базитовим*. Існує припущення, що в його будові беруть участь еклотіти, а також вкорінені ультраосновні породи типу піроксенітів і перидотитів. Потужність даного шару змінюється від 10-15 до 20 км під рівнинами і від 25 до 35 км – в районах гірських споруд. Швидкість поширення поздовжніх сейсмічних хвиль в його межах складає 6,6-7,2 (7,4) км/с.

Граніто-метаморфічний (“гранітний”) і грануліто-базитовий (“базальтовий”) шари розділені так званою *сейсмічною границею Конрада*, яка характеризується стрибкоподібним зростанням поздовжніх сейсмічних хвиль від 6,0 до 6,5 км/с. Довгий час вважалось, що ця межа розділяє “гранітний” і “базальтовий” шари континентальної кори в межах всіх континентів. Проте, детальне вивчення будови кори впродовж останніх десятиліть методами глибинного сейсмічного зондування показало, що границя Конрада фіксується лише на окремих ділянках земної кори. Зараз значною популярністю у дослідників користується чотирьохшарова модель будови земної кори (рис. 2.14).



Рис. 2.14. Швидкісна модель земної кори континентів

1 – осадковий шар; 2 – граніто-гнейсовий шар; 3 – проміжний шар; 4 – грануліто-базитовий шар; 5 – мантія; 6 – напрямок можливого руху окремих блоків; 7- зони понижених швидкостей; 8 – площадки відбивання сейсмічних хвиль

Згідно з зображеною на рис. 2.14 моделлю, консолідована частина континентальної кори, яка вклучає граніто-гнейсовий і грануліто-базитовий шари, розділена на три частини (поверхи), що відрізняються швидкостями проходження сейсмічних хвиль. Основними межами консолідованої кристалічної кори є її поверхня, тобто границя між осадковим та граніто-гнейсовим шарами (K_0) і границя Мохоровичича, для якої характерні високі межові швидкості поширення сейсмічних

хвиль (7,8-8,3 км/с). Всередині консолідованої кори чітко фіксується три, відмінних за швидкостями проходження хвиль, поверхи, розділені межами K_1 і K_2 . Перша межа (K_1) проходить на глибині 10-15 км. Швидкість поширення поздовжніх хвиль в шарі, що розташований над нею, коливається в діапазоні 5,9-6,3 км/с, а в шарі, який її підстелеє – 6,4-6,5 км/с. Межа між проміжним і власне грануліто-базитовим шаром (K_2) виражена більш чітко завдяки вужчому діапазону швидкості поширення сейсмічних хвиль, який становить 6,8-7,0 км/с.

Двом верхнім поверхам властиве розшарування речовини. Перший від поверхні поверх, власне граніто-гнейсовий, характеризується шарувато-блоковою структурою. Проміжному поверху, який мало відрізняється від верхнього величинами поширення сейсмічних хвиль, притаманне субгоризонтальне розшарування кори. Це підкреслюється наявністю прошарків (пластин) з пониженими швидкостями сейсмічних хвиль (біля 6 км/с), а також аномальних за щільністю тіл і зон з підвищеною електропровідністю. Така неоднорідність проміжного шару за фізичними властивостями дає можливість говорити про нього як про ослаблений шар, по якому можливі горизонтальні рухи речовини. Вважається, що верхній шар консолідованої частини кори (граніто-гнейсовий), складений кислими породами, середній, або проміжний – породами середнього складу, а нижній (грануліто-базитовий) – основними. Їх кількісні співвідношення в об'ємі консолідованої континентальної кори В.Ю.Хаїн показує у вигляді співвідношення між базальтами, андезитами і ріолітами як 6:3:1, тобто порід основного складу найбільше, середніх- вдвічі менше, а кислих- втричі менше від середніх.

Океанічна кора, як і континентальна, також характеризується тришаровою будовою, проте вона різко відрізняється від континентального типу як за загальною потужністю, так і за складом. Перша суттєва відмінність полягає у тому, що в розрізі океанічної кори відсутній граніто-гнейсовий шар (див. рис. 2.14), а її потужність змінюється від 5 до 12 км, складаючи в середньому 6-7 км проти 33-40 км континентальної кори.

Перший зверху – це осадовий шар, який складений різноманітними вапками, що знаходяться в пухкому розсипчастому стані. Його потужність змінюється від декількох сот метрів до 1 км. Швидкість поширення сейсмічних хвиль в цих породах становить 2,0-2,5 км/с.

Другий, середній шар, згідно з даними буріння, складений базальтовими лавами з прошарками карбонатних та кременістих порід. Його

потужність змінюється від 1,0 до 3,0 км, а швидкість проходження хвиль – від 3,5 до 4,5 км/с.

Третій, нижній шар за своїми фізичними властивостями належить до високошвидкісного. Швидкість поширення поздовжніх сейсмічних хвиль в його межах становить 6,3-6,5 км/с, а в окремих випадках вона може зростати до 7,0-7,4 км/с. Вважається, що він складений основними (габро) та ультраосновними (піроксеніти) породами, а також ортоамфіболітами. Потужність даного шару, за сейсмічними даними, змінюється від 3,5 до 5,0 км.

Субконтинентальний тип земної кори за будовою аналогічний континентальному. Його виділення було продиктоване нечітким проявленням у межах континентів границі Конрада. Цей тип кори пов'язують з острівними дугами (Курильська, Алеутська та інші) і окраїнами материків. Згідно з результатами проведення глибинного сейсмічного зондування в межах Курильських островів, верхній шар субконтинентальної кори складений осадово-вулканогенними відкладами. Його потужність змінюється від 0,5 до 5 км. Нижче знаходиться другий – острівнодужний граніто-гнейсовий (граніто-метаморфічний) шар, потужність якого змінюється від 5 до 10 км. Швидкість поширення сейсмічних хвиль в його межах становить 5,7-6,3 км/с. Третій, грануліто-базитовий, або базальтовий шар з швидкістю сейсмічних хвиль 6,8-7,4 км/с, залягає на глибинах 8-15 км і характеризується змислою потужності від 10 до 15 км.

Субокеанічний тип земної кори приурочений до улоговинних частин окраїнних та внутрішньоконтинентальних морів з глибиною понад 2 км. За складом він схожий на океанічний, але відрізняється від останнього потужнішим осадовим шаром (до 10 і більше км), який залягає на високошвидкісному (габро-піроксенітовому) шарі, тобто тут відсутній океанічний шар для якого, як зазначалося вище, характерна асоціація базальтових лав і осадових порід. Сумарна потужність земної кори субокеанічного типу становить 10-20 км. Місцями вона досягає 25-30 км за рахунок збільшення потужності осадового шару.

Своєрідна будова земної кори спостерігається в центральних рифтових зонах серединно-океанічних хребтів, таких як Серединно-Атлантичний, Тихоокеанський та інші. Тут під другим океанічним шаром залягають утворення, які характеризуються швидкостями проходження сейсмічних хвиль 7,4-7,8 км/с. Вважається, що це своєрідні виступи аномально розігрітої мантії або суміш корового та мантійного матеріалу.

Територія України знаходиться в межах поширення кори континентального типу. При цьому спостерігається чітка закономірність між потужністю кори, глибиною залягання її консолідованої частини (фундаменту), тобто граніто-гнейсового і грануліто-базитового шарів, і будовою рельєфу території (рис. 2.15). Так, у Карпатському регіоні потужність кори змінюється від 45 до 55 км, досягаючи максимальних значень під високогірними хребтами. В межах Волино-Подільської височини вона зменшується до 40-45 км. Під Українським щитом, який займає територію Придніпровської та Приазовської височин, потужність кори знову зростає до 45-50 км, а в районі Канева вона досягає 52 км, що спричинено зануренням у цьому регіоні поверхні Моховичича на глибину більше, ніж 55 км. В центральній частині Придніпровської низовини, де розташована Дніпровсько-Донецька западина, потужність кори зменшується до 35 - 40 км, а під Донецьким кряжем вона дещо зростає до 40 - 45 км. На півдні України під Причорноморською низовиною її потужність знаходиться в межах 25-35 км. В акваторії Чорного моря спостерігається зменшення потужності кори зі сходу на захід від 25-30 до 15-20 км.



Рис. 2.15. Схема залежності потужності земної кори від рельєфу території України

(побудована з використанням даних О.В. Чекунова)

Потужності: 1 - менше 20 км; 2 - 20-25 км; 3 - 25-30 км; 4 - 30-35 км; 5 - 35-40 км; 6 - 40-45 км; 7 - 45-50 км; 8 - 50-55 км; 9 - більше 55 км.

Елементи рельєфу (цифри в кружечках): 1 - Карпати; 2 - Волино-Подільська височина; 3 - Придніпровська височина; 4 - Приазовська височина; 5 - Придніпровська низовина; 6 - Донецький кряж; 7 - відроги Середньоруської височини; 8 - Причорноморська низовина; 10 - Гірський Крим.

В розрізі земної кори на території України, окрім верхнього осадового шару, виділяється ще п'ять шарів, які відрізняються за складом порід, швидкостями поширення сейсмічних хвиль і складають консолідовану частину кори.

Перший зверху шар складений в основному метаморфізованими осадовими породами, швидкості поширення в яких сейсмічних хвиль коливаються в межах від 6,0 до 6,2 км/с. В будові шару основна роль належить парасланцям і парагнейсам.

Другий шар представляють метаморфізовані вулканогенно-осадові відклади, серед яких переважають ортогнейси та ортосланці кислого і середнього складу (дацити, андезити і ріоліти). Швидкість поширення сейсмічних хвиль в породах цього шару становить 6,2-6,4 км/с.

Третій шар складений високометаморфізованими осадово-вулканогенними породами зі швидкістю поширення сейсмічних хвиль 6,4-6,6 км/с. Це здебільшого парагнейси і параамфіболіти з підпорядкованою кількістю ортопорід.

Для *четвертого* шару характерні швидкості поширення сейсмічних хвиль від 6,6 до 6,8 км/с. у його складі присутні породи гранулітової і еклогітової фації метаморфізму.

П'ятий шар відрізняється від попередніх основним складом порід, які його складають, і різким зростанням швидкостей поширення сейсмічних хвиль від 6,8 до 7,4 км/с, що відповідає швидкостям у "базальтовому" (грануліто-базитовому) шарі. Звертає увагу на себе те, що між четвертим та п'ятим шарами зростання швидкостей поширення сейсмічних хвиль відбувається поступово, тобто так звана межа Конрада під територією України виражена не чітко, а четвертий шар можна вважати за перехідний між "базальтовим" (грануліто-базитовим) і "гранітним" (граніто-гнейсовим), який об'єднує третій, другий і перший.

В акваторії Чорного моря, яке належить до внутрішньоконтинентальних улоговинних морів, кора характеризується рисами кори субокеанічного типу. Тут відсутній "гранітний" шар і кора представлена осадовим та "базальтовим" шарами (рис. 2.16).

З наведеного впливає, що за характером будови земна кора під територією України відповідає типовій моделі кори континентального типу з ознаками переходу до субокеанічної кори під водами Чорного моря.

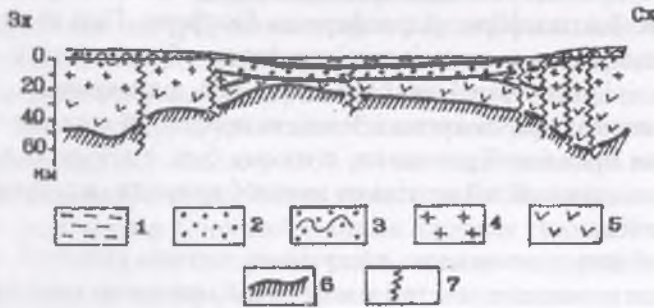


Рис. 2.16. Схематичний розріз земної кори в акваторії Чорного моря (за О.В. Чекуновим)

1 – шар води Чорного моря; 2 – осадовий шар; 3 – інтенсивно зм'яті породи осадового шару; 4 – “гранітний” шар; 5 – “базальтовий” шар; 6 – поверхня Мохоровичича; 7 – глибинні розломи.

Запитання для самоконтролю

1. Які є типи земної кори ?
2. Як змінюється потужність земної кори від характеру будови її поверхні ?
3. Охарактеризуйте будову континентального типу земної кори.
4. Охарактеризуйте океанічний тип земної кори.
5. Який тип властивий для земної кори під територією України?
6. Охарактеризуйте субокеанічний і субконтинентальний типи кори.

Завдання для самостійної роботи

Складіть аналітичний реферат на тему «Співвідношення між будовою земної кори та мега- і макроформами рельєфу її поверхні».

2.8. Загальні особливості історії розвитку Землі

Сьогодні вчені безспідставно 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 чільне місце в даному випадку належить геології, як науці не лише про склад та будову Землі, але й про історію її розвитку.

2.5.1. 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 згустки 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) тлумачення 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 гіпстеза 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 розпоширена 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 зумовило 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. Першим кроком у напрямку вирішення зазначеної проблеми був зроблений англійським астрономом Джінсом, який вважав, що планети утворилися зі згустку сонячної матерії відірваної від Сонця зіркою, яка пролетіла повз нього. Подібних поглядів дотримувалися також американські дослідники Ф.Мультон 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 злипалися, утворювали астероїди та планети. Уявлення про планетези-

малі 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. Шмідта*, розроблена у 1944р.

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 естзійної в сильному сонячному гравітаційному полі призвело до складного перерозподілу 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, відбувся процес формування планет та їхніх супутників з первинної метеоритної речовини (рис. 2.17). Проте, недолік цієї гіпотези полягає у надзвичайно малій вірогідності захоплення Сонцем холодної газопилової (метеоритної) речовини та відсутності пояснень щодо утворення самого Сонця.



Рис. 2.17. *Схема виникнення Сонячної системи за гіпотезою О.Ю.Шмідта*

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 вдалося 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. 2.18). 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 частини в "наднові".

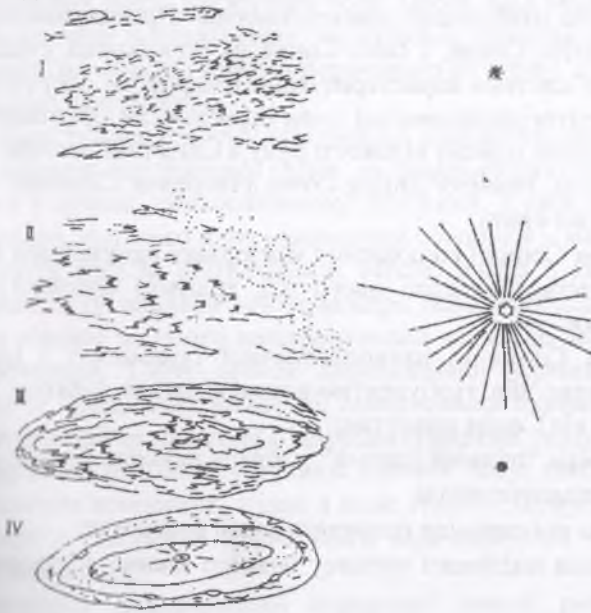


Рис. 2.18. Основні етапи еволюції протосонячної газопилової туманності
(за В.О. Рудником і Е.В. Соботовичем)

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

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 бути 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.

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 "наднової" зірки;
- еволюція Сонця та навколосонячної туманності з передачею електромагнітним або турбулентно-конвективним шляхом моменту кількості руху від Сонця планетам;
- конденсація "пилової 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 летких 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.

2.5.2. 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 в середині неї, сприяли диференціації речовини, утворенню праобразу 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 вважалось, що Земля, а також інші планети внутрішньої групи, на ранніх стадіях їх формування укладалися з суміші залізо-силікатної 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'язане 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 припливами обумовленими близьким розташуванням Місяця до Землі в порівнянні з сьогоднішнім. Жодна з цих гіпотез найближча до істини необхідно ще з'ясувати. Загальною залишається також і ступінь розігріву протопланети на ранніх стадіях її існування. На думку В.С.Сафронова, температура в мантії протоземлі 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 протокора 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 протокори, виливанню на поверхню магми, в результаті чого відбувалося звільнення останньої від значної кількості летких 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 тому 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 чи була ця кора за складом сіалічною, подібною до сьогодишньої континентальної, чи меланократовою (океанічною), складеною з основних магматичних порід. Припускається, що значна роль у формуванні протокори 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 протоповверхню 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 дегідратації 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 калію та магнію. 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 важкого 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 раціональне 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 шарию, близькою за складом та будовою до континентальної кори, і, відповідно, ділянки з океанічною протокорою, тобто вже існували протоконтиненти та протоокеани. Наявність у складі архейських розривів уламкових порід (конгломератів, гравелітів, пісковиків, глинистих утворень), свідчить, що моря вже тоді були заповнені водою, тобто виникли сприятливі умови для зародження життя. Сьогодні відомі свідки 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 клітини, в яких не було ядра, і ДНК не могла групуватися в дискретні хромосоми. Характерними їх представниками є бактерії та синьо-зелені водорості. Найдревніші сліди життєдіяльності синьо-зелених водоростей виявлені в Австралії (район Пілбара), у гірських породах віком створює близько 3,5 млрд. років. На наявність в археї органічної речовини може вказувати також присутність в породах графіту, який, можливо, є результатом концентрації організмами вуглецю. Ра-

зом 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 протокора 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 піднімання, 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 ман-

III 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 осадовинагромадження сприяли накопиченню великої кількості оксидів заліза, що привело до формування унікальних за розмірами та запасами 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 осадиноконкопичення 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, потужній магматизм у формі гранітоутворення та виверження вулканів тріщинного типу, а також сформувалися численні розломи та складчасті споруди.

Ранньопротерозойські породи складають окремі ділянки Українського щита на Волині (відслонюються по берегах рік Тетерів, Случ, Снопка), Кіровоградщині (скельні береги Інгула, Інгульця, Вісуні та інших рік і річок), у Приазов'ї (басейни рік Берди, Обіточної, Мокрої Яви 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 зросла, що привело до поступового розчленування протоконтиненту Мегагея. 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. 2.19).



Рис. 2.19. Положення суперконтинентів на земній кулі в пізньому палеозої

В пізньопротерозойських океанах, морях, лагунах і озерах тривала еволюція органічного світу. З'явилися перші *еукаріоти*, які на відміну від архейських прокариотів мали ядро, характеризувалися складною внутрішньою структурою та наявністю хромосом, а також багатоклітинні організми (рис. 2.20).



Рис. 2.20. Характерні представники органічного світу докембрію.

а – мікрофосилії виявлені Дж. Шопфом в архейських породах Австралії, б – мікрофосилії з протерозойських порід Криворізького залізрудного басейну виявлені В.Рябенком і Т. Міхницькою.

Широкий розвиток у протерозої організмів сприяв формуванню порівні з теригенними осадами 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 заходень. Все це знаменувало перехід Землі до суттєво нової стадії геологічного розвитку, яка відома під назвою – *фанерозої*.

2.5.3. Загальні риси історії розвитку Землі у фанерозої

Нижньою віковою межею фанерозойського періоду, або як його називають – фанерозойського еона (*еон* – це відтинок часу тривалістю сотні мільйонів років), служить цифра 570 млн. років, і триває він до сьогодення. Даний період характеризується інтенсивним розвитком життя на Землі (табл. 2.10). В перекладі з латинської мови фанерозої означає – *видиме життя* (від лат. “*фанерос*” – *явний, видимий*, “*зої*” – *життя*).

Таблиця 2.10.

Основні вікові підрозділи в історії Землі
(геохронологічна шкала)

Еон (епогема)	Ера (ератема)	Період (система)	Нижня вікова межа, млн. р.	Індекс
Фанерозої	Кайнозойська	Четвертинний	1,8	Q
		Неогеновий	23,8	N
		Палеогеновий	65	P
	Мезозойська	Крейдовий	135	K
		Юрський	205	J
		Триасовий	245	T
	Палеозойська	Пермський	295	P
		Кам'яновугільний (карбоновий)	360	C
		Девонський	410	D
		Силурійський	435	S
		Ордовицький	500	O
		Кембрійський	570	E
Криптозої (докембрій)	Протерозої верхній		1700	PR ₃
	Протерозої середній		2000	PR ₂
	Протерозої нижній		2600	PR ₁
	Архей верхній		3150	AR ₃
	Архей середній		3400	AR ₂
	Архей нижній		3500 — 4000	AR ₁

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. 2.10).

Палеозойська ера, що в перекладі означає древнє (“*палеос*”) життя, характеризується тривалістю 320-325 млн. років і поділяється на шість періодів (*period* – 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, ордовицький, силурійський, девонський, кам'яновугільний (карбонівий) 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.2.21).

В ранньому палеозої, який включає кембрійський, ордовицький і силурійський періоди, з'явилися і набули широкого розквіту безхребетні організми, які мали хітиново-фосфатний і вапнистий зовнішній або внутрішній скелет. Найбільшого поширення серед них набули археоціати, трилобіти, граттоліти, брахіоподи, кишковопорожнинні, 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. 2.22) і тільки з'явилися риби з хрящовим внутрішнім скелетом.

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, карбонівий та пермський періоди. В девонських морях продовжували інтенсивно розвиватися колоніальні та поодинокі корали, крупні форамініфери, голкошкірі. В прісноводних і слабо солоних басейнах еволюціонують двостулкові та черевоні молюски. Колоніальні корали разом з моховатками були основними будівничими рифів пізньопалеозойських морів, в яких активно множилася кількість кісткових, хрящових та панцирних риб. Останні належали до хижаків. Вони мали

ніжелези з гострими зазубреними кістковими пластинами, а частина тіла та голова були покриті кістковим панциром.

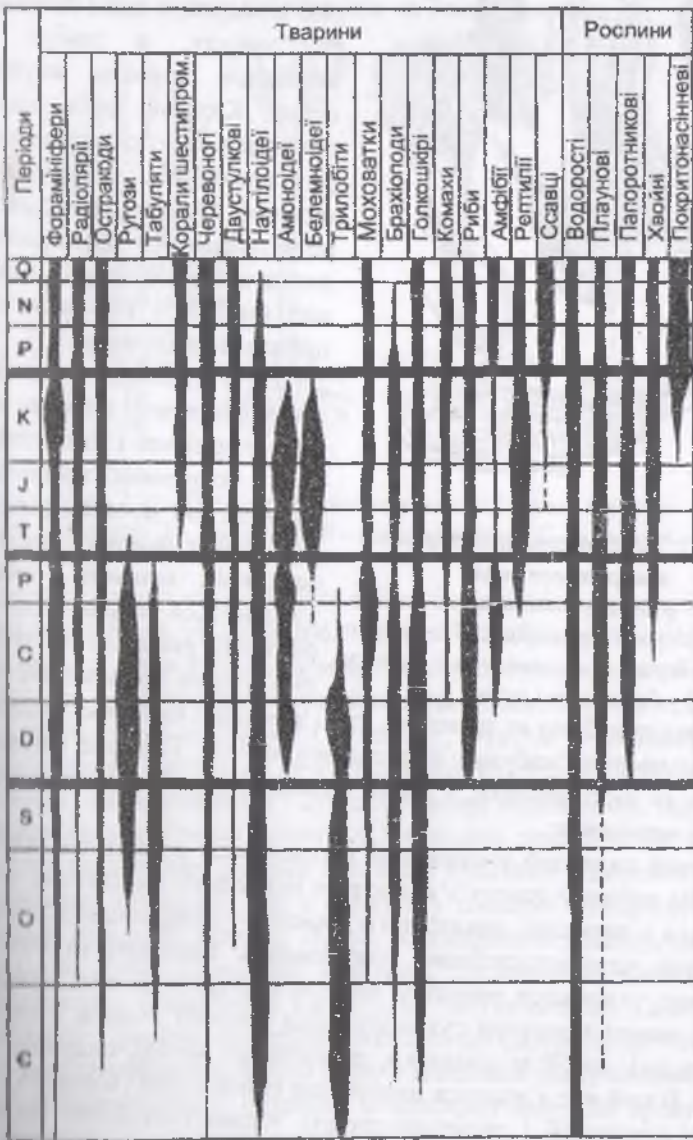


Рис. 2.21. Схема розвитку органічного життя на Землі (за Г.В. Войткевичем).



Рис. 2.22. Характерні представники тваринного світу раннього палеозою.

а – скелет археоціат; б – трилобіт; в – корал; г – головоногий молюск; д, е, ж – безщелепні риби.

Серед них були як травоїдні, так і хижаки. Особливо інтенсивного розвитку плазуни набули у пермському періоді. Тоді вже існували такі хижаки, як іностраницевії, а також травоїдні 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 хвоці, плаунові та папоротеві. В цей час з'явилися папоротеві голонасінні (кордаїти), плауноподібні (сиглярії і лепідодендрони), членистостеблові (каламіти) а також хвойні, які прогресували у пермський період (рис. 2.23).

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

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 кістенирих риб. Останні володіли добре розвиненими плавниками, 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.

воді та повітрі, а також появою рептилій і значному збільшенню в атмосфері кисню за рахунок збільшення на Землі біомаси.

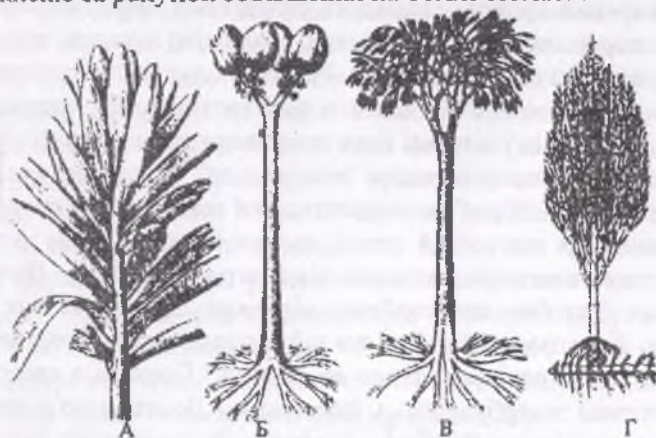


Рис. 2.23. Типові рослини кам'яновугільного періоду.
А – кордаїт; Б – сигілярія; В – лепідодендрон; Г – каламіт.

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 тисився численними потоками з суходолу, а також інтенсивні вулканічні виверження. Поступово ці прогини заповнювались теригенними, лемогенними, органогенними і вулканогенним відкладами, які згодом перетворювались в гірські породи. Опускання земної кори з часом змінювалось висхідними рухами і на місці прогинів утворювались ланцюги гірських областей. Так в ранньому палеозої утворилися гори Скандинавії, Британії, Алтаю, Шорії, Кузнецького Алатау, Західних Саян, Західної Туви, 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 палеозої продовжувалось “парощування” суперконтинентів Гондвани і Лавразії за рахунок закриття морських басейнів шляхом підняття окремих ділянок земної кори і формування нових гірських областей. Так наприкінці палеозою утворилися Урал, Тянь-Шань, Піренеї, гори північної та крайньої пів-

денної 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 застигала безпосередньо в земній корі, а частина у вигляді лави покривала значні території поверхні планети. Ці процеси сприяли “зпаюванню” утворених під кінець протерозою 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 пісковицях 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. 2.10) і характеризується оновленням тваринного і рослинного світу, що було спричинено суттєвими змінами палеогеографічної обстановки на планеті (рис. 2.24).



Рис. 2.24. Палеоландшафт початку мезозойської ери.

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

Загальні відомості про Землю

В мезозої серед безхребетних панівне положення належало голоногим моллюскам, так званим амоноідеям та белемноідеям, які з'явилися в тріасовий час, а досягли апогею свого розвитку в юрський та крейдовий періоди. В мезозойських морях мала місце велика кількість рифів, створених шестипроменевими коралами, які досягли розвитку наприкінці юрського періоду, а також були поширені пелецициони, 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 найвідомішими були представники літаючих ящурів – птерозаврів, опанували також і повітряний простір (рис. 2.25).



Рис. 2.25. 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 моллюски. 6, 7 – амоніти, 8 – белемніт.

Через таке заселення Землі різноманітними ящурами, які бігали, повзали, сквкали, плавали, літали мезозойську еру ще називають ерою рептилій. Наприкінці тріасового періоду з'явилися перші примітивні плавиці. Вони були малочисельними, невеликих розмірів і, відповідно,

не могли складати конкуренцію великій армії рептилій. Під кінець юрського періоду появляються перші птахи, так звані археоптерикси, а в крейдовий вже існували кілегруді та гладкогруді птахи, прямі пращури сьогоднішніх птахів.

Суттєвої еволюції в мезозої зазнав і рослинний світ. В тріасовий період появляються важливі групи голонасінних, хвойних, гінгових 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 сьогоднішнього часу залишається нерозгаданою. Стосовно цього питання існують 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 висовує 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 мезозої структури земної кори та палеогеографічної обстановки на планеті.

На ранньому етапі мезозойської ери, у тріасі, ще існувала Пангея-2, але вже на кінець тріасового початок юрського періодів вона розкололася на Лавразію та Гондвану, внаслідок виникнення субширотного океану Тетіс (рис. 2.26), 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 пізньоюрський 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 Антарк-

цією з Австралією, з іншої. Між ними утворився вузький морський басейн, подібний до сьогодишнього Червоного моря, який пізніше був трансформований в Індійський океан. Наприкінці мезозою набули сучасних обрисів практично всі континенти та океани Землі.

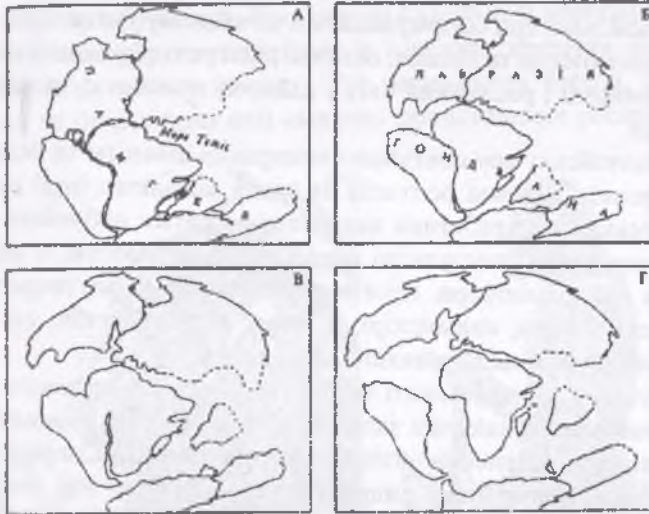


Рис. 2.26. Схема формування материків та океанів впродовж палеозой-мезозойського часу (розпад Пангеї)
(за С.А. Морозом)

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

В 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.

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 кайнозої 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) молоски, 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 індрикотерієвої фауни, які поступились місцем більш високоорганізованим шлунковим, копитним, хоботним гризунам, комахоїднам тощо. В неогеновий період з'явилися ведмедь, носороги, бики, мастодонти, слони, гіпаріони, в тому числі і коні, також людиноподібні мавпи. Сучасного вигляду набули птахи, а в морях домінували акуліві та кісткові риби, а також кити і ластоноги. 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 склали тваринний світ сьогодення. В зв'язку з тим, що значні простори суходолу 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, замінив рамапітек, а перші гомініди – австралопітек, появився на Землі близько 1,5-3 млн. років назад (рис. 2.27). Слід також зазначити, що сучасна людина, яка володіла вогнем і першими знаряддями праці, з'явилася впродовж тривалої (близько 1 млн. р.) еволюції неандертальців близько 40-тис. років назад.

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.



Рис. 2.27. Предки людини
а – раманітек; б – австралопітек.

Становлення біологічного тренду кайнозойської ери було прямо підпорядковане зміні геосторичних 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 сформувались 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 пізньокрейдового 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. Протягом цього процесу 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

ногені 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. Влізько 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 сьогоdnішнього 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. Розкрийте суть гіпотези Канта-Лапласа.
2. Охарактеризуйте гіпотезу О.Ю.Шмідта.
3. Поясніть, що таке планетезималі, і механізм їх утворення.
4. Розкрийте загальні особливості догеологічної еволюції Землі.
5. Охарактеризуйте докембрійський період розвитку земної кори.
6. Дайте характеристику геохронологічної шкали.
7. Охарактеризуйте еволюцію Землі в палеозой.
8. Розкрийте загальні особливості розвитку Землі в мезозойську еру.
10. Розкрийте загальні особливості розвитку Землі в кайнозой.

Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «Палеоландшафти України в фанерозой»

2.5. Геологічні процеси – головні чинники еволюційного розвитку Землі

Головним рушієм розвитку Землі і її складових були, є і будуть геодинамічні процеси. Завдяки їм змінюється склад і структура земної кори та її поверхня. Під їх впливом руйнуються і утворюються гірські породи. Вони є причиною виникнення землетрусів, виверження вулканів, обміління морських басейнів і гороутворення, тощо. Всі процеси знаходяться в діалектичному взаємозв'язку і відбуваються безперервно, обумовлюючи і змінюючи одні одних, що і забезпечує еволюційний розвиток всього живого і неживого на нашій планеті.

Впродовж геологічної історії Земля зазнала цілу низку змін, спричинених різноманітними процесами, як в межах зовнішніх, так і внутрішніх геосфер. Вона змінювалася **безперервно** і сьогодні змінюється також. Зміни відбувались та відбуваються у її складі, фізичному стані, зовнішньому вигляді, положенні у світовому просторі та у взаємовідношеннях з іншими складовими Сонячної системи.

Важко що-небудь конкретне говорити про зміни, які відбувались на початковій стадії становлення планети, тобто в догеологічний час, але можна стверджувати, що той період розвитку Землі характеризувався дуже складними процесами конденсації речовини та становлення форми планети як еліпсоїда обертання.

Подальша історія Землі визначається характером взаємовідношень тих сил, які і на сьогоднішній день функціонують у земній кулі та її зовнішніх геосферах, і які у тій чи іншій мірі доступні для вивчення. До таких сил відносяться: взаємне притягання часточок речовини, яка складає земну кулю; гравітаційні сили взаємодії між Землею, Місяцем, Сонцем та іншими планетами; ротаційні сили, тобто сили, пов'язані з обертанням Землі навколо осі і зміною швидкості цього обертання; сили, які виникають в тілі внутрішніх геосфер у результаті зміни температурного режиму планети, тобто температури надр Землі; сили, джерелом яких є хімічні перетворення речовини в надрах планети, а також зміна агрегатного стану матерії в умовах високих температур та тисків; сили, пов'язані з зовнішнім впливом на Землю інших космічних тіл і особливо Сонця, яке за допомогою теплової енергії, а також сонячного вітру, приводить в рух водні та повітряні маси, тобто безпосередньо діє на стан гідросфери та атмосфери, а також визначає стан біосфери.

Усі перераховані вище сили, які мають місце як у зовнішніх, так і у внутрішніх геосферах Землі, визначають її динаміку, тобто розвиток, наслідком якого є різноманітні перетворення, пов'язані з руйнуванням старого і народженням нового, таким чином, динаміка Землі проявляється у відповідності до законів діалектики природи.

Залежно від джерела, яке спричиняє проявлення тих чи інших змін, або зумовлює виникнення певних сил, всі процеси діляться на процеси внутрішньої динаміки, або ендогенні, і процеси зовнішньої динаміки, або екзогенні.

Ендогенні процеси – це процеси, або ті зміни, які протікають в межах внутрішніх геосфер Землі, тобто літосфери, мантії та ядра, і які підпорядковані силам, діючим всередині планети, та практично не залежать, або дуже мало залежать, від зовнішніх впливів. Вони спричиняють різні рухи земної кори, які називаються тектонічними, і з ними пов'язана ціла низка процесів, що зумовлюють неоднорідність складу гірських порід, їх поширення та умови залягання. До ендогенних процесів відносяться: повільні коливні *тектонічні рухи* земної кори, що призводять до підняття та опускання окремих ділянок поверхні Землі; тектонічні рухи земної кори, які спричиняють різноманітні деформації останньої і ведуть до виникнення складчастих та розривних порушень гірських порід; тектонічні рухи, що сприяють гороутворенню; *магматизм*, виражений у вигляді вкорінення магми та застигання її в надрах земної кори, а також у вулканічних виверженнях лави на поверхню, що призводить до утворення інтрузивних та ефузивних магматичних порід. Магматичні процеси зумовлюють зміни температурного та петростатичного режимів земної кори, що породжує новий процес – процес *метаморфізму*. Разом з тим, як магматизм, так і метаморфізм супроводжуються виділенням різних за складом газових та рідких речовин, які при взаємодії з гірськими породами теж породжують низку змін в їх первинному стані та складі, зумовлених проходженням самостійного процесу, спричиненого магматизмом і метаморфізмом, – *метасоматозу*. До ендогенних процесів відносяться також *землетруси*, які являють собою особливий вид тектонічних рухів, спричинених раптовими зміщеннями та коливаннями тої або іншої ділянки земної кори, що призводить нерідко до катастрофічних руйнувань і людських жертв.

Ендогенні процеси, незважаючи на їх різноманітність та джерела енергії, тісно пов'язані один з одним і, здебільшого, як це відзначалося вище, у випадку з метаморфічними та метасоматичними процесами,

один з них породжує другий. У зв'язку з цим, тільки всебічне комплексне вивчення всіх процесів може привести до кращого розуміння суті та закономірностей їх проявів і прогнозування.

Екзогенні процеси – це процеси, які зумовлюють зміни складу гірських порід, структур, загального вигляду поверхні Землі, що відбуваються під впливом енергії, джерелом якої є Сонце, інші планети Сонячної системи та Космос загалом. Основними джерелами енергії екзогенних процесів є: безперервне переміщення водних та повітряних мас, циркуляція води в атмосфері, на поверхні та в надрах Землі, хімічне та фізичне перетворення речовини під впливом життєдіяльності організмів, діяльність людини, тощо. Залежно від значення та ролі різноманітних зовнішніх агентів ці процеси діляться на декілька груп: процеси *вивітрювання*, тобто руйнування; процеси, пов'язані з роботою вітру, поверхневих стічних вод, підземних вод, озер, боліт, морів та океанів. Сукупність процесів, направлених на руйнування гірських порід і перенесення продуктів руйнування в понижені ділянки земної поверхні, називається *денудацією*, а сам процес накопичення згаданих продуктів – *аккумуляцією*.

Екзогенні процеси знаходяться в тісному взаємозв'язку. Неможливе проявлення одного екзогенного процесу без іншого, тільки аналіз їх в сукупності дозволяє зрозуміти загальну картину змін, які відбуваються на поверхні Землі, і встановити закони, що керують тими змінами.

Зазначене в повній мірі стосується і повного комплексу змін та процесів, які відбуваються на Землі, тобто ендегенних і екзогенних одночасно. Вони пов'язані один з одним, зумовлюють один одного, відображаючи складність, різноманітність і, разом з тим, єдність сил, які діють на планеті. Так, наприклад, гірський рельєф визначається, з однієї сторони, масштабами та швидкістю рухів земної кори, які виражаються через підняття та деформації певних ділянок земної кори, а з іншої, він визначається силою та напрямком дії на цій ділянці екзогенних агентів. У спільній взаємодії внутрішніх та зовнішніх сил і їх боротьбі створюється загальний вигляд поверхні Землі. Зміни в співвідношеннях між цими силами створюють усе різноманіття структури земної кори і форм її поверхні.

Другим прикладом єдності, взаємодії та взаємозв'язку між ендегенними та екзогенними явищами можуть слугувати материкові льодовики. Відомо, що земна вісь повільно, але постійно змінює своє положення. Відповідно, змінюється і положення полярних областей, а

також положення материків на земній кулі і, як наслідок, клімату в сторону похолодання або потепління. При певних умовах може статися так, що область, яка раніше знаходилася в помірному кліматичному поясі, займатиме місце в приполярній ділянці земної кулі, і тоді на її території почнеться зледеніння. Поверхня Землі вкриється шаром криги товщиною в декілька кілометрів. Вага такої маси льоду призведе до прогинання цієї ділянки земної кори. Відповідно, це спричинить певні зміни в літосфері, тобто призведе до породження ендегенних процесів, які у свою чергу можуть проявитися через певні деформації в земній корі, утворення розломів, тощо. У випадку, коли лід розтане, кора на цій ділянці "спливе", прагнучи зайняти своє первинне положення. Таким чином, екзогенні процеси будуть причиною виникнення коливних рухів земної кори, тобто ендегенних процесів.

Таких прикладів можна навести безліч. Вони є лише ілюстрацією до того, що екзогенні та ендегенні процеси – це єдиний комплекс пов'язаних між собою явищ і тільки спільне їх вивчення може допомогти зрозуміти закони розвитку Землі.

При вивченні ендегенних і екзогенних процесів необхідно розглядати Землю в її розвитку; в розвитку безперервному та направленому; в розвитку, який визначається боротьбою протилежностей, закладених у кожному об'єкті, і який виражається в поступових, непомітних змінах, котрі при досягненні певної межі надають даному об'єктові новий якісний стан, тобто породжують нове в розвитку, а це відображає взаємодію даного геологічного об'єкта та середовища в якому він знаходиться. Тільки через такий шлях пізнання кожного з явищ ми зможемо пізнати закони розвитку Землі загалом.

У зв'язку з зазначеним, стає зрозумілим, що розмежування ендегенних і екзогенних процесів – це умовність, прийнята для зручності висвітлення складних явищ геології. Проте вона допустима лише при аналізі певних, окремих питань, але не повинна приховувати від нас основного – *органічної єдності всіх процесів, які відбуваються на Землі і в її надрах, єдності, яка складає суть еволюції Землі, суть так званої геологічної форми матерії.* Особливо на це слід зважати тепер, коли техногенез проникає практично в усі геосфери планети. Необхідно пам'ятати, що зумовлені людиною зміни в природній системі будь-якого рівня організації речовини, безумовно призведуть до зміни віками відрегульованих природою процесів, що може спричинити неоправдані катастрофи, на межі однієї з яких – екологічної – ми зараз стоїмо. Ось чому геологам, екологам і представникам інших професій, які

Загальні відомості про Землю

мають безпосередній контакт з природними об'єктами, так необхідно знати закони розвитку Землі, які пізнаються через всебічне вивчення земних процесів, явищ і причин їх виникнення.

Запитання для самоконтролю

1. Які групи геодинамічних процесів ви знаєте?
3. Поясніть взаємозв'язок і взаємозумовленість екзогенних і ендогенних процесів.
4. Розкрийте значення геодинамічних процесів у становленні нашої планети.

Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «Аналіз гіпотез виникнення і розвитку Землі».

3. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО РЕЛЬЄФ ЗЕМЛІ

Поняття «*рельєф*» має різні тлумачення, але всі вони зводяться до того, що це сукупність форм земної поверхні, які утворилися в результаті складної взаємодії земної кори з атмосферою, гідросферою та біосферою. Якщо врахувати, що вираженням такої взаємодії є екзогенні та ендегенні геологічні процеси, а самі форми земної поверхні складені певними комплексами гірських порід і характеризуються певною будовою, можна констатувати, що рельєф – це сукупність геометричних форм на земній поверхні, які утворилися внаслідок проявлення енде- і екзогенних геологічних процесів, характеризуються певним складом та будовою і знаходяться в постійному розвитку. Тобто, рельєф – це сукупність різних матеріальних тіл, які утворилися в певний час внаслідок певних причин енде- чи екзогенного походження, мають певну форму, характеризуються відповідними енергетичними властивостями, які забезпечують їхній розвиток. З зазначеного випливає, що рельєф має свій вік, генезис, морфологію (вигляд, форму) і він розвивається. Саме ці властивості рельєфу – морфологія, генезис, вік та динаміка – є об'єктом вивчення геоморфології.

3.1. Морфографія і морфометрія рельєфу

Рельєф земної поверхні складається з окремих матеріальних тіл, які мають певну **форму**, а кожна з таких форм побудована з окремих елементів. Під формами рельєфу розуміють природні матеріальні тіла, які наближено можна порівняти з певними геометричними фігурами – конусом, пірамідою, кубом, трапецією, площиною тощо. Такі тіла складаються з певних елементів, які визначають їхні форми. За геометричними ознаками розрізняють наступні елементи рельєфу: грані, або поверхні, ребра і гранні кути.

Грані, або *поверхні* – це площини, які обмежують ту або іншу форму рельєфу. Вони мають різні розміри і характеризуються різним ку-



том по відношенню до горизонтальної площини (рівня моря). Залежно від кута нахилу розрізняють *субгоризонтальні поверхні*, які характеризуються кутом нахилу до 2° , і *схили*, кути нахилу яких більше 2° . Поверхні бувають *рівними, увігнутими і опуклими*.

Рєбра утворюються при перетині двох поверхонь, а *гранні кути* – це кути утворені перетином трьох, або більше поверхонь. Як перші, так і другі зберігають свою геометричну чіткість тільки при певних умовах. Зазвичай під впливом різних чинників вони втрачають свій морфологічний вигляд і перетворюються в округлі згладжені поверхні. Наслідком цього є плавні переходи між поверхнями двох форм, які виражені у вигляді перегинів схилів.

Форми і елементи рельєфу відображають його зовнішні ознаки, за якими проводиться опис рельєфу. Тобто це *морфографічна (морфос – форма, графус – опис)* категорія, яка дозволяє описувати рельєф.

За зовнішніми ознаками розрізняють *замкнуті, відкриті, прості, складні, позитивні і негативні* форми рельєфу.

Замкнутими формами вважаються ті, які обмежені з усіх сторін схилами або замкнутими лініями. Прикладом можуть слугувати горби, сопки, западини, вирви та інші, які обмежені схилами і мають у підшві чітко виражену в плані замкнуту лінію, яка нагадує коло, еліпс тощо. До *відкритих* форм належать такі форми, в яких з однієї або двох сторін поверхні відсутні. Типовим прикладом таких форм є яри або балки, які обмежені схилами тільки з трьох сторін.

Прості форми зазвичай невеликі за розмірами і характеризуються відносно правильними геометричними обрисами з чітко вираженими елементами рельєфу. Як приклад можна навести каньйон, одиничний бархан, русло річки тощо. *Складні* форми – це форми, які складаються з комбінації декількох простих. Наприклад, річкова долина включає русло, заплаву, тераси, гирло тощо. Кожна з цих форм окремо належить до простих, а саму річкову долину, яку вони складають, слід класифікувати як складну форму.

Форми, які утворюють випуклості по відношенню до горизонтальної площини, належать до *позитивних*, а увігнуті – до *негативних*. Плоскі рівнини зазвичай відносять до *нейтральних*.

Морфографічна класифікація форм і елементів рельєфу відображає його зовнішні ознаки та особливості, а вивчення форм рельєфу з позиції їхніх розмірів і кількісних характеристик є прерогативою *морфометрії*.

Залежно від розмірів форми рельєфу підрозділяються на планетарні, мега-, макро-, мезо-, мікро- і наноформи.

Планетарні форми – це форми, які визначають фізіономію Землі як планети. Вони займають площею мільйони квадратних кілометрів і простягаються на тисячі та десятки тисяч кілометрів. Глибина розчленування рельєфу в їхніх межах зазвичай становить 2 500 – 6 500 м, але може сягати 10 км і більше. Наприклад, різниця позначок дна Чилійсько-Перуанського жолоба та висота Анд, які знаходяться поряд, перевищує 15 км.

Основними формами цієї групи є материки, океанічне ложе і серединно-океанічні хребти.

Материки – це найбільші позитивні форми рельєфу Землі. Основна їхня частина являє собою суходіл, а материкова обмілина разом з континентальним схилом беруть участь у будові Світового океану. Основною ознакою материків є те, що для них властивий континентальний тип будови земної кори.

Ложе океану – це основна частина дна Світового океану, яка характеризується глибинами понад 3 км, наявністю чітко виражених значних за розмірами океанічних западин і океанічним типом земної кори.

Серединно-океанічні хребти являють собою лінійно витягнуті на 1000 – 4000 км підводні підняття, які опоясують земну кулю у вигляді єдиної планетарної системи загальною довжиною більше 60 000 км (рис. 3.1). В їхній будові різко виділяються осьові зони, які являють собою поєднання вулканічних гряд, розділених рифтовими долинами (рис. 3.2). Амплітуда рельєфу в цих зонах досягає 2 – 4 км і більше.

Мегаформи ускладнюють планетарні. Їхні горизонтальні розміри визначаються десятками і сотнями тисяч квадратних кілометрів, а протяжність – сотнями, тисячами кілометрів. Різниця висот в їхніх межах коливається від декількох сот до 8 000 м. До них належать *гірські системи, рівнини, западини морів, нагір'я і плоскогір'я*.

Макроформи зазвичай є складовими мегаформ і їхня протяжність сягає десятків або сотень кілометрів, а глибина розчленування рельєфу – кілька сотень метрів, лише в окремих випадках може бути до 3 000 м. Макроформами вважаються *окремі гірські хребти, вулканічні нагір'я, плато, височини, гряди, низовини на рівнинах, а також міжгірські улоговини в горах*. Негативні формами цієї групи часто заповнені водою і перетворені на озера.

Мезоформи характеризуються розмірами від кількох сотень метрів до десятків кілометрів і глибиною розчленування рельєфу 200 - 300 метрів. До позитивних форм цієї категорії належать *друмлини, ками, барханні гряди, грязьові вулкани, сонки* тощо, а до негативних –

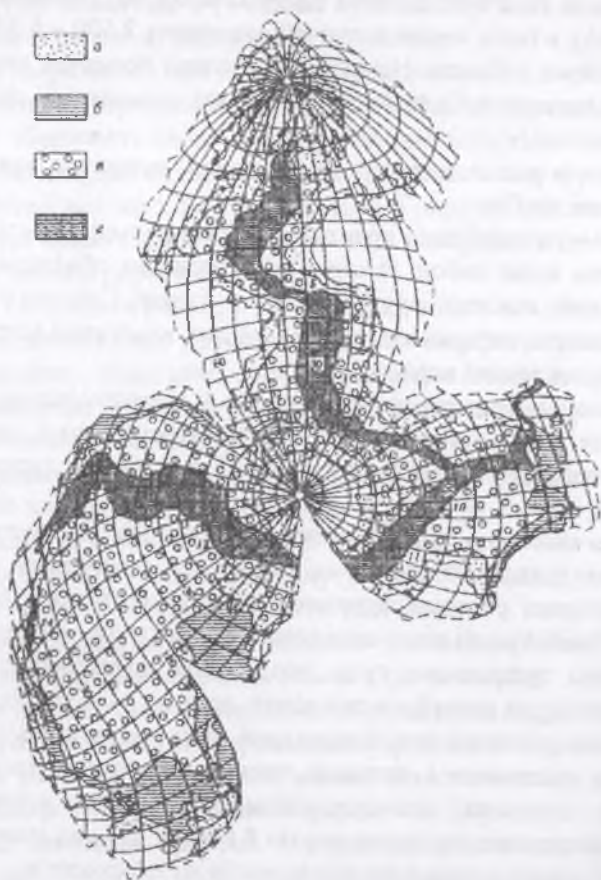


Рис. 3.1. Планетарна система серединно-океанічних хребтів.
(за О. Леонтьєвим і Г. Ричаговим)

а – підводна окраїна материків; б – перехідні зони; в – ложе океану; г – серединно-океанічні хребти: 1 – Геккеля, 2 – Кніповича, 3 – Мона і Конбенсей, 4 – Рейкьянес, 5 – Північноатлантичний, 6 – Південноатлантичний, 7 – Африко-Антарктичний, 8 – Західноіндійський, 9 – Аравійсько-Індійський, 10 – Центральніоіндійський, 11 – Австрало-Антарктичний, 12 – Південнотихоокеанський, 13 – Східнотихоокеанський, 14 – Горда і Хуан де Фука.

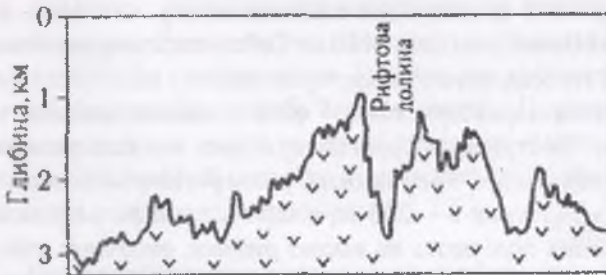


Рис. 3.2. Схематичний поперечний переріз типового серединно-океанічного хребта

річкові долини, великі балки і яри, карстові вирви, улоговини невеликих озер.

Мікроформи – це компоненти поверхні мезоформ, які мають розміри від декількох метрів до декількох десятків метрів. Відносні перевищення в їхніх межах зазвичай не перевищують кількох метрів. Прикладом позитивних мікроформ можуть слугувати *дрібні конуси виносу, піщані кучугури, бархани, дюни, соліфлюкційні тераси, бейджераси, булгуни*, а до негативних відносяться *карстові і суфозійні лійки, невеликі яри і балки* тощо.

Наноформи моделюють та ускладнюють поверхні мікро- та мезоформ. Їхня площа не перевищує кількох квадратних метрів, а відносні перевищення становлять 1 – 2 м. До цієї категорії належать *болотні дупини органічного походження, дрібні карстові кари, мерзлотні кам'яні вали, піщані брижі, дрібні водорієви, ерозійні борозни* тощо.

Планетарні, мега- і макроформи рельєфу, як це було показано вище, відрізняються не тільки за розмірами площ, які вони займають, але й гіпсометрією, а стосовно підводних форм, батиметрією (глибиною моря або океану).

Загальний розподіл висот і глибин на земній кулі відображає *гіпсометрична крива*, на якій чітко виокремлюється два основних гіпсометричних рівні земної поверхні – материковий і океанічний (рис. 3.1).

Материковий рівень обмежується абсолютними відмітками +2000 м та -200 м і займає 29,2% площі земної поверхні, а межами *океанічного рівня* в глибини -3000 – -6000 м. Його площа становить близько 30% поверхні Землі, інші 20% займають на материках високі гори, а в океані – глибоководні жолоби. Середня висота суходолу над рівнем

моря становить +875 м, а середня глибина океану – -3730 м. Середня висота поверхні Землі складає -2440 м. Тобто, загалом для Землі характерні від'ємні гіпсометричні характеристики.

Гіпсометрична характеристика – одна з найважливіших характеристик рельєфу. За ступенем підняття суходолу над поверхнею океану розрізняють *низинний* і *височинний рельєф*. Перший обмежується абсолютними відмітками 0 – 200 м, а височинний рельєф за характером розчленування поділяють на *високі рівнини, височини, плоскогір'я* та *гірський рельєф*. Останній, в свою чергу, за гіпсометричною характеристикою ділиться на *низькогірний* з максимальною абсолютною висотою 1000 м, *середньогірний*, який обмежується висотами 1000 – 3000 м, і *високогірний*, абсолютні висоти якого перевищують 3000 м.

Положення поверхні дна морів та океанів щодо рівня океану називають *батиметрією* (від грецького *батос* – глибина). За цією ознакою розрізняють чотири глибинних зони: *неритову, батіальну, абісальну* і *гіпабісальну*.

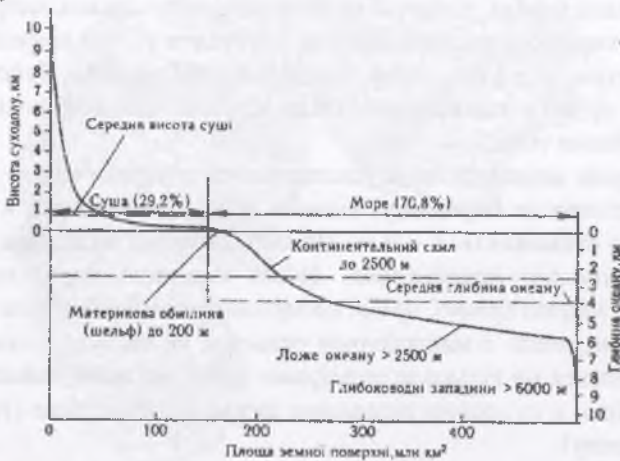


Рис. 3.3. Гіпсометрична крива та узагальнений профіль дна океану.
(за В. Стецюком і І. Ковальчуком)

Неритова зона охоплює частину дна океану до глибини 200 м, *батіальна* знаходиться в діапазоні 200 – 3000 м, *абісальна* обмежується глибинами 3000 – 6000 м, а *гіпабісальна* зона – це зона глибше 6000 м.

Для характеристики рельєфу Землі загалом, а також окремих регіонів важливе значення мають так звані екстремальні найвищі і найни-

щі відмітки. До таких належать найвища точка на земній поверхні, якою є вершина гори Джомолунгма (Еверест) в Гімалаях висотою 8848 м, і сама найбільша глибина рівна 11034 м, що зафіксована в Маріанському глибоководному жолобі Тихого океану. Відповідно, максимальна різниця висот на земній поверхні становить майже 20 000 м.

Зазначені вище категорії рельєфу відрізняються за походженням віком, динамікою і особливо генезисом (табл. 3.1.).

Таблиця 3.1.

Генетичні причини різноманіття морфологічних категорій рельєфу

(за В. Стецюком та І. Ковальчуком)

Категорія форми рельєфу	Чинники формування рельєфу	Генетичні відмінності щодо фізіономічних ознак
Планетарні	Переважання впливу ендегенних чинників (тектонічних рухів)	Виявлення внаслідок глобальної тектоніки літосферних плит, процесів древнього геосинклінального перетворення земної кори і процесів рифтогенезу, що відбуваються в глобальному масштабі
Мікродіафорні	різних видів, магматизму, пасивної тектоніки тощо)	Утворення зумовлене відмінностями у геосинклінальному процесі на деяких ділянках земної кори, участю новітніх тектонічних рухів, магматизму та інших ендегенних чинників
Мікродіафорні	Переважання впливу екзогенних чинників (екзогенних процесів)	Участь новітніх тектонічних рухів, давнього та сучасного магматизму, диференційованих локальних рухів, відмінності щодо перебігу взаємодіючих процесів денудації та акумуляції
Мікродіафорні	Переважання впливу екзогенних процесів	Залежність генезису від масштабних кліматичних (екзогенних) закономірностей рельєфоутворення (морфокліматичної зональності, формування глобальних геоморфологічних рівнів тощо), специфіки впливу екзогенних процесів
Мікродіафорні	Переважання впливу екзогенних процесів	Особливості місцевих умов екзогенного рельєфоутворення, мікрокліматичних умов, відмінності щодо літолого-петрографічного складу гірських порід, що становлять верхню частину геологічного розрізу
Мікродіафорні	Переважання впливу екзогенних процесів	Наслідки нетривалого впливу екзогенних рельєфоутворюючих процесів на невеликих місцевих відмінах геологічного субстрату, існуючого рельєфу, відмінності у будові та поширенні типів ґрунтів тощо

В утворенні планетарних, мега- та макроформ провідна роль належали ендегенним чинникам (тектонічним рухам, магматизму, метаморфізму), мезо-, мікро- і наноформи є наслідком домінуючого впливу екзогенних чинників (вивітрювання, денудації, акумуляції, ерозії тощо), що знайшло своє відображення в термінах «морфоструктура» і «морфоскульптура».

Поняття *морфоструктура*, згідно з уявленнями В.В. Стецюка і І.П. Ковальчука, охоплює великі нерівності земної поверхні, утворені взаємодією енде- та екзогенних чинників, при провідній ролі ендегенних. У широкому розумінні цей термін означає морфологічну категорію, яка відображає певні закономірності внутрішньої будови земної кори і особливості ендегенної динаміки (тектонічних рухів, магматизму, метаморфізму) у вигляді земної поверхні. В іншому трактуванні «морфоструктура» - це закономірності розміщення певних форм рельєфу залежно від особливостей внутрішньої будови земної кори і особливо її верхньої частини, що бере участь у створенні форм рельєфу.

Термін *«морфоскульптура»* характеризує форми рельєфу і закономірності їх розміщення на земній поверхні, утворені під провідним впливом екзогенних чинників.

3.2. Генезис, вік і динаміка рельєфу

Суть однієї з концепцій сучасної геоморфології полягає в тому, що *рельєф формується в результаті взаємодії ендегенних і екзогенних чинників*. Проте, ця теза є лише узагальненим визначенням генезису рельєфу і не стосується конкретних форм або комплексів форм рельєфу, які можуть бути результатом проявлення не взаємодії зазначених чинників, а лише одного з них.

Вище зазначалось (див. табл. 3.1), що при формуванні планетарних, мега- і макроформ, а також в окремих випадках мезоформ рельєфу провідна роль належить ендегенним чинникам, а мікро- і наноформи є результатом взаємодії екзогенних процесів. Враховуючи це, загальний вигляд походження рельєфу визначають термінами «ендегенний рельєф» або «екзогенний рельєф». Проте сьогодні суттєва роль у формуванні навколишнього середовища загалом, і рельєфу зокрема, належить людині, яка стала основним чинником зміни закономірного перебігу природних процесів, що знайшло своє відображення і в рельє-

сформуванні. Це привело до появи терміну «антропогенний рельєф», тобто рельєф створений внаслідок діяльності людини.

Ендогенний рельєф властивий переважно областям з інтенсивною гороутворювальною діяльністю. Основним чинником гороутворення є тектонічні рухи, які призводять до порушення первинного залягання гірських порід і утворення складок, флексур, антикліноріїв, синкліноріїв, розривних порушень, грабенів, горстів та інших тектонічних структур, які чітко виражаються у морфоструктурних формах рельєфу. Такий рельєф зазвичай називають *тектонічним рельєфом*.

До ендогенного рельєфу належить також рельєф утворений проявленнями *ефузивного і інтрузивного магматизму*. Ефузивний магматизм, який ще називають вулканізмом, сприяє формуванню вулканічних сопок (Ключевська, Толбачик, Крашеніннікова та інші на півострові Камчатка) і вулканічних гряд (Вигорлат-Гутинська в Закарпатті, Окоцько-Чукотська на Далекому Сході Азії), які представляють поодинокі або серії петухлих конічних вулканів центрального типу. Діяльність вулканів тріщинного типу, основна особливість якої полягає у впливанні на земну поверхню значних мас лави, сприяє формуванню вулканічних плато, плоскогір'я і нагір'я. Такі форми збереглися в Середньому Сибіру (сибірські базальтові трапи), на півострові Індостан (базальтові виливи плоскогір'я Декан), Гвіанському та Бразильському нагір'ях та інших районах планети.

Інтрузивний магматизм, суть якого полягає у вкоріненні магми в земну кору і застиганні її на глибині, прямо не впливає на утворення форм рельєфу, але при відпрепаруванні екзогенними чинниками інтрузивних тіл (батолітів, лаколітів, штоків, дайок тощо) від вміщуючи порід, останні з'являються на земній поверхні у вигляді первинних форм тіл. Прикладом може слугувати гора Аю-Даг на Південному узбережжі Криму, яка є відпрепарованим лаколітом.

Рельєфом ендогенного походження вважають також рельєф, що сформувався на дислокованих гірських породах без прямої участі тектонічних або магматичних процесів. Це так званий *рельєф пасивної тектоніки*. Він формується на зім'ятих в складки і розбитих численними розломами породних комплексах у минулі геологічні періоди. Такі сліди впливу ендогенних процесів, особливо тектонічних рухів, зазвичай зберігаються в таких формах рельєфу, як антиклінальні межиріччя, синклінальні річкові долини, столові височини, плато, куестові гряди тощо.

У первісному стані створених ендегенними процесами форми рельєфу зберігаються дуже рідко. Зазвичай вони істотно змінюються під впливом екзогенних чинників і лише відносно молоді тектонічні порушення, катастрофічні сейсмодислокації, виливи магми в областях вулканічної діяльності здатні нетривалий час зберігати ознаки ендегенної природи. Виняток можуть складати форми рельєфу тектонічного походження на дні океану, де екзогенні чинники проявляються відносно слабко і не мають суттєвого впливу на їх формування.

Особливе місце серед ендегенного рельєфу займають так звані *морфоструктури центрального типу*. Це різні за розмірами форми рельєфу земної поверхні кільцевих обрисів, які є наслідком імпульсного впливу тектонічних, магматичних, метаморфічних процесів на різні рівні літосфери. Вони зазвичай характеризуються розвитком концентричних розломів у земній корі з падінням від центрів, що сприяє утворенню конусоподібної структури. Серед них розрізняють два основних типи: *прямий*, якщо рельєф відповідає кільцевій структурі і є виступом земної поверхні, та *обернений*, якщо рельєф і кільцева структура характеризуються зворотним співвідношенням і земна поверхня має вигляд кільцевого зниження. Прикладом першого типу може слугувати Кіровоградське підняття, другий тип репрезентують западини на земній поверхні утворені внаслідок падіння метеорита, що призводить до утворення астроблемних структур (Болтишська депресія в Кіровоградській області).

Метаморфічні процеси, які також належать до категорії ендегенних, самі не сприяють утворенню форм рельєфу, проте вони відіграли суттєву роль в формуванні континентального типу земної кори на ранніх етапах геологічної історії Землі. В зв'язку з цим можна вважати, що вони причетні до утворення материків як планетарних форм рельєфу.

Екзогенний рельєф формується під впливом зовнішніх чинників, до яких зазвичай належать всі явища природи, а також екзогенних процесів – вивітрювання, денудації та акумуляції. В даному випадку в рельєфоутворенні активно задіяна не тільки поверхнева частина земної кори, але й гідросфера та атмосфера.

Залежно від домінуючого чинника рельєфоутворення розрізняють наступні генетичні типи екзогенного рельєфу: елювіальний, еоловий, флювіальний, ерозійний, гляціальний, кріогенний, рельєф схилів, карсто-суфозійний, морських, озерних узбереж та шельфу, біогенний і антропогенний.

Кліматичний рельєф – це рельєф створений внаслідок вивітрювання гірських порід з формуванням елювіальних відкладів і площинної та вітрової кори вивітрювання.

Кліматовий рельєф формується під впливом дії вітру і репрезентований бар'янами, дюнами, піщаними кучугурами тощо.

Флювіальний рельєф утворюється при домінуючій ролі текучих вод, які перевідкладаючи елювій сприяють формуванню делювіальних відкладів, що зазвичай призводить до нівелювання (вирівнювання) рельєфу.

Кріогенний рельєф – це рельєф створений текучими водами тимчасових і постійних потоків, що спричиняє ерозію (розмивання) гірських порід і формування таких форм рельєфу, як яри, балки, річкові долини тощо.

Гляціальний рельєф – це наслідок дії на земну поверхню древніх і сучасних гірсько-долинних і покривних зледенінь.

Кріогенний рельєф, або як його ще називають мерзлотний, характерний для районів поширення багатолітньомерзлих порід (зона вічної мерзлоти), де геологічні процеси діють тільки в межах так званого активного шару земної поверхні, який підлягає впливу добових і сезонних кліматичних температурних змін.

Рельєф схилів утворюється внаслідок проявлення сил гравітації, що сприяють формуванню на схилах осувів, осипів, соліфлюкційних терас тощо.

Карстово-суфозійний рельєф виникає внаслідок розчинення або винутювання гірських порід підземними водами. Типовими формами рельєфу, які при цьому утворюються, є печери, карстові вирви тощо.

Рельєф морських, озерних узбереж та шельфу утворюється під дією руйнування хвилями берегів, а також внаслідок перенесення і акумуляції уламкового матеріалу, що спричиняє формування мисів, пляжів, піщаних кіс тощо.

Віолігенний рельєф – це результат процесів природного заростання озерами водойм або формування рифових споруд на морському мілководді.

Антропогенний рельєф, або як його ще називають *техногенний*, є наслідком активної господарської діяльності людини. Він зазвичай представлений формами створеними людиною, серед яких можна назвати вяр'єри, терикони, відвали, штучні водосховища, дорожні насипи тощо.

Екзогенний рельєф зазвичай представлений мікро- і наноформами, які ускладнюють макро- та мегаформи, і його відносять до категорії морфоскульптурного рельєфу.

Залежно від екзогенних процесів, які беруть участь в утворенні тих чи інших форм рельєфу, розрізняють денудаційні, акумулятивні, ерозійні, еолові, карстові, гляціальні, біогенні форми тощо.

Денудаційні форми утворюються внаслідок тісної взаємодії процесів вивітрювання та денудації. Перші руйнують гірські породи, а другі текучими водами, вітром та іншими чинниками перевідкладають продукти руйнування. Такі форми зазвичай представлені денудаційними поверхнями.

Акумулятивні форми виникають при накопиченні продуктів руйнування гірських порід і репрезентовані різними горбами, валами тощо.

Ерозійні форми є результатом розмивання (ерозії) водами тимчасових і постійних руслових потоків гірських порід. Їх прикладом, як це вже зазначалось, можуть слугувати промоїни, яри, балки тощо.

До *еолових форм рельєфу* належать усі форми створені шляхом руйнування гірських порід, перенесення і накопичення уламкового матеріалу вітром. Як приклад можна навести бархани в пустелях, дюни на узбережжях морів і великих озер, дефляційні улоговини, еолові стовпи тощо.

Карстові форми рельєфу, як це зазначалось вище, утворюються в результаті проявлення карстових процесів, які шляхом розчинення гірських порід сприяють утворенню в них порожнин як на поверхні, так і у приповерхневій частині земної кори.

Гляціальні форми утворюються внаслідок руйнування гірських порід, перенесення і акумуляції продуктів руйнування льодовиком. Но них належать моренні горби, друмлини, ками тощо.

Біогенні форми утворюються внаслідок життєдіяльності як рослин, так і тварин. До них слід відносити не тільки рифові споруди в мілководній частині морів і океанів (зазвичай це рифи та атолові острови), але й загати, які споруджують бобри на річках.

Утворення рельєфу зокрема і навіть його окремих форм дуже рідко є результатом проявлення якогось одного процесу, зазвичай це наслідок складної взаємодії комплексу як екзогенних так і ендегенних чинників.

З викладеного вище можна однозначно стверджувати, що планетарні, мега- і макроформи є наслідком активної дії ендегенних проце-

нів, яким також належить провідна роль у формуванні морфоструктур. Мезо-, мікро- і наноформи виникають під впливом екзогенних чинників і процесів. Вони ускладнюють і доповнюють форми вищих порядків і, відповідно, належать до морфоскульптурних форм. Звідси випливає, що рельєф земної поверхні є закономірне поєднання ендегенних і екзогенних форм.

Серед генетичного різноманіття форм рельєфу завжди важливо встановити, які форми утворилися раніше, а які пізніше, тобто визначити вік рельєфу. Слідом за В. Дейвісом в геоморфології використовують два часових поняття – «геологічний вік» і «відносний вік» рельєфу.

Геологічний вік форм рельєфу – це час їхнього існування від зародження, або моменту набуття форми, понині. Для його вираження використовують одиниці так званого фізичного часу (роки, тисячоліття, мільйони років).

Відносний вік рельєфу відображає стадійність розвитку форм або формів, які В. Дейвіс назвав моментами-стадіями розвитку рельєфу, які відповідають певний географічний цикл (рис. 3.4).

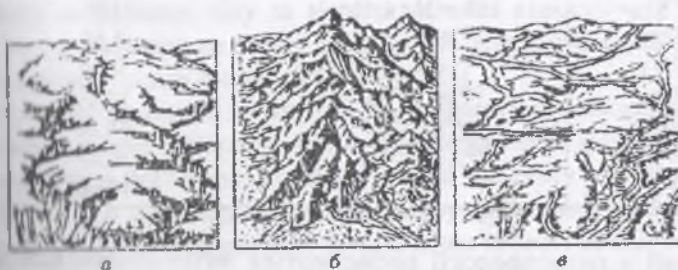


Рис. 3.4. Географічний цикл
(за В. Дейвісом)

а – стадія юності; б – стадія зрілості; в – стадія старості (пенеплена).

Геологічний вік визначають застосовуючи геологічні методи, проте не всі вони можуть бути задіяними при встановленні віку форм рельєфу. Деякі з них, як наприклад стратиграфічні, палеонтологічні, можна застосовувати при вивченні акумулятивних форм, але вони не придатні для встановлення віку денудаційного (виробленого) рельєфу. Останнім часом в геології для визначення віку гірських порід широко використовують **радіометричні методи**, які дозволяють встановити астрономічний вік утворення мінералу або породи. В його основі лежить фізичне явище радіоактивного розпаду ізотопів ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th ,

^{40}K , ^{87}Rb , ^{147}Sm , ^{187}Re , ^{14}C та інших. Всі ці ізотопи не стабільні і характеризуються певною, встановленою експериментальним шляхом швидкістю напіврозпаду (табл. 3.2). Коли період напіврозпаду відомий, абсолютний вік встановлюється шляхом визначення величини відношення маси новоутвореного хімічного елементу до маси материнського ізотопу.

Застосування цього методу для визначення рельєфу можливе тільки в тому випадку, коли гірськими породами «зафіксовано» певні форми земної поверхні, що є свідченням закінчення періоду утворення цієї форми рельєфу. Слід зазначити, що в геології об'єктивні результати визначення віку радіологічними методами можна отримати лише при вивченні магматичних порід та вуглецевмісних відкладів, що обов'язково необхідно враховувати при датуванні форм рельєфу.

Таблиця 3.2

Період напіврозпаду ізотопів, які використовуються при визначенні абсолютного віку мінералів та гірських порід

Материнський ізотоп	Кінцевий продукт	Період напіврозпаду, млрд. років
^{147}Sm	$^{143}\text{Nd} + \text{He}$	106
^{238}U	$^{206}\text{Pb} + ^8\text{He}$	4,46
^{235}U	$^{207}\text{Pb} + ^7\text{He}$	0,70
^{232}Th	$^{208}\text{Pb} + ^6\text{He}$	14,00
^{87}Rb	$^{87}\text{Sr} + \beta$	48,80
^{40}K	$^{40}\text{Ar} + ^{40}\text{Ca}$	1,30
^{14}C	^{14}N	5730 років

Зазвичай в геоморфології користуються визначенням відносного віку, який базується на відомих закономірностях його розвитку, зокрема *стадійності розвитку* форм або типів рельєфу. Наприклад, на ранній, початковій, стадії розвитку ріка здійснює інтенсивну глибинну ерозію і розробляє глибоку долину. Пізніше, на стадії зрілості формується поздовжній профіль рівноваги, у цей час ріка розширює свою долину та нагромаджує алювіальні відклади. Згодом настає етап врізання русла і подальшого розширення долини. У результаті річкова долина набуває кінцевого вигляду, що є певною відносною віковою ознакою.

Суть визначення відносного віку полягає також у тому, що дає можливість говорити про молодший або давніший вік формування однієї форми рельєфу по відношенню до іншої. Наприклад, яр – завжди молодший від річкової долини, на схилі якої він розвивається;

заплава ріки – це наймолодша форма серед усіх терас у річковій долині; окремі бархани – молодші від пустелі, на поверхні якої вони утворилися, тощо. Звідси випливає, що будь яка форма рельєфу є древнішою по відношенню до тих, які ускладнюють її поверхню. Прикладом може слугувати Причорноморська низовина, що за первинною природою належить до морської рівнини, поверхня якої перероблена ерозійними процесами і ускладнена еоловими акумулятивними формами. Відповідно, ерозійні та еолові форми будуть молодшими за первинну ширську рівнину.

Визначення відносного геологічного віку означає встановлення певного геологічного відрізка часу, коли рельєф набув тих ознак, які збереглися донині. Якщо це стосується акумулятивних форм, то достатньо за допомогою геологічних методів визначити вік відкладів, які складають дану форму, наприклад, річкові тераси, які складені середньочетвертинними відкладами, мають середньочетвертинний вік; дюни, складені еоловими пліоценовими пісками – пліоценовий вік, тощо.

Складнішим є питання визначення віку вироблених (денудаційних, ерозійних) форм рельєфу. Для цього, слідом за К. Марковим, застосовують визначення віку за корелятивними відкладами, методом вікових меж, визначенням часу «фіксації» денудаційного рельєфу і методом відстежування фаціальних переходів.

Суть *методу визначення віку за корелятивними відкладами* полягає в тому, що при утворенні будь-якої виробленої форми рельєфу, наприклад яру, в його гирлі накопичуються продукти руйнування порід (иродовий), в які відбулося врізання яру, у вигляді акумулятивної форми рельєфу – конуса виносу. Визначення геологічними методами віку порід, які складають конус виносу, дозволяє визначити вік виробленої форми, в даному випадку яру.

Метод вікових меж базується на встановленні нижньої та верхньої вікової межі утворення виробленої форми. Наприклад, коли долина ріки врізана в поверхню, яка складена морськими відкладами неогенового віку, а на її дні під сучасним алювієм залягають льодовикові відклади ранньочетвертинного часу, можна припустити, що сама долина сформувалася на межі неогену і ранньочетвертинного віку.

Суть *методу визначення часу «фіксації» денудаційного рельєфу* полягає в тому, що вироблені поверхні зазвичай перекриті (фіксовані) водною інфільтрацією. Визначення геологічними методами часу утворення кори інфільтрації дозволяє припускати час денудації.

Метод фаціальних переходів може бути застосований у тому випадку, коли акумулятивні форми складені відкладами, які не містять палеонтологічних решток, але по латералі, або у вертикальному напрямку, фаціально змінюються породами з органічними рештками. У такому випадку, шляхом встановлення віку останніх, можна цей вік поширювати і на всі інші відклади, які складають єдиний фаціальний ряд. Наприклад, можна встановити вік річкової тераси, якщо прослідкувати перехід алювіальних відкладів, які її складають, у прибережно-морські збагачені палеонтологічним матеріалом.

Будь-які форми рельєфу зароджуються, розвиваються і відмирають, тобто рельєф постійно змінюється під впливом зовнішніх і внутрішніх чинників. Властивість рельєфу постійно змінюватися під впливом рельєфоутворювальних чинників називають *динамікою рельєфу*.

До характеристики динаміки рельєфоутворювальних процесів, згідно з В. Стецюком і І. Ковальчуком, належить ритмічність, пульсаційність, екстремальність, періодичність, постійність, раптовість і циклічність. Основною рушійною силою динамічних перетворень рельєфу є енто-, екзо- і антропогенні рельєфоутворювальні процеси, а вивчення його динамічних характеристик не тільки дозволяє реконструювати історію утворення різних категорій рельєфу, але й дозволяє прогнозувати їхній розвиток, що має велике значення при вирішенні низки екологічних проблем.

3.3. Чинники і процеси рельєфоутворення

Вище неодноразово зазначалось, що рельєф є результатом складної взаємодії *ендогенних* і *екзогенних* геологічних процесів, але, окрім того, існує ще низка чинників, які прямо не беруть участі в формуванні рельєфу, а впливають на його утворення залежно від характеру, інтенсивності проявлення та просторової локалізації тих чи інших процесів.

За способом утворення рельєфу розрізняють ентогенні (внутрішні) і екзогенні (зовнішні) чинники.

До *ендогенних чинників* слід відносити конвекційні рухи мантії речовини, зміну температурного режиму, фізичний стан мантії речовини, диференціацію речовини мантії тощо. Саме вони визначають характер проявлення таких тектонічних процесів, як тектонічні рухи, магматизм і метаморфізм.

Конвекційні рухи мантійної речовини забезпечують виникнення вертикальних і горизонтальних рухів літосферних плит і через них визначають ендегенні режими розвитку земної кори, що відображаються на земній поверхні в утворенні гірських і рівнинних областей континентів, а також серединно-океанічних хребтів і глибоководних жолобів та острівних дуг в океанах.

Температурний режим впливає на фізичний стан мантійної речовини, зумовлює ступінь її рухливості, визначає осередки формування магматичних осередків і є основним чинником метаморфічних перетворень гірських порід. Тобто температурний режим безпосередньо впливає на характер проявлення магматичних і метаморфічних процесів, а також через зміни фізичного стану речовини причетний і до характеру проявлення тектонічних рухів.

Фізичний стан мантійної речовини прямо пов'язаний в проявленні процесу магматизму. Наявність магматичних розплавів першочергова і основна причина виникнення магматичних процесів, а виділення з магми рідких та газоподібних флюїдів відіграють суттєву роль при перебігу метасоматизму, що впливає на зміну фізичного стану вже існуючих, підвладних метаморфічним перетворенням порід.

Зміна температурного режиму мантії і земної кори є також причиною хімічної *диференціації первинної речовини*, що позначається не тільки на шаровій будові земної кори, але й формуванні різних за складом груп магматичних і метаморфічних порід.

Незумовно, всі ці чинники взаємопов'язані між собою і визначити який з них головний при рельєфоутворенні неможливо, так як конвекція неможлива без зміни температурного режиму, разом вони впливають на характер і проявлення тектонічних рухів, а також формування магматичних осередків. В процесі зміни температурного режиму відбувається хімічна диференціація мантійної речовини, що позначається на зміні її фізичних властивостей, а також на мінеральному складі магматичних порід. Проте, беззаперечним є той факт, що всі ці чинники активізуються або мінімізуються на окремих ділянках земної кори, що створює поділ останньої на активні і пасивні в ендегенному відношенні ділянки, які чітко відрізняються за характером будови земної поверхні. Гірські області – це результат активного проявлення ендегенних процесів, а рівнинні області – пасивного. Окрім того слід зазначити, що такі ендегенні чинники, як диференціація мантійної речовини, зміна температурного режиму відіграли основну роль у формуванні континентальної і океанічної кори, тобто вони мали визначальний харак-

тер при формуванні планетарних форм рельєфу, а конвекція мантіїної речовини, яка лежить в основі виникнення і характеру перебігу тектонічних рухів – мега- і макроформ.

До *екзогенних чинників*, що визначають характер екзогенних рельєфоутворювальних процесів, належать: клімат, який залежить від сонячної радіації, циркуляції повітряних мас атмосфери та балансу тепла і вологи, існуючий рельєф, а також зональність ґрунтів і фітозональність. Джерелом енергії цих чинників є тепла енергія Сонця.

Екзогенні рельєфоутворювальні процеси, як і геологічні, поділяються на наступні групи: денудаційні, акумулятивні і денудаційно-акумулятивні. Кожна з цих груп, залежно від чинників, які їх визначають, поділяється на декілька генетичних типів процесів (табл. 3.3). Проте, всі вони будуть об'єднуватися загальним механізмом перебігу, в основі якого лежить *руйнування* гірських порід, що складають земну поверхню, *транспортування* зруйнованого матеріалу різними агентами і його *нагромадження* у вигляді відповідних генетичних типів відкладів. Кожна з цих стадій характеризується формуванням властивих тільки їй форм рельєфу, виражених у морфоскульптурах.

Таблиця 3.3.

Основні екзогенні процеси
(за В. Стецюком та І. Ковальчуком)

Генетичні типи процесів	Відображення в рельєфі (типові елементарні форми)
Денудаційні	
Гравітаційні	
Обвальні-осипні	Обвали, осипи, ніші зриву
Зсувні	Зсувні ширки, сходи, стінки зриву
Осідання схилів	Уступи, обриви, рови осідання
Солифлюкція	Вали, гряди, тераси, потоки, шлейфи
Суфозійно-карстові	
Суфозійні	Лійки, западини, степові блюдця
Карстові	Лійки, печери, поля, каррові поля
Флювіальні	
Ерозія лінійна	Борозни, промоїни, яри, ерозійні уступи
Ерозія бічна	Меандри, уступи річищ
Еолові	
Дефляція	Улоговини видування
Посткриогенні	
Морозобійне розтріскування	Тріщини, кам'яні багатокутники, плями-медальйони

Загальні відомості про рельєф Землі

<i>Генетичні типи процесів</i>	<i>Відображення в рельєфі (типові елементарні форми)</i>
Термоерозія	Вибойни, промоїни, яри
Термокарст	Западнини, лійки, озерні улоговини
Термоабразія	Бенчі, кліфи, хвилеприбійні ніші
Ніально-гляціальні	
Нивація	Цирки, кари
Екзарація	Троги, рігелі, баранячі лоби
Лавини	Снігові зсуви, снігові лотки, улоговини
Абразійні	
Морські та озерні	Бенчі, кліфи, хвилеприбійні ніші
Акумулятивні	
Алювіальні	Заплавні, пляжі, коси, переكاتи, берегові вали
Пролювіальні	Шлейфи, конуси виносу, глинисті підгірські рівнини
Алювіально-пролювіальні	Слабо нахилені плоскі рівнини
Дельтові	Низовинні рівнини з віялоподібним розміщенням проток і рукавів
Озерні	Акумулятивні тераси, берегові вали, підводні акумулятивні рівнини
Морські	Пляжі, коси, пересипи, підводні акумулятивні рівнини
Голові	Дюни, бархани, гряди, пагорби
Флювіогляціальні	Тераси, конуси виносу, ози, ками, ділянки підльодовикових рівнин, прохідні долини, маргінальні канали, моренні гряди, друмлини
Хемогенні	Солончаки, сори (шори)
Фітогенні	Торфовища
Денудаційно-акумулятивні	
Плоскіне змивання та делювіальні процеси	Деллі, шлейфи силових підніж
Голові	Грядові, комірчасті (пористі) піски та їх модифікації
Підводні каламутні потоки	Каньйони, осуви, конуси виносу
Кріогенні	Горби піднімання, гідролаколіти, куруми
Комплексна денудація	Літоморфні останці, гребені, розсипища скельних порід
Зоогенні	Кротовини

Важливо від чинників, які визначають характер процесів, серед яких розрізняють: *флювіальні*, які пов'язані з діяльністю вод по-

верхневого стоку і сприяють розвитку ерозійних та акумуляційних форм рельєфу; *морські й озерні процеси*, основним чинником проявлення яких є хвилеві рухи води, що сприяють абразії (руйнування берегів) і акумуляції уламкового матеріалу; *гляціальні*, які проявляються в районах розвитку льодовиків, основна діяльність яких полягає в ескарпації (руйнуванні) гірських порід і існуючих форм рельєфу та створенні нових шляхом акумуляції матеріалу; *кріогенні*, які відбуваються в межах кріолітозони (зони багатолітньомерзлих порід), де зазвичай змінюється фізичний стан води (замерзання, відтаювання), відбувається руйнування гірських порід і акумуляція матеріалу; *карстові*, суть проявлення яких полягає в розчиненні та вилугуванні гірських порід підземними і поверхневими водами; *еолові*, пов'язані з геологічною діяльністю вітру, вираженою через коразію (зіскоблювання), дефляцію (видування) і акумуляцію матеріалу; *біогенні*, чинниками яких життєдіяльність живих організмів, які руйнують породи (біогенне вивітрювання), а також сприяють акумуляції матеріалу; *процеси на схилах*, рушійною силою яких є гравітація і площинні води, що сприяють знесенню і акумуляції уламкового матеріалу, в формуванні якого були задіяні інші процеси.

Основним рельєфотворчим чинником є *клімат*. Він обумовлює характер і інтенсивність процесів руйнування, а також визначає характер денудації. Окрім того в різних кліматичних умовах одні і ті ж самі гірські породи по різному будуть взаємодіяти з зовнішніми силами. В зв'язку з цим у різних кліматичних умовах утворюються різні форми рельєфу навіть у тому випадку, якщо зовнішні сили діють на однорідні геологічні структури, складені літологічно подібними породами. Клімат впливає на рельєфотворчі процеси як безпосередньо, так і опосередковано через гідросферу, ґрунтово-рослинний покрив та інші компоненти природного середовища.

Однією з функцій клімату є *рослинний покрив*, який також визначає характер проявлення тих чи інших рельєфотворчих процесів. Наприклад, в умовах добре розвинутого рослинного покриву не тільки на рівнинах, але й крутих схилах, суттєво знижується активність вод поверхневого стоку, що значно мінімізує руйнування гірських порід і існуючого рельєфу. Поверхні з розрідженим рослинним покривом, або які позбавлені його, легко піддаються ерозійним процесам, а при наявності сухих пухких продуктів вивітрювання зростає роль діяльності вітру.

Німецький вчений А. Пенк, враховуючи наявність кліматичної зональності на Землі, виділив три основних кліматичних типи, які відрізняються формами рельєфу: нівальний, гумідний і аридний.

Нівальний клімат (лат. *nivalis* – сніговий) характеризується випадінням твердих атмосферних опадів в кількостях більших, ніж їх може розтанути та випаруватися впродовж короткого і холодного літа. Накопичення снігу сприяє утворенню сніжників та льодовиків, які і виступають основними рельєфотворчими чинниками в цих кліматичних умовах. Там, де поширені льодовики, формування рельєфу прямо підпорядковано характеру проявлення їх геологічної діяльності, що сприяє утворенню гляціального рельєфу. В районах розвитку вічної мерзлоти (кріолітозона), де інтенсивно розвиваються процеси фізичного вивітрювання (головним чином морозного) гірських порід, фірмується кріогенний рельєф.

Гумідний клімат (лат. *humidus* – вологий) властивий для району, де кількість атмосферних опадів перевищує кількість випаровування і інфільтрацію в земну кору. Тут активно проявляється поверхневий стік, який сприяє розвитку площинної денудації продуктів вивітрювання, формуванню руслових тимчасових і постійних потоків, які є причиною утворення ерозійних форм рельєфу – долин рік, ярів, балок тощо. В умовах гумідного клімату також активно відбувається руйнування порід хімічним шляхом (хімічне вивітрювання), однією з форм проявлення якого є розчинення, що сприяє активному розвитку варетового процесу.

Аридний клімат (лат. *aridus* – сухий) характеризується незначною кількістю опадів і інтенсивним випаровуванням. Рослинний покрив у таких областях дуже розріджений або відсутній зовсім, що сприяє активному руйнуванню (вивітрюванню) гірських порід внаслідок різких коливань добової температури (так зване температурне вивітрювання). В таких умовах ерозійна діяльність послаблена, а головним рельєфотворчим чинником є *vinter*. Сухість продуктів руйнування сприяє порівнюванню їх з відкритих поверхонь, а також видування з тріщин гірських порід. Це сприяє препаруванню більш стійких порід і утворенню різноманітних скульптурних форм подібних на стовпи, гриби тощо. Типовими формами рельєфу аридних кліматичних зон є пустелі, рівляністі барханами, піщаними грядками та іншими акумулятивними формами, а також денудаційні улоговини, які є наслідком видування прямих продуктів руйнування гірських порід.

Вивчення просторового розташування генетичних типів екзогенного рельєфу і зіставлення їх з сучасними кліматичними зонами показує, що взаємозв'язок між кліматом і рельєфом зазвичай порушується. Як приклад можна навести північні райони Європи, включаючи північ України, де поширені форми рельєфу створені діяльністю льодовика, які сьогодні знаходяться в гумідній кліматичній зоні. Така невідповідність пояснюється тим, що в недалекому минулому значні північні простори Європи були покриті кригою і знаходились в зоні нивального клімату. Такий рельєф, що сформувався при одних кліматичних умовах і зберігся при інших, називають *реліктовим* (лат. *relictus* - залишений). Вивчення такого рельєфу дозволяє говорити про зміни кліматичних обстановок впродовж певного часу, що має значення при відтворенні геологічної історії нашої планети, а також вказує на те, що вигляд екзогенного рельєфу земної поверхні визначається не тільки особливостями сучасного клімату, але й клімату минулих епох.

Запитання для самоконтролю

- 1. Розкрийте суть поняття «рельєф земної поверхні».*
- 2. Дайте класифікацію форм рельєфу за зовнішніми ознаками.*
- 3. Охарактеризуйте морфометричну класифікацію форм рельєфу.*
- 4. Назвіть основні чинники формування рельєфу земної поверхні.*
- 5. Розкрийте суть понять «відносний вік рельєфу» і «геологічний вік рельєфу», а також зазначте, які є методи визначення віку рельєфу.*
- 6. Розкрийте відмінність між чинниками формування рельєфу і рельєфотворчими процесами.*

Завдання для самостійної роботи

Побудувати гіпсометричну криву та профіль дна океану по лінії екватора та виділити планетарні, мега- і маркоформи рельєфу.