

ЛЕКЦІЯ 1-2. ЗМІСТ ПРОГРАМИ. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО БУДОВУ, СКЛАД ТА ВІК ЗЕМЛІ

1.1 Зміст геології і геоморфології та об'єкти вивчення

Геологія - це наука про будову Землі, її походження і розвиток. Вона базується на вивченні гірських порід і земної кори в цілому всіма доступними методами з використанням даних астрономії, астрофізики, фізики, хімії, біології та інших фундаментальних наук. Назва "геологія" походить від двох грецьких слів "geo" - Земля і "logos" - вчення. Отже, в дослівному перекладі - це вчення про Землю.

Геоморфологія - це геолого-географічна наука про форми земної поверхні і Землі в цілому, їх походження, зовнішній вигляд, еволюцію і закономірності географічного поширення. Її назва походить від трьох грецьких слів ("geo" - Земля, "logos" - вчення і "morphe" - форма). В дослівному перекладі - це наука про форми рельєфу поверхні Землі.

Геоморфологія є невід'ємною складовою і одним з напрямків розвитку загальної геології. В зв'язку з цим, доцільно зробити загальноісторичний екскурс появи та розвитку геологічних знань, їх історичної і практичної цінності, особливостей та сучасних можливостей.

Геологія, як наука, початком свого розвитку сягає стародавніх часів. В її основі лежать спостереження та гіпотези філософів античного світу і Стародавнього Сходу, що стосувались землетрусів, вулканічних вивержень, діяльності води тощо. В історії її розвитку виділяється ряд періодів, що відрізняються розумінням і поясненням різних геологічних процесів та явищ. Особливо це стосується стародавніх часів, тобто періоду зародження перших знань про Землю як планету Сонячної системи. Вважається, що до середніх віків та епохи Відродження відносяться перші спроби опису і систематизації каміння, руд, металів і сплавів, які стали прямим наслідком розвитку гірничої справи.

Основи геологічних наук закладено у другій половині XVIII ст. В цей час накопичення фактів почало супроводжуватись їх аналізом, що заклало основу різних напрямків геологічних знань, розвиток яких ставав однією з неминучих умов прогресу. Особливо важливе значення в цей період мало розчленування товщі земної кори та кореляція окремих шарів на основі вивчення залишків організмів (У.Сміт, 1790 р.). Це дало змогу систематизувати розрізнені мінералогічні та палеонтологічні дані і створило умови для подальших геологічних реконструкцій.

В другій половині XIX - на початку XX ст. почалась закономірна диференціація геологічних наук і виникнення нових напрямків. Широкого розвитку набула мінералогія, яка отримала принципово нову основу після робіт Е.С.Федорова, що створив вчення про симетрію і сучасну теорію та методіку кристалографії. Особливо важливе значення для подальшого розвитку геології мала розробка загальної міжнародної стратиграфічної шкали. Поряд з досягненнями еволюційної палеонтології і палеогеографії, ця шкала стала науковою основою комплексної дисципліни – **історичної геології**, що вивчає послідовність і закономірності геологічних процесів в історії планети.

В процесі розвитку геологія, як наука, синтезувала значну кількість різноманітних напрямків, які зараз об'єднуються під загальним терміном "геологічні науки" або "науки про Землю". Їх спільною метою є дослідження будови, явищ і процесів планети Земля. Сучасна геологія ділиться на ряд взаємопов'язаних теоретичних і практичних дисциплін. Сюди відносяться динамічна та історична геологія, геотектоніка, петрологія, літологія, мінералогія, кристалографія, геологія корисних копалин, гідрологія, регіональна геологія тощо.

Одночасно геологія містить ряд важливих розділів, що стали самостійними галузями та поділились, в свою чергу, на нові наукові напрямки. Геологія у поєднанні з астрономією породила **космогонію** - науку про утворення і розвиток небесних тіл (зокрема нашої Землі) як планет Сонячної системи. Наука про вплив зовнішніх астрономічних факторів на розвиток земної кори одержала назву **астрогеології**. Геологія і хімія утворили **геохімію**, а геологія і фізика - **геофізику**. На основі геоморфології і геології з'явилась нова дисципліна з вивчення антропогенного і новітнього стану геологічного розвитку планети, що отримала назву "**четвертинна геологія**".

На сучасному етапі важливим напрямком геологічних досліджень стало вивчення глибинної будови земної кори з використанням глибокого буріння і морських геологічних досліджень. Їх метою є виявлення нових даних про будову шельфових зон, океанічного дна, закономірностей поширення корисних копалин морського генезису. Велике практичне значення набувають інженерно-геологічні і

гідрогеологічні дослідження для обґрунтування проектів промислового, житлового, цивільного, меліоративного призначення, водопостачання та ін.

Значно зріс інтерес до деталізації глибинної будови літосфери, як практичний вихід на дорозвідку корисних копалин. З метою вдосконалення вивчення глибинних надр Землі, виникла необхідність створення науки, в якій поєднались би геологія, геофізика і геохімія. Ця нова галузь науки про Землю одержала назву "**геономія**". Основне її призначення - вивчення ендегенних процесів і явищ. При цьому геологічні явища одержують не тільки якісну, але й кількісну оцінку. Геономія базується як на безпосередньому проникненні в надра Землі глибокими свердловинами, так і на розвитку експериментальних напрямків та моделювання. Крім цього, відповідно до галузей народного господарства, активно розвиваються прикладні напрямки геології: нафтовий, рудний, промисловий, інженерний, військовий та ін. Термін "геологія" застосовується також для позначення геологічної будови будь-якої країни або певної великої ділянки земної поверхні.

Геоморфологія як наука виділилась з геології значно пізніше, незважаючи на те, що знання про рельєф, як одну із найважливіших умов існування людини, накопичувались з найбільш ранніх етапів виникнення та розвитку людського суспільства. Тому, геоморфологія, як наука, з'явилась і почала розвиватись тільки з кінця XVIII - початку XIX ст. Саме в цей період з'явилися наукові роботи, в яких висвітлювались перші наукові уявлення про умови виникнення і розвиток рельєфу земної поверхні.

Друга половина XIX ст. ознаменувалась появою низки робіт з геології і геоморфології як загального, так і спеціального призначення. В них були описані уявлення про планетарні форми рельєфу, обґрунтована теорія материкового зледеніння, розглянуті проблеми утворення та розвитку річкових долин, систематизовані знання про будову земної поверхні, походження рельєфу тощо.

Таким чином, геологія і геоморфологія - два споріднені напрямки геологічних наук, що тісно пов'язані між собою та мають за мету вивчення будови Землі, форм рельєфу, внутрішніх і зовнішніх геологічних процесів.

Геологія, як наука про Землю, вивчає:

- історію розвитку Землі;
- особливості геологічних процесів, які відбувались і відбуваються в надрах Землі та в межах її геосфер (твердій, рідинній та газоподібній);
- історію розвитку життя на Землі (починаючи від його зародження і закінчуючи сучасним);
- закономірності утворення та формування родовищ корисних копалин.

Геоморфологія, як наука про форми рельєфу земної поверхні, вивчає:

- зовнішній вигляд рельєфу земної поверхні в межах суші та дна океанів і морів;
- походження, вік, історію розвитку, а також вплив сучасних геодинамічних процесів на закономірності поєднання і поширення окремих форм.

Рельєф розглядається як важлива складова географічного середовища у взаємозв'язку з геологічними процесами і геологічною будовою та з урахуванням впливу багатоміліардної діяльності людини.

Науковою і практичною метою геоморфології є:

- пізнання взаємозв'язку форм рельєфу і геологічної будови Землі в цілому;
- відновлення історії геолого-геоморфологічного розвитку континентів та океанічних западин;
- розкриття закономірностей ендегенних та екзогенних геологічних явищ;
- прогноз розвитку планети;
- перспективна оцінка і розробка наукових методів пошуків та розвідки родовищ корисних копалин;
- обґрунтування комплексного використання природних мінеральних ресурсів;
- участь у вирішенні проблем охорони природного середовища і раціонального використання ресурсів;
- прогнозування катастрофічних явищ та надзвичайних ситуацій при землетрусах, вулканізмі, обвалах, селях, паводках тощо.

У своєму розвитку геоморфологія базується на досягненнях багатьох фундаментальних і природничих наук. Так, внутрішня будова, мінерально-речовинний склад, фізико-хімічні властивості, особливості їх зміни у часі і просторі, - вивчаються на основі законів фізики і хімії; розрахунковий апарат для розв'язання аналітичних задач, виявлення характеру взаємозв'язку між різноманітними геологічними процесами в надрах Землі або на її поверхні, - надає математика; зрозуміти вплив

космогонічних процесів дозволяє астрономія; вивчення різноманіття форм рельєфу Землі та закономірностей їх зміни базується на даних геодезії.

В останні десятиліття все більша увага надається вивченню геоморфології морського і океанічного дна, що пов'язано з господарським використанням і розвідкою родовищ корисних копалин. Ці дослідження стали актуальними у зв'язку з тим, що підводний простір, який займає майже 75% поверхні Землі, містить величезні запаси нафти, газу, марганцю, заліза та інших корисних копалин, що катастрофічно виснажуються на суші.

Крім цього, інтенсивно почав розвиватись космічний етап геологічних і геоморфологічних досліджень. З досягненням поверхні Місяця людиною почала формуватися нова геологічна галузь - геологія Місяця. Проводиться вивчення форм рельєфу, речовинного складу інших космічних тіл (планет, їх супутників, метеоритів, космічного пилу тощо).

Широкий спектр завдань, що вирішує геоморфологія, обумовлює її тісний зв'язок не тільки з геологічними науками, але й з фізико-географічними. В першу чергу це: четвертинна геологія, тектоніка, літологія, петрологія, інженерна геологія, гідрогеологія, кліматологія, гідрологія, океанологія, а також ґрунтознавство, геоботаніка тощо. Вона використовує дані геологічних наук для встановлення залежності рельєфу від геологічної будови і розвитку окремих частин земної кори з метою вивчення фізичної суті процесів рельєфоутворення та його взаємодії з твердою, рідинною і газоподібною оболонками Землі.

Форми рельєфу в геоморфології вивчають та класифікують за їх розмірами, морфологією, походженням, віком, історією розвитку, геоструктурною зумовленістю, сучасною динамікою та закономірностями взаємообумовленості.

На основі наведеного вище, можна стверджувати, що рельєф є одночасно результатом геологічного розвитку і складовою частиною ландшафту. Він займає особливе місце, будучи одночасно поверхнею розділу і зоною взаємодії між літосферою, атмосферою, гідросферою та біосферою. Отже, рельєф є складовою частиною не тільки ландшафту, але й географічного середовища в цілому. Саме положення засвідчує необхідність тісного зв'язку геоморфології з такими науками, як геологія і фізична географія.

Геоморфологія, за своїм призначенням, є історичною наукою. Вона намагається встановити послідовність ендегенних та екзогенних процесів, які відбувались на планеті Земля за період її існування і привели до формування сучасного рельєфу. Основним завданням геоморфології є пізнання законів розвитку рельєфу і використання виявлених закономірностей в практичній діяльності суспільства. Для досягнення цього та в міру ускладнення завдань, геоморфологія постійно використовує найновіші досягнення геологічних і географічних наук, астрономії, геодезії, картографії, фізики, хімії та ін.

Отже, геологія і геоморфологія мають велике теоретичне та практичне значення. Вони є найбільш всеохоплюючими природничими науками, які вирішують широке коло проблем, починаючи від філософських і закінчуючи прикладними. Геологія дає правильне наукове розуміння явищ природи, що відбуваються в надрах Землі і на її поверхні, та обґрунтовує їх вплив на формування Землі в цілому, окремих геосфер, утворення корисних копалин, виникнення життя на планеті тощо. Геоморфологія дає обґрунтовані уявлення про утворення рельєфу земної поверхні, його морфологію і морфометрію, вік, історію формування та закладає наукові основи господарського використання і перетворення рельєфу для блага людини.

Пояснюючи різноманітні явища природи, геологія разом з геоморфологією спрямовують людину на пізнання таємниць природи і процесів, що в ній відбуваються. Одержані знання розкривають причини повеней, землетрусів, вулканічних вивержень, обвалів, зсувів, дозволяють передбачити катастрофічні явища і процеси та запобігти негативним наслідкам. Вивчення закономірностей і першопричин опускання і підняття океанічного дна, утворення континентів і гірських споруд, процесів ерозії та денудації, пов'язаних з геологічною діяльністю впродовж багатьох тисячоліть, дозволяє розробити науковий прогноз з розвитку планети і окремих регіонів на близьке і віддалене майбутнє та розробити програму раціонального пристосування людства до майбутніх змін.

Постійний розвиток суспільства обумовлює необхідність використання величезної кількості найрізноманітніших видів мінеральної сировини. Це різноманітні метали, солі калію, натрію, магнію, агрохімічні руди, енергетична та атомна сировина, будівельні матеріали тощо. Масштаби їх пошуків, розвідки та видобутку найтіснішим чином пов'язані із зростаючими потребами людства і забезпеченням виробництва. Задоволення цих потреб при умові раціонального використання

ресурсного потенціалу планети однозначно можна вважати головним завданням геології і геоморфології.

Методи геології і геоморфології широко використовуються при геологічному картуванні і при проведенні пошуково-розвідувальних робіт, особливо при пошуках розсіпних родовищ корисних копалин, що завжди тісно пов'язані з рельєфом. Великого значення набуло вивчення похованих та сучасних форм рельєфу при пошуках родовищ нафти і газу на основі морфометричних і морфографічних методів прогнозування антиклінальних структур. Геоморфологічні методи використовуються також при пошуках будівельної сировини (піску, глини, торфу, бокситів) та нерудних копалин. На основі геолого-геоморфологічних досліджень прогнозується глибинна будова Землі та робиться оцінка наявності корисних копалин на закритих територіях.

Інтенсивне використання людиною мінеральної сировини у значних масштабах привело до формування гірничовидобувних галузей промисловості, спорудження великих гірничовидобувних і переробних підприємств, рудників, шахт, кар'єрів, що в свою чергу обумовило появу нових міст і промислових районів. Як приклад, на території України можна назвати виникнення і розвиток гігантських гірничовидобувних і гірничопереробних підприємств Донбасу і Кривбасу, навколо яких розташувались населені пункти з багатомільйонним населенням. В свою чергу це обумовило низку геологічних і екологічних проблем, для вирішення яких використовуються найсучасніші досягнення геоморфології, інженерної геології, четвертинної геології, екології.

1.2 Характеристика Землі як космічного тіла Сонячної системи

Планета Земля є мініатюрною складовою частиною Всесвіту, який охоплює величезну кількість космічних тіл, різноманітних за хімічним складом, внутрішньою будовою, розмірами та розташуванням в космічному просторі.

Всесвіт характеризується багатогранністю відомих матеріальних об'єктів і складає послідовність структурних утворень різних масштабів і різного ступеню складності. Найпростіші це: елементарні частинки, атомні ядра, атоми і молекули. Найскладніші - космічні тіла, супутники, планети, зірки та утворені ними космічні системи (супутники, планети, сонячні скупчення та асоціації, галактики, групи галактик, скупчення і надскупчення галактик - метagalaktiki). Крім них у Всесвіті відомі і пара аномальні явища: "чорні діри", "квасари" та ін.

За допомогою сильних телескопів можна спостерігати сотні мільйонів зірок та планет. Переважна частина їх об'єднана в галактики. Прикладом такого скупчення може бути галактика, в якій розміщена наша Сонячна система. Це спіралева галактика, що зветься Чумацький шлях.

Сонячна система космічних тіл розташована на околиці однієї з спіралей галактики Чумацький шлях. Вона знаходиться у шарі космічної матерії, згрупованої вздовж екваторіального галактичного диску на відстані $\frac{3}{4}$ від центру галактики. Сонячна система складається із Сонця, 9 великих планет, супутників планет, приблизно 100 000 малих планет, приблизно 10^{11} комет, а також з величезної кількості малих (так званих метеоритних) тіл. Середня відстань від Сонця до найбільш віддаленої від нього планети становить 6 млрд. км.

Сонце займає центральне положення в Сонячній системі, оскільки його маса приблизно у 750 разів перевищує сумарну масу всієї решти тіл Сонячної системи. А сумарна маса всіх малих планет і комет менша від маси Землі.

Всі великі планети обертаються навколо Сонця в одному напрямку по майже кругових орбітах, площини яких мало нахилені одна відносно другої і до сонячного екватору. Віддаленість великих планет від Сонця утворює закономірну послідовність - відстані між сусідніми орбітами зростають з віддаленням від Сонця. Ці закономірності руху планет, в поєднанні з їх поділом на дві групи за фізичними властивостями, вказують на те, що Сонячна система не є випадковим набором космічних тіл, а виникла внаслідок єдиного процесу.

Завдяки круговій формі планетних орбіт і великим відстаням між ними виключається можливість їх зближення, при якому планети могли б суттєво змінити свій рух внаслідок взаємного притягання. Це забезпечує довготривалу стійкість планетних рухомих систем.

Більшість планет (крім Венери та Урану) обертаються навколо своєї осі в одному напрямку із заходу на схід, що співпадає з напрямком обертання навколо Сонця. Венера надзвичайно повільно обертається у зворотному напрямку, а вісь обертання Урану лежить майже в площині екліптики.

Планета - тіло, яке обертається навколо зірки і має незначну, порівняно з центральним світилом, масу. В сонячній системі відомо 9 великих планет (Меркурій, Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн,

Уран, Нептун і Плутон) (рис.1.1), 43 супутники планет і декілька десятків тисяч малих планет (астероїдів). Форма великих планет переважно сферична або близька до сферичної. Вони видимі з Землі завдяки сонячному світлу, яке відбивається їх поверхнями.

Сонце розташоване в центрі Сонячної системи. Навколо нього обертаються всі дев'ять планет. Планети поділяються на дві групи, відмінні за масою, хімічним складом, частотою обертання та кількістю супутників. Чотири внутрішні планети Сонячної системи або планети земної групи - невеликі за розмірами і складаються з щільної кам'янистої речовини і металів.

Планети-гіганти (Юпітер, Сатурн, Уран і Нептун) - набагато масивніші, складаються переважно з легких речовин (водню, гелію, метану та ін.), а тому, не дивлячись на величезні тиски в їх надрах, мають малу середню густину.

Надра планет та деяких величезних супутників ймовірно перебувають у розплавленому стані.

Венера, Земля, Марс мають атмосферу, яка складається із газів, що виділилися із їх надр. У планет-гігантів атмосфера є безпосереднім продовженням їх надр. Ці планети ймовірно не мають твердої або рідкої поверхні. З глибиною атмосферні гази повинні поступово переходити в конденсований стан.

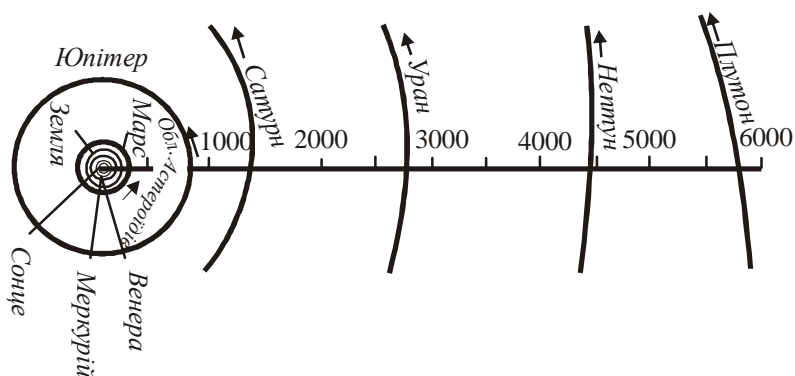


Рисунок 1.1 - Будова Сонячної системи

Земля - третя за порядком від Сонця планета Сонячної системи, яка за розміром і масою займає п'яте місце. Назва "Земля" походить від загальнослов'янського слова "зем" -земля, земляна підлога, низ. Важливою ознакою Землі, на відміну від інших планет Сонячної системи, є існування на ній живої матерії, яка за останні тисячоліття досягла вищої форми своєї організації - розумової. Аналогічні земним, умови для розвитку "земного життя" на інших планетах Сонячної системи практично відсутні.

Відповідно до сучасних космічних гіпотез та експериментального визначення абсолютного віку гірських порід планет Сонячної системи і їх супутників, Земля могла утворитися 4,5-5,0 млрд. років тому. Причиною утворення могла стати гравітаційна конденсація розсіяної в космічному просторі газопилової речовини, в якій містилась більшість відомих на планеті хімічних елементів.

Формування Землі, як космічного тіла, супроводжувалось диференціацією речовини, чому сприяв поступовий розігрів глибинних шарів, здебільшого за рахунок тепла, яке виділялось при розпаді радіоактивних елементів (таких як уран, торій, радіоактивний ізоотоп калію та ін.). Результатом цієї диференціації став поділ Землі на концентрично розміщені зони - оболонки (або геосфери), кожній з яких властиві: певний речовинний склад, агрегатний стан, фізичні та хімічні властивості тощо.

Речовина, яка складає Землю та її найближче докільця, представлена твердим, рідким і газоподібним фазовими станами. При цьому, всі три фазові різновиди природної речовини знаходять своє відображення в її структурі. Так, газова фаза представлена повітряною масою, що оточує Землю та частково заповнює верхи літосфери. Рідка фаза - це води океанів, морів, озер, річок, боліт, підземні та інші материкові води. У твердому стані знаходиться вся решта речовини Землі, що представлена кам'яною і твердою фазами, починаючи від поверхні і до найбільших глибин, можливо за виключенням самого ядра. Кожному фізичному стану притаманні певні фізичні, хімічні, термодинамічні та інші ознаки.

Особливе місце у формуванні будови земної кори та Землі, в цілому, займає біосфера, роль якої в геологічних процесах надзвичайно важлива.

Найважливішою відмінністю Землі від інших планет Сонячної системи є існування на ній життя. Воно з'явилося 3-3,5 млрд. років тому і досягло з появою людини (2 млн. років тому) своєї найвищої розумово-організованої форми.

Земля має складну форму, яка визначається внутрішньою будовою, дією гравітації, відцентрових сил внаслідок обертання Землі, а також результатом екзогенних та ендегенних процесів. Ще в XVII ст. вчені встановили, що Земля не куля, а сфероїд, який має довшу екваторіальну і меншу полярну осі. Стиснення на полюсах і розширення біля екватора пояснюється дією відцентрової сили в результаті обертання Землі навколо своєї осі. Подальші дослідження показали, що планета є неправильною геометричною фігурою. Вона має численні відхилення від сфероїда в межах ± 100 м, викликані нерівномірним розподілом густини речовини в надрах Землі.

Вивчення форми Землі зі штучних супутників показало, що наша планета сплюснута не тільки по осі полярного стиснення, але й по одній з осей екватору. При цьому, різниця між довгим і коротким екваторіальним радіусами становить близько 200 м. Основні величини стиснення притаманні районам Індійського і Тихого океанів.

Наближено, в якості форми (фігури) Землі прийнята вирівняна поверхня гравітаційного потенціалу - геоїд. Це дуже складне тіло з геометрично неправильною формою. Тому зараз при вивченні форми і розмірів Землі приймається така фігура (геоїд), яка обмежується рівневою поверхнею потенціалу сили тяжіння, співпадає із середнім рівнем Світового океану і продовжується під материками так, що вона повсюдно перпендикулярна до лінії виска. Форма геоїда в результаті добового обертання Землі близька до еліпсоїда обертання, але поверхня його ускладнена нерівномірним розподілом мас всередині самої Землі.

Поверхня Землі також має складний рельєф. Він сформувався на протязі тривалого розвитку, під впливом внутрішніх і зовнішніх процесів. У зв'язку з цим, на Землі спостерігається складне чергування суші і водної поверхні. В межах кожної з цих складових природні процеси протікають по-різному.

Сучасне вимірювання із застосуванням космічних апаратів показало, що площа поверхні Землі, як геоїда, складає трохи більше 510 млн. км², а її об'єм дорівнює 1083 млрд. км³. Більшу частину поверхні Землі займає Світовий океан. Його площа складає близько 361,1 млн. км² або 70,8%. Суша займає 149,1 млн. км² або 29,2% земної поверхні. Суша складається з шістьох континентів, а Світовий океан – з чотирьох океанів.

Кожен континент-материк має свою назву: Євразія, Африка, Північна Америка, Південна Америка, Австралія і Антарктида з численними островами. Наведений поділ не співпадає із поділом на частини світу. Так, Євразію ділять на Європу і Азію, а обидва американські континенти вважають за одну частину світу. Іноді за окрему океанічну частину світу приймають острови Тихого океану - Океанію, площа якої рахується разом з Австралією.

Характерною особливістю всіх материків є значне підняття поверхні по їх периферії. До найбільш великих із них відноситься: 1) гірська система, яка простягнулася на Півдні Євразії від Піренеїв до Гімалаїв; 2) гірський пояс із Кордильєр і Анд, який займає західні окраїни Північної і Південної Америки. В центральних областях материків переважно розташовані величезні низовини. Наприклад: Амазонська і Ла-Пласка в Південній Америці; Східноєвропейська і Західносибірська рівнина та Туранська низовина в Євразії.

Материки значною мірою різняться між собою за розмірами і характером рельєфу. Найбільшу середню висоту (2040 м) серед всіх материків має Антарктида у зв'язку з накопиченням великої товщі льоду.

Світовий океан розділений материками на Тихий, Атлантичний, Індійський і Північний Льодовитий. Нерідко вчені виділяють приантарктичні частини Атлантичного, Тихого та Індійського океанів в особливий Південний океан.

Вцілому, розподіл суші та вод Світового океану в північній та південній півкулях Землі надзвичайно нерівномірний. Так, в північній півкулі суша займає 39% поверхні і 61% води Світового океану. В південній півкулі суша складає відповідно 19% поверхні, а води Світового океану 81%. В західній півкулі переважна частина поверхні Землі зайнята водою, а в східній півкулі - навпаки, сушею. В полярних широтах північної півкулі знаходиться Північний Льодовитий океан, а в південній півкулі - континент Антарктида.

Співвідношення площ з різними висотами і глибинами на Землі наочно відображає **гіпсометрична крива**. Це узагальнений профіль твердої земної поверхні, на якому зафіксовано два гігантських уступи - материковий та океанічний (рис. 1.2).

Інтерпретація гіпсометричної кривої дала змогу встановити, що площі з висотами понад 3000 м і глибинами понад 6000 м займають тільки декілька відсотків земної поверхні. Проте території з

висотами, меншими 1000 м над рівнем моря, займають 75% суші. Дно океанів з глибинами 3000-6000 м також займає 75% всієї площі Світового океану.

Суша піднімається над рівнем Світового океану в середньому на 875 м. Гори займають 33,3% загальної поверхні суші. Серед ландшафтних різновидів на пустелі припадає близько 20%, савани і рідколісся займають близько 20%, ліси - близько 30%, льодовики - понад 10%. Понад 10% суші знаходиться під сільськогосподарськими угіддями. Максимальна температура поверхні суші - 57-58⁰С (в тропіках), а мінімальна - близько -90⁰С в центрі Антарктиди.

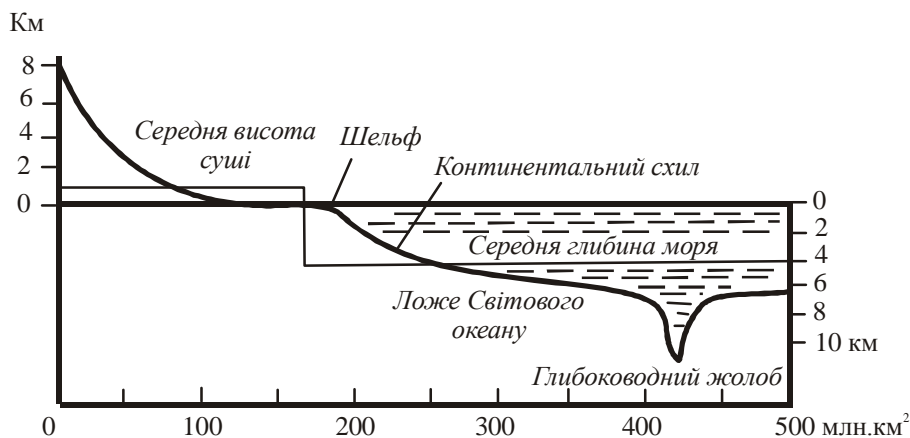


Рисунок 1.2 - Гіпсометрична крива

1.3 Внутрішня будова Землі

Земля як космічне тіло Сонячної системи складається із газоподібних, рідких і твердих речовин. В цілому, спостерігається закономірне збільшення густини і маси речовини від периферії до центру нашої планети. В результаті цього сформувались декілька оболонок, які розрізняються між собою за будовою, речовинним складом і властивостями. Виділяють три основні оболонки-геосфери: тверду, рідку та газоподібну.

Вивчення внутрішньої будови Землі пов'язане з великими труднощами. Зараз людство ще не має технічних засобів для безпосереднього проникнення в глибину земних надр та відбору зразків речовини для вивчення. У зв'язку з цим, надра нашої планети, особливо надглибокі горизонти, досліджуються опосередковано на основі аналізу фізичних полів Землі. Таку інформацію отримують за допомогою сейсмології, гравіметрії, геотермії, при вимірюванні частот власних коливань Землі, на основі експериментальних даних про властивості і поведінку гірських порід в умовах високих тисків і температур тощо.

Одним із найбільш поширених методів є використання хвильового (сейсмічного) поля, яке протягом декількох хвилин може пронизати Землю наскрізь і принести відповідну інформацію про її внутрішню будову. Це поле виникає як природним шляхом при землетрусах, так і створюється штучно при проведенні вибухів різної потужності. Сейсмічним зондуванням разом з іншими геологічними і геохімічними дослідженнями встановлено, що Земля складається із трьох основних геосфер: земної кори, мантії і ядра. Вони в свою чергу поділяються на ряд інших шарів (рис.1.3). Речовина цих геосфер відрізняється за фізичними властивостями, станом і мінералогічним складом, про що свідчить зміна температури, густини, пружності, в'язкості тощо.

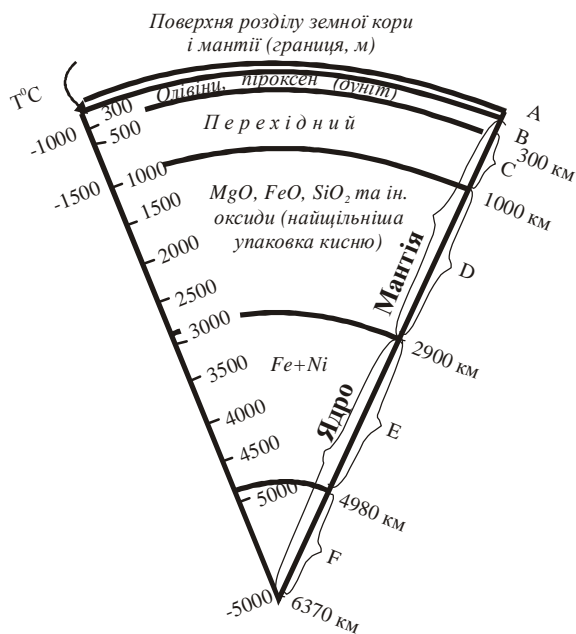


Рисунок 1.3 - Розріз земної кулі (по А.А. Виноградову):
 А - земна кора; В,С,Д - верхня, середня і нижня мантії;
 Е,Ф - зовнішнє і внутрішнє ядро

Залежно від величини швидкостей розповсюдження сейсмічних хвиль та характеру їх зміни з глибиною в надрах Землі виділяють вісім сейсмічних шарів: А, В, С, D', D'', Е, F і G. Крім цього, в складі Землі виділяють особливо міцний верхній шар - **літосферу** і залягаючий під ним розм'яклий шар - **астеносферу**.

Літосфера - зовнішня, відносно міцна тверда оболонка Землі, яка перекриває менш в'язку і більш пластичну астеносферу. Літосфера майже повсюдно складається із земної кори і верхнього шару мантії. Її середня товщина - декілька десятків кілометрів. Нижня границя літосфери нечітка і виділяється на основі зменшення в'язкості, швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль і збільшенням електропровідності. Це зумовлено підвищенням температури і частковим (декілька %) розплавленням речовини. Основними методами встановлення границі між літосферою та астеносферою є сейсмологічний і магнітотелуричний.

Земна кора (або **шар А**) має перемінну товщину. Її верхня тверда оболонка обмежується знизу **поверхнею Мохоровичича** (на глибині 30-70 км). Вцілому, для земної кори характерна вертикальна і горизонтальна неоднорідність, яка відображає різний характер еволюції в різних частинах планети. Вона обумовила суттєву переробку будови в процесі останнього етапу розвитку (30-40 млн. років тому), коли були сформовані основні риси сучасного вигляду Землі. Допускається також, що частина земної кори знаходиться у стані ізостатичної рівноваги, яка, у випадку порушення, досить швидко відновлюється завдяки наявності астеносфери.

Під гірськими масивами потужність земної кори зростає, а в рифтових долинах серединно-океанічних хребтів – вона мінімальна.

Земна кора як геосфера складає незначну частину від загального об'єму і маси Землі. За складом і товщиною земну кору поділяють на три основні типи: **континентальну**, **океанічну** та **кору перехідних областей**.

Континентальна кора характеризується середньою товщиною в межах 10-15 км, при максимальній товщині до 70 км. Вона складена магматичними, метаморфічними та осадовими породами. Від поверхні до глибини 5-15 км знаходиться осадовий шар. Під ним залягає граніто-гнейсовий шар товщиною 15-20 км, який складений магматичними і метаморфічними породами, переважно кислого складу. В нижній частині континентальної кори залягає потужний шар базальтів товщиною до 40 км.

Океанічна кора характеризується незначною товщиною, яка місцями складає 5-10 км. Вона також складається із трьох шарів: а) верхнього осадового, який складений незцементованими розсипчастими осадами (товщиною декілька сотень метрів); б) базальтового (товщиною 1,5-2,0 км), який в основному утворений продуктами підводних вивержень вулканів із незначними прошарками

ущільнених осади́в; в) нижнього шару (товщиною 3-5 км), який складається із основних та ультраосновних гірських порід базальтового ряду.

Кора перехідних областей розвинута переважно по периферії континентів, в межах окраїнних морів, які замикаються цілими архіпелагами островів. Тут континентальна кора змінюється на океанічну. Ця зона за своєю будовою, товщиною, речовинним складом, густиною, швидкістю і характером проходження сейсмічних хвиль займає перехідне становище.

Шари В, С, D' і D'' входять до складу **мантії** Землі. **Шар В** простягається від поверхні Мохоровичича до глибини 400 км. Його іноді ототожнюють з верхньою мантією Землі, хоча в динамічних моделях вона обмежується глибиною 700 км, нижче якої відсутні джерела землетрусів.

Шар С (шар Голіцина) знаходиться на глибинах 400-950 км і характеризується різким ростом швидкостей хвиль, пов'язаних з переходом мінералів у більш щільні модифікації.

Нижня мантія знаходиться в інтервалі глибин 950-2900 км (**шар D**). За характером поширення сейсмічних хвиль її часто поділяють на дві частини. Верхня частина (D') знаходиться в інтервалі глибин 950-2700 км, нижня (D'') - в інтервалі глибин 2700-2900 км.

В центральній частині планети знаходиться **ядро**, радіус якого складає 3486 км. Воно займає близько 17% її об'єму і близько 34% її маси. Така велика різниця між об'ємом і масою зумовлена фізичними параметрами ядра і мантії. В будові ядра Землі виділяють дві границі на глибинах 4980 км і 5120 км. У зв'язку з цим земне ядро поділяється на три зони: 1 - **зовнішнє ядро (шар E)**, яке залягає в інтервалі глибин 2900-4980 м; 2 - **перехідна оболонка (шар F)**, яка знаходиться в інтервалі глибин 4980-5120 км; 3 - **суб'ядро (шар G)**, яке знаходиться нижче глибини 5120 км.

Зовнішнє ядро має унікальні властивості, оскільки не пропускає поперечних сейсмічних хвиль. Це свідчить про відсутність в ньому пружного опору зсуву, тобто ця частина ядра, щодо поширення сейсмічних хвиль, веде себе як рідина. Пояснюється ця своєрідність його будови тим, що його речовина знаходиться під дією високих тисків і температур. Суб'ядро може знаходитися у твердому стані, так як в ньому розповсюджуються поперечні хвилі. Шар F є перехідною оболонкою між відміченими шарами, речовина яких знаходиться у різному фазовому стані.

Гравітаційним полем Землі називається силове поле, яке зумовлюється притяганням Землі і відцентровою силою, що виникає внаслідок добового обертання. Відповідно до закону всесвітнього притягання Ньютона, всі тіла притягуються одне до одного із силою, пропорційною їх масам та обернено пропорційною квадрату відстані між ними. Всесвітнє притягання пронизує весь Всесвіт. Під його дією утримуються та рухаються планети навколо Сонця; взаємодіють галактики; конденсуються частинки в космічному просторі, утворюючи зорі; рухаються штучні супутники Землі та космічні апарати. Під дією тієї ж сили проходять геотектонічні процеси в надрах Землі та інших планет, формується їх вигляд, протікають метеорологічні процеси.

Гравітаційне поле Землі вивчають за допомогою методів космічної геодезії і на основі спостережень збурення рухів штучних супутників Землі. Величина гравітації в різних регіонах нашої планети дуже неоднакова. Це пов'язано з тим, що різні ділянки планети складені породами різної густини, тобто мають різну масу і, відповідно, різні сили гравітації. Так, в районах, складених більш щільними породами, сила гравітації буде вищою, ніж в районах, складених менш щільними породами. Таке явище має назву гравітаційних аномалій.

Крім того, за міжнародною формулою для нормального значення сили тяжіння на рівні моря вираховано, що нормальне значення прискорення вільного падіння на Землі зменшується від 9,78 м/с² на полюсах до 9,63 м/с² на екваторі. Однак ці значення (розраховані для сфероїда із стискуванням на полюсах 1/297) значно відрізняються від фактичних вимірів на поверхні Землі, що пов'язано зі зміною густини порід земної кори. Реальне прискорення сили тяжіння вимірюють за допомогою спеціальних приладів - **гравіметрів**.

Магнітне поле Землі характеризується багатьма дуже важливими показниками. В першу чергу, це магнітне схилення, тобто кут відхилення магнітної стрілки від географічного меридіану даної місцевості. Схилення буває східним і західним. Лінії, які з'єднують на географічних картах точки з однаковим схиленням, називаються **ізогоналями**. Схилення складає кут нахилу магнітної стрілки до горизонту. При цьому, в північній півкулі вниз опускається північний кінець стрілки, а в південній півкулі - південний. Лінії, які з'єднують точки однакового нахилу називаються **ізокліналями**. Ізокліналі, на яких величина нахилу дорівнює нулю, називаються **магнітним екватором**. Точки, де нахил стрілки дорівнює 90⁰, називаються **магнітним полюсом**. Напряга магнітного поля Землі на полюсах становить 6,8x10⁵ нТл (нанотеслів). На екваторі вона становить 3x10⁵ нТл. Лінії, що з'єднують точки однакової напруги, називаються **ізодинамами**.

Магнітне поле Землі має надзвичайно важливе значення. Найбільш поширеним його застосуванням є визначення сторін світу за допомогою компасу. Крім цього, явища геомагнетизму використовують при пошуках і розвідці родовищ корисних копалин. Цей метод базується на значній відмінності магнітних властивостей звичайних гірських порід та руд корисних копалин. Він застосовується також для вивчення глибинної будови земної кори, геологічного картування, пошуків магнітних різновидностей залізних руд, розвідки рудних і нерудних родовищ, пов'язаних з основними та ультраосновними гірськими породами; руд кольорових металів, родовищ п'єзооптичних мінералів, алюмінієвих руд, якщо вони представлені магнітними різновидностями бокситів. В комплексі з іншими геофізичними методами магнітну розвідку використовують при пошуках і розвідці нафтових і газових родовищ.

Ще на початку ХХ ст. на основі вивчення полярного сьйва і магнітних збурень, було висловлено припущення щодо можливості захоплення магнітним полем Землі заряджених частинок, які рухаються у міжпланетному просторі. Однак, тільки при дослідженнях за допомогою штучних супутників Землі за межами земної атмосфери відкрито області високої щільності енергетичних частинок - внутрішній і зовнішній радіаційні пояси Землі.

Радіаційні пояси Землі майже повністю складаються з електронів і протонів, що мають енергію від кілоелектронвольт до сотень мегаелектронвольт. В них знайдено також альфа-частинки та деякі більш важкі іони. Внаслідок особливої конфігурації силових ліній, магнітне поле Землі створює для заряджених частинок пастку, в якій вони можуть тривалий час утримуватись.

Внутрішній радіаційний пояс розташований на висотах, що не перевищують 12 тис. м. Зовнішній радіаційний пояс знаходиться на висоті приблизно 57 тис. км. Розподіл на внутрішній і зовнішній радіаційні пояси умовний. Насправді, ця область навколоземного простору заповнена зарядженими частинками, які рухаються в магнітному полі Землі. Ця область називається *магнітосферою*. Вона відокремлена від міжпланетного простору магнітопаузою та перехідною областю.

Крім радіаційних поясів, які знаходяться за межами літосфери і існування яких пов'язане з діяльністю Сонця, Земля, як космічне тіло, має власну радіацію. Вона пов'язана з наявністю в гірських породах кори радіоактивних елементів, розпад яких викликає різноманітні радіоактивні аномалії на її поверхні. Іноді вони досягають досить високих енергій (особливо в місцях скупчення уранових руд).

Електричне поле Землі найтісніше пов'язане з її магнітним полем. Воно залежить від процесів іонізації повітря та просторового розподілу позитивних і негативних зарядів, що виникають при цьому. Іонізація повітря відбувається під впливом космічних променів, ультрафіолетового випромінювання Сонця, випромінювання радіоактивних елементів Землі, електричних розрядів в атмосфері та інших факторів. Багато атмосферних процесів, таких як конвекція, утворення хмар, опади тощо, сприяють частковому розподілу різнойменних зарядів та електричних полів, що виникають в атмосфері. Існування електричного поля атмосфери сприяє виникненню струмів, які заряджають електричний конденсатор "Атмосфера – Земля".

Теплове поле Землі має подвійну природу походження: космічну (сонячну) і власну (глибинну).

Сонячна теплота викликається припливом потужного радіаційного потоку, який надходить від Сонця. Земля одержує від Сонця близько $1,26 \times 10^{21}$ кал/год тепла. Ця кількість тепла майже у 300 разів більша від теплової енергії, яка могла б виділитись при згоранні всіх запасів кам'яного вугілля Землі. Близько 30% тепла, яке спрямовується Сонцем на Землю, відбивається її атмосферою і, безпосередньо, поверхнею та розсіюється в космічному просторі. Решта 70% теплової енергії поглинається і переробляється верхньою оболонкою Землі. Таким чином, Земля приймає близько $4,7 \times 10^{20}$ кал/год. На 1 см^2 поверхні Землі припадає 168 ккал, з яких 56 ккал відбивається і розсіюється в атмосфері, а 112 ккал поглинається та частково переробляється. Ділянка Землі площею 1 см^2 , яка розташована перпендикулярно до сонячних променів, одержує за хвилину 1,94 ккал тепла. Ця величина називається *сонячною сталою*.

Теплова енергія Сонця має першочергове значення не тільки для існування живої матерії на Землі, але й для геологічних процесів, які відбуваються на її поверхні. Вона впливає на зміни погоди, клімату та інших явищ, серед яких важливе місце займає коливання температури.

Внутрішня теплота Землі (теплове поле), пов'язана із джерелами внутрішньої енергії. Вона проявляється на поверхні у вигляді вулканічних вивержень, землетрусів, рухів земної кори та ін. Таким чином, глибинне тепло є каталізатором інтенсивності всіх ендогенних процесів, що відбуваються в надрах Землі.

Межею розділу зон впливу зовнішніх і глибинних факторів теплового поля є шар постійної температури, глибина розташування якого в різних регіонах планети коливається у значних межах.

Численні дослідження в шахтах і свердловинах показали, що нижче від шару постійної температури відбувається закономірне підвищення температури з глибиною. Однак швидкість зміни цієї температури в різних регіонах Землі неоднакова. Ця швидкість вимірюється величиною геотермічного градієнта (Γ), який обчислюється за формулою:

$$\Gamma = \frac{T_n - T_{c.p.}}{h - h_{n.m}}$$

де $T_{c.p.}$ - середньорічна температура в $^{\circ}\text{C}$; $h_{n.m}$ - глибина шару сталої температури, в м; T_n - температура, заміряна на певній глибині (h).

Отже, суть геотермічного градієнта полягає в прирості температури на 1°C з глибиною. Величина цього приросту невелика і складає соті і тисячні долі градуса. Виходячи з цього, геотермічний градієнт в більшості вимірюється в $^{\circ}\text{C}$ на 100 м.

Другим параметром, яким вимірюють швидкість зростання температури з глибиною є геотермічний ступінь G , який виводиться з формули:

$$G = \frac{h - h_{n.m}}{T_n - T_{c.p.}}$$

Як видно з наведеного, геотермічний ступінь є оберненою величиною до геотермічного градієнта. Фізична суть геотермічного ступеню - це різниця глибин, що відповідає підвищенню температури на 1°C .

Швидкість зростання температури з глибиною в різних регіонах планети може відрізнятись в 10-20 разів. Так, на півдні Каліфорнії $G=4\text{м}$; а в штаті Алабама $G = 137$ м. Мінімальне наростання температури з глибиною властиве регіонам з розвитком давніх геологічних структур (платформ), а максимальне - рухомим складчастим регіонам і особливо районам з проявами молодого вулканізму.

Непостійність швидкості зростання температури з глибиною пояснюється зміною теплопровідності порід та нерівномірністю поступлення теплового потоку з глибини. Проблема походження внутрішньої теплової енергії Землі досить складна і до сьогодняшнього дня ще не остаточно вирішена. Незаперечним фактором утворення внутрішнього тепла Землі є як радіоактивний розпад хімічних елементів в надрах, так і гравітаційна сепарація речовини ядра Землі.

Теплове поле Землі, особливо його глибинна складова, відіграє надзвичайно важливу роль в геологічних процесах, які відбуваються в земній корі. Це особливо стосується ендегенних геологічних процесів, в результаті яких формуються величезні маси магматичних та метаморфічних порід та різноманітних руд корисних копалин. З внутрішньою тепловою енергією Землі пов'язані такі грандіозні явища, як землетруси, виверження вулканів, складкоутворення в земній корі та інші глобальні процеси. На основі вивчення теплового поля розроблено метод пошуків і розвідки корисних копалин, який отримав назву *термометрії*.

На сьогоднішній день достатньо достовірно вивчені тільки тверда верхня оболонка Землі (земна кора) і гідросфера, які з хімічної точки зору мають свої закономірні властивості.

Хімічний склад глибинних оболонок Землі (мантії та ядра) до останнього часу остаточно не вивчений. Дані, якими зараз володіє наука, базуються лише на геофізичних дослідженнях та окремих гіпотезах і теоріях.

У твердій земній корі переважають такі хімічні елементи, як кисень, кремній, алюміній, залізо, кальцій, натрій, калій і магній. Сумарно вони складають 99,03 %. На решту елементів припадає менше 1%. Серед найбільш рідкісних елементів зустрічається Ra, Re, Au, Ві та ін. Таким чином, якщо розглядати земну кору загалом, то в геохімічному положенні вона являє собою киснево-кремнієво-алюмінієву сферу, а в мінералогічному відношенні – силікатну сферу з переважанням польових шпатів.

Земна кора за хімічним складом являє собою виплавлену легку фракцію земної речовини, що розділилась в результаті гравітаційної диференціації під час формування самої планети. Складається вона в основному з десяти хімічних елементів (O, Si, Al, Fe, Na, K, Ca, Mg, H, Ti), які займають близько 99,79%. Ці елементи, з'єднуючись між собою, утворюють різноманітні мінерали, які в свою чергу утворюють різні гірські породи і руди. При цьому кисневміщуючі мінерали розміщуються у верхніх зонах земної кори, тобто ближче до її поверхні, а мінерали Mg, Ca, Fe - у найбільш глибинних зонах земної кори. Це призвело до розшарування на осадочний, гранітний і базальтовий шари.

Мантія Землі складена цілим комплексом ультраосновних магматичних порід під загальною назвою піролітів. Допускають, що верхня мантія за своїм хімічним складом близька до

ультраосновних порід, в яких переважають кисень (42,5%), магній (25,9%), кремній (19,0%) і залізо (9,85%). В мінеральному відношенні переважає олівін, менше піроксени.

Нижня мантія вважається аналогом кам'яних метеоритів (хондритів). Загалом мантія - це силікатно-окисна оболонка, яка складається здебільшого з кисню, заліза, магнію і кремнію. У зв'язку з тим, що в складі мантії переважають кремній і магній, цю геосферу названо *сіматичною*.

Ядро Землі за хімічним складом аналогічне залізним метеоритам, в яких міститься 80,78% заліза, 8,5% нікелю і 0,63% кобальту. Допускають також наявність в ядрі домішок легких елементів - кисню, кремнію, сірки, алюмінію. Виходячи з того, що в складі ядра переважають залізо і нікель, йому ще дали назву *ніфе*.

На основі метеоритної моделі розраховано середній хімічний склад Землі. Найбільш поширеними в ній є залізо (35%), кисень (30%), кремній (15%) і магній (13%).

1.4 Мінеральний склад Землі. Основні породо- і рудотворні мінерали

Важливою властивістю космічної речовини є її схильність до самоорганізації, тобто до поєднання у певних пропорціях. Космічна речовина Всесвіту, незалежно від умов її існування, постійно з'єднується у певних комбінаціях, утворюючи як механічні скупчення, так і різноманітні хімічні сполуки. Яскравим прикладом цього універсального закону природи є формування в нашій Сонячній системі і на Землі цілої гами природних хімічних сполук, які одержали назву мінералів.

Мінерал - це фізично- та хімічно- ідеалізоване тверде тіло, відносно однорідне за складом і властивостями, яке є продуктом природних фізико-хімічних процесів, що протікають на поверхні і в надрах Землі, Місяця та інших планет. Мінерали є складовою частиною гірських порід, руд, метеоритів.

Мінеральний індивід - мономінеральне тіло обмеженого простягання, відокремлене від сусідніх подібних тіл безперервними розділами, замкнутими в просторі.

Мінеральні індивіди одного складу утворюють *мономінеральний агрегат* в результаті зростання.

Поняття "мінерал" вживається в різних значеннях: воно може відноситися до мінерального виду, різновидності, індивіду і мономінерального агрегату.

Самостійну назву одержують як мінеральні види, так і різновидності. Однак відкриттям нового мінералу вважається тільки відкриття нового мінерального виду. Називають мінерал за місцем першого виявлення, на честь великих вчених і геологів, відомих колекціонерів, космонавтів тощо.

До складу мінералів входять всі стабільні та довгоживучі ізотопи елементів періодичної системи Д.І.Менделєєва, за винятком інертних газів. За типом хімічних сполук мінерали поділяються на: прості речовини, що рідко зустрічаються (самородні елементи); складні (бінарні оксиди, галогеніди, сульфідні) і складні сполуки (три- і багатокомпонентні, силікати, складні оксиди, гідрооксиди та інші кислотні сполуки, а також складні сульфідні тощо). Склад мінералу виражається його хімічною формулою - емпіричною, напівемпіричною, кристалохімічною. При вивченні хімічного складу мінералів та їх кристалічних особливостей значна роль відводиться явищам ізоморфізму.

Ізоморфізм - це здатність кристалічних речовин, аналогічних за хімічним складом і внутрішньокристалічною формою, давати змішані кристали або подібність форм на основі подібності атомів.

Зараз ізоморфізм визначається як явище, що проявляється у властивості або здатності хімічних елементів (атомів) замінювати один одного як у складі, так і молекулах. Визначається це, перш за все, близькими властивостями атомів, характером нових сполук, їх будовою, термодинамічним середовищем.

В основу сучасного вчення про внутрішню будову кристалічних тіл покладено вчення про 14 типів комірок Браве - закономірно розміщених в просторі точок у вигляді правильних паралелепіпедів з певними лінійними (a,b,c) і кутовими (α,β,γ) параметрами, у вершинах або інших місцях яких розміщуються атоми, іони або молекули.

В природних умовах в результаті різноманітних геологічних процесів формуються мінерали у вигляді твердих і рідких тіл. При цьому, більшість мінералів у земній корі знаходиться у твердому стані. Рідкі мінерали зустрічаються значно рідше, за винятком води, яка вважається мінералом та вкриває значну частину поверхні земної кулі.

Серед твердих мінералів за внутрішньою будовою виділяють *кристалічні* та *аморфні*.

До кристалічних належать мінерали, в яких фізичні властивості в усіх напрямках різні. Це такі властивості, як твердість, швидкість поширення тепла і світла та ін. Кристалічність твердих мінералів яскраво проявляється в умовах їх вільного росту. В результаті утворюються геометричні тіла, ограничені різноманітними за формою та розміром гранями. Такі багатогранники називають **кристалами**.

До аморфних належать мінеральні тіла, фізичні властивості яких в усіх напрямках однакові. Аморфність твердих мінералів яскраво проявляється в процесі їх росту. Вони ростуть в усі сторони з однаковою швидкістю, в результаті чого утворюється кулеподібне тіло. Такі елементи огранення, як грані, ребра та вершини, в них відсутні.

Визначальним фактором кристалічності мінералів є їх внутрішня будова, тобто характер розташування атомів, іонів або молекул у просторі. В кристалічних мінералах атоми, іони або молекули, що їх складають, розташовуються строго закономірно. Тому відстані між окремими структурними вузлами в різних напрямках постійні. В аморфних мінералах подібні структури відсутні, а відстані між атомами, іонами або молекулами можуть бути різними.

Кристалічні багатогранники мінералів характеризуються розвитком на них відповідних граней, ребер і вершин.

Грані в ідеальному вигляді являють собою рівні площини різноманітних форм і розмірів.

Ребра - прями лінії, які утворюються на перетині двох граней.

Вершини - місця перетину ребер.

Між гранями, ребрами і вершинами існує певна кількісна залежність, відома під назвою **закону Ейлера-Декарта**. В математичному виразі цей закон виглядає наступним чином:

$$\sum \text{граней} + \sum \text{вершин} = \sum \text{ребер} + 2 .$$

На реальних кристалах грані, ребра і вершини дуже часто ускладнені різноманітними дислокаціями, які набувають викривленої, випуклої або ввігнутої форм. В таких випадках рекомендується умовно доповнити відсутні або продовжити слабо розвинуті грані чи ребра, провести їх підрахунок і встановити між ними відповідний зв'язок (згідно з законом Ейлера-Декарта).

Важливою ознакою кристалічних багатогранних мінералів є їх **симетрія**.

Симетрією називається властивість геометричних фігур повторювати свої аналогічні частини певне число разів.

Симетрія кристалічних багатогранників визначається за допомогою так званих **елементів симетрії**: центра інверсії (С), осей симетрії (L) і площин симетрії (P) (рис. 1.4).

Центром інверсії називається точка в середині кристалу, при проведенні через яку умовної прямої, по обидві сторони від неї на однакових відстанях будуть знаходитись аналогічні частини фігури.

Віссю симетрії називається пряма, при обертанні навколо якої на 360° , частини кристалу повторюються ціле число разів. При цьому, частини кристалу розташовані так, що при їх обертанні навколо осі на деякий кут, кристал в просторі займає таке ж положення, яке було раніше, тільки на місці одних частин розташовуються інші, повністю аналогічні їм.

Площина симетрії - це площина, яка ділить кристал на дві рівнозначні дзеркально відображені частини.

Всі кристали в залежності від комбінацій елементів симетрії поділяють на відповідні класи (сингонії). В ідеальних умовах вільного росту кристали утворюють добре ограничені багатогранники з різною кількістю граней. За зовнішнім виглядом вони діляться на дві групи: 1) кристали, ограничені однаковими за формою і розміром гранями; 2) кристали, ограничені різними за формою і розміром гранями. Кристали першої групи називаються **простими формами**, кристали другої групи - **комбінаціями**.

Для кристалів встановлено 47 основних простих форм. Кількість комбінацій значно більша і визначається кристалографічною формулою кристалу та його приналежністю до певної сингонії.

В природних умовах під час росту мінерали дуже рідко формуються у вигляді ідеальних кристалічних багатогранників. Пов'язано це з тим, що в більшості випадків умови їх росту не відповідають тим умовам, завдяки яким можуть формуватися кристали мінералів ідеального геометричного огранення.

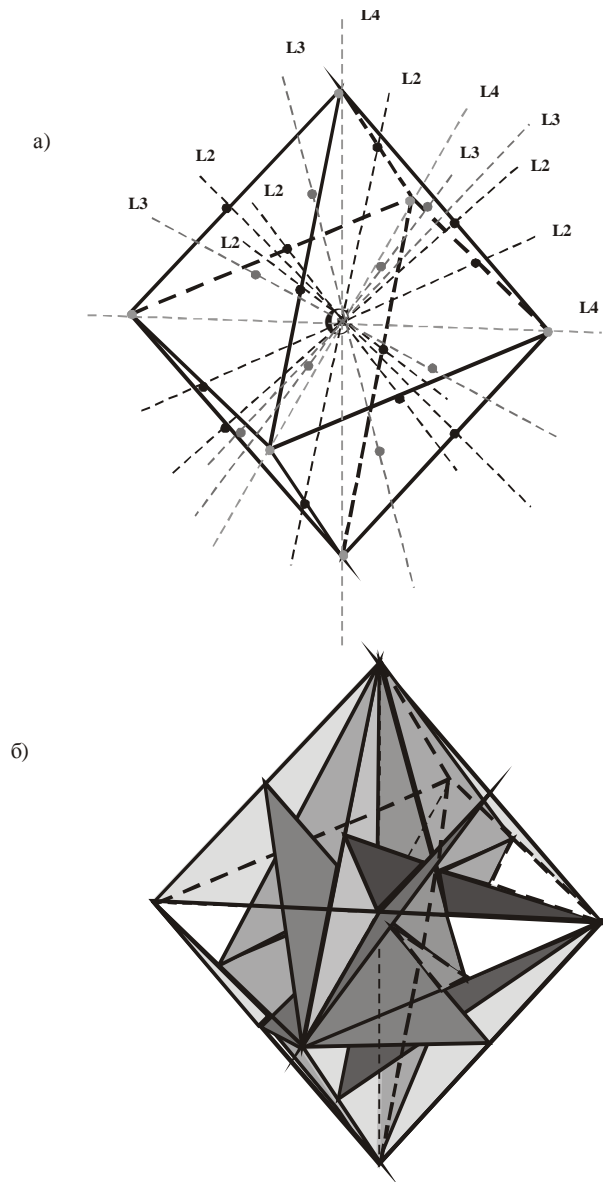


Рисунок 1.4 – Елементи симетрії октаедра
 а – осі симетрії; б – площини симетрії

На формування кристалів впливають наступні фактори: перепади температур і тисків мінерального середовища, нерівномірність живлення кристалів мінералів при їх рості, попадання хімічних і мінеральних домішок в кристалотворне середовище та ряд інших факторів. В свою чергу це призводить до того, що кристали мінералів формуються у вигляді різних викривлених і недорозвинених форм чи незакономірних і закономірних зростань. В кінцевому результаті, закладаються ті типоморфні ознаки, які дають змогу відтворити і первинні термодинамічні умови мінералотворного середовища, в якому сформувалися кристали. Цей висновок повністю стосується і аморфних мінералів.

За зовнішньою формою серед мінеральних індивідів виділяють три основні габітусні типи: ізометричний, видовжений і сплюснутий (рис. 1.5).

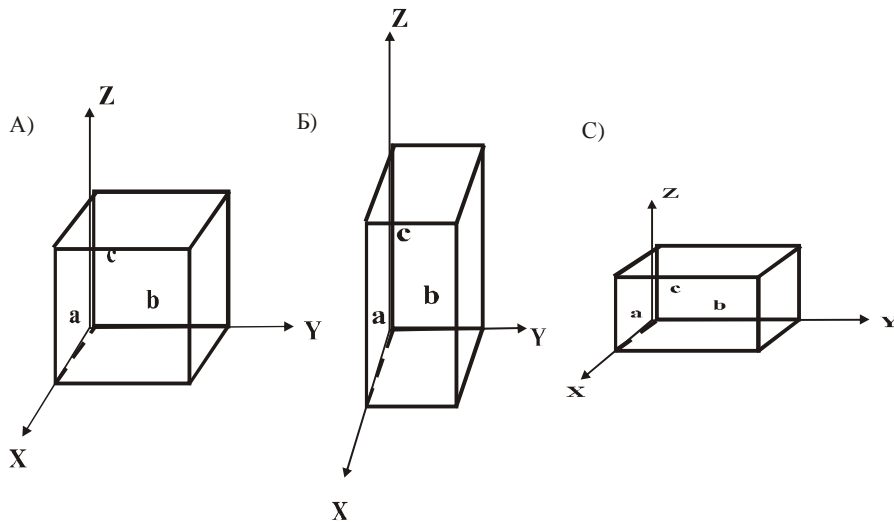


Рисунок 1.5 - Типи габітусу мінеральних індивідів
 а - ізометричний; б - видовжений; с - сплюснутий

До **ізометричного типу** габітусу належать кристали, які розвинені в трьох напрямках однаково, тобто в яких $a = b = c$.

До **видовженого типу** габітусу належать кристалічні індивіди мінералів, які витягнуті в одному напрямі, тобто ті, в яких $a = b < c$.

До **сплюснутого типу** габітусу належать кристалічні індивіди, в яких розвиток відбувся в двох напрямках, тобто $a = b > c$.

В природних умовах під час мінералоутворення ідеально утворені кристалічні індивіди мінералів зустрічаються рідко. В більшості це **мінеральні агрегати**, тобто зростання двох і більше кристалічних індивідів. Серед них за характером зростання виділяють закономірно і незакономірно зрощені.

Серед **незакономірних зрощань** виділяють: зернисті і землисті агрегати, друзи, конкреції, секреції, ооліти, сфероліти, сталактити, сталагміти та ряд інших (рис. 1.6).

Зернисті агрегати за мінеральним складом поділяють на мономінеральні і полімінеральні. Мономінеральні складені кристалічними індивідами одного мінерального виду. Полімінеральні складені кристалічними індивідами декількох мінеральних видів.

Землисті агрегати мінералів переважно являють собою розсипчасті або слабозцементовані скупчення кристалічних індивідів, які утворилися в певних умовах кристалогенезу. Прикладом можуть бути виділення дрібних кристаликів самородної сірки.

Друзи - скупчення кристалічних індивідів, які мають спільну основу зростання.

Конкреції - це утворення кристалічних агрегатів з радіально-променевою будовою, близькі за формою до кулеподібних, в яких ріст кристалічних індивідів відбувався від центру до периферії.

Секреції - пустотілі порожнини, стінки яких виповнені кристалічними індивідами, ріст яких відбувався від периферії до центру.

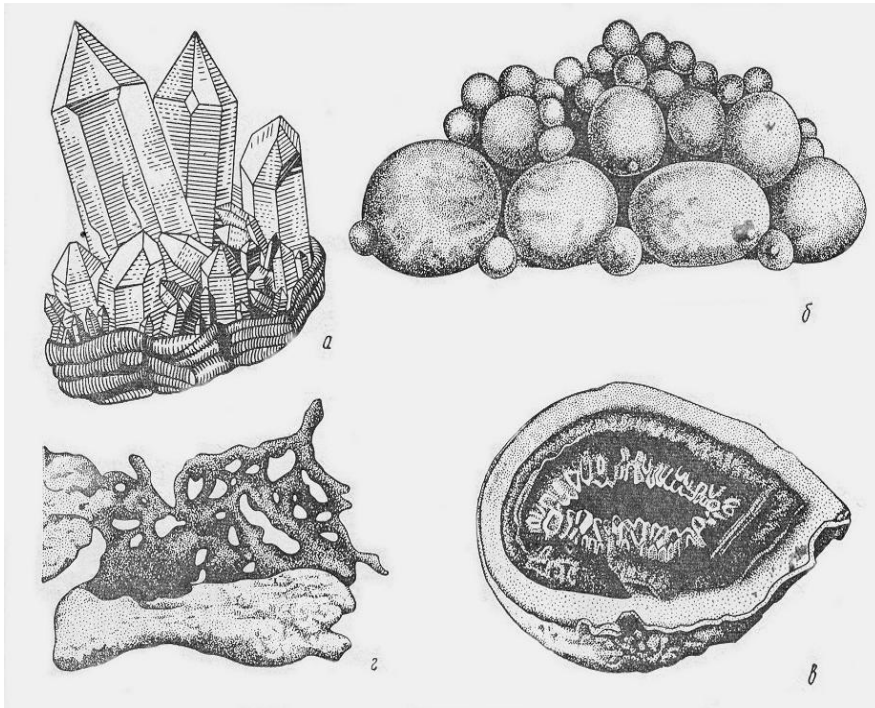


Рисунок 1.6 – Форми мінеральних агрегатів

а – друза кристалів; б – кулькоподібні конкреції фосфоритів; в – секреції кварцу і халцедону; г – дендрит самородної міді

Ооліти - це кулькоподібні утворення радіально-променевої будови, що складені монокристалними голчастими індивідами, ріст яких проходив від центру до периферії як одноактний процес мінералоутворення.

Сфероліти на відміну від оолітів мають концентрично-зональну будову. При цьому, кожний шар луски відповідає окремій стадії кристалогенезу і має радіально-променеву будову. Наростання кожної луски супроводжується певною перервою у часі. Розміри сферолітів не перевищують 1 см в діаметрі.

Сталактити - бурулькоподібні натічні утворення, формування яких відбувається в пустотах різної величини та склепінні печер за рахунок відкладання матеріалу підземними водами, що стікають вниз. Ріст сталактитів відбувається від склепіння вниз, аналогічно льодовиковим бурулькам (рис.1.7).

Сталагміти - це утворення, які формуються на підлозі печер в результаті розкристалізації мінеральних розчинів, що скапують з верхньої частини печер (рис. 1.7). Сталагміти ростуть знизу вгору, назустріч сталактитам.

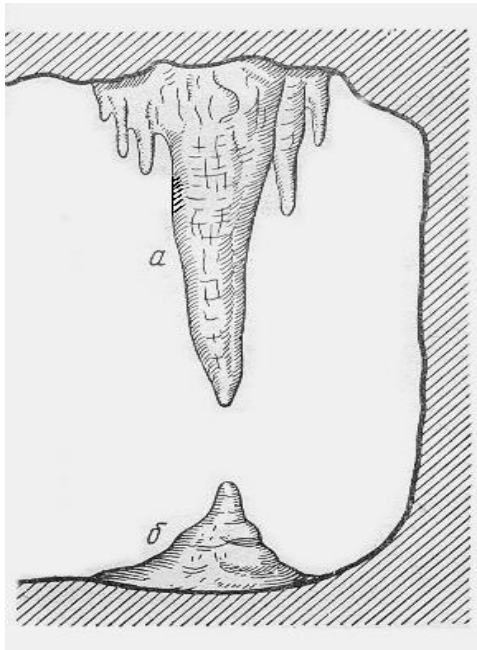


Рисунок 1.7 – Натічні форми
а – сталактит; б - сталагміт

При з'єднанні сталактитів і сталагмітів утворюються печерні колони, які отримали назву *сталагнатів*. Їх висота досягає іноді десятків метрів. Внутрішня будова сталагнатів, характер їх поверхні аналогічні сталактитам і сталагмітам.

Кожен з відомих мінералів характеризується певними фізичними властивостями. Головними з них є: густина, твердість, крихкість, пластичність, спайність, злам, забарвлення, блиск, прозорість, світлозаломлення, теплові властивості (теплове розширення, теплові перетворення), електропровідність, піроелектрика, п'єзоелектрика, магнітність, радіоактивність та ін. На основі цих властивостей мінерали поділяються на класи.

Мінерали, що складають гірські породи земної кори, а також місячні породи і породи метеоритів, називаються основними породо- і рудотворними мінералами. Більша частина породотворних мінералів належить до класу силікатів, карбонатів, оксидів, хлоридів і сульфатів. За процентним відношенням в породі виділяють головні (основні) породотворні мінерали (понад 10%), другорядні (1-10%) і акцесорні (менше 1 %). Найбільш розповсюдженими породотворними мінералами є кварц, польові шпати, слюди, амфіболіти, піроксени, олівін, глинисті мінерали тощо.

За кольором розрізняють породотворні мінерали: світлі - кварц, польові шпати, фельдшпатоїди та інші; темноколірні - біотит, амфіболи, піроксени, олівін та інші. За складом головних породотворних мінералів виділяють: силікатні, карбонатні і галогенні гірські породи. За парагенезом породотворних мінералів виділяють різні типи гірських порід. Породотворні мінерали, які визначають найменування породи, називаються *кардинальними* (наприклад, кварц, мікроклін, олігоклаз в гранатах).

Всі мінерали групуються в 6 типів, кожний з яких за характером кислоти поділяють на відповідні класи.

Самородними елементами називається клас мінералів, хімічний склад яких відповідає хімічним елементам. Цей клас утворює самостійний тип. Серед самородних елементів розрізняють близько 80 мінералів, які представлені самородними металами, напівметалами і неметалами. Серед металів найбільше розповсюджені: Си, Ау, Аg, Рt та платиноїди. Рідше зустрічаються самородні Ві, Sn, Нg. Досить рідкісні Рl, Zn, Іn. Відкрито також самородні Аl, Cr, Cd, Со.

Тип сульфідів – це природні сірчані сполуки металів та деяких неметалів, які в хімічному відношенні розглядаються як солі сірководневої кислоти (H_2S). Головними елементами, які утворюють сульфідів, є: Ре, Zn, Си, Мо, Аg, Нg, Рb, Ві, Ni, Со, Мп, V, Ga, Ge, As, Sb. До типу сульфідів належать похідні H_2S , H_2Se , H_2Te . Серед них виділяють два класи: *клас моносульфідів* - галеніт, сфалерит, кіновар, піротин, пірит, марказит, молібденіт; *клас полісульфідів* - халькопірит, арсенопірит.

Тип оксидів і гідрооксидів – це клас мінералів представлений хімічними сполуками кисню з різними хімічними елементами, що нараховує близько 300 мінеральних видів. Найбільше розповсюджені природні оксиди Si, Fe, Mn, Al, меншою мірою - Si, U. Утворення природних оксидів пов'язане з різними геологічними процесами - ендегенними, екзогенними, метаморфічними. Важливе практичне значення природних оксидів визначається тим, що до них належать важливі рудні мінерали. Наприклад: магнетит, гематит, піролюзит, каситерит, ільменіт, рUTIL та інші мінерали, а також кварц, корунд, рубін, сапфір, ювелірні різновидності хризоберилу.

Тип солей кисневих кислот. До цього типу належить переважна більшість відомих мінералів земної кори, які залежно від кислоти (за рахунок якої вони утворились) поділяються на такі класи:

- 1) клас силікатів - олівін, гранати, циркон, топаз, каолінит, ніфелін;
- 2) клас боратів - борацит;
- 3) клас фосфатів - апатит, бірюза;
- 4) клас карбонатів - кальцит, магнезит, доломіт, малахіт;
- 5) клас вольфраматів - шееліт, вольфраміт;
- 6) клас сульфатів - ангідрит, барит, гіпс;
- 7) клас нітратів - натрієва селітра, калієва селітра.

Тип галоїдів. До цього типу належать солі галоїдних кислот (HF, HCl, HBr та HI), в яких водень заміщується лужними або лужноземельними металами, або Si, Pb, Ag, Hg і Mn. З кристалохімічної позиції - це характерні сполуки з координаційним типом зв'язку. В даному типі виділяють два класи:

- 1) клас фторидів - флюорит;
- 2) клас хлоридів - галіт, сильвін.

Тип вуглеводневих (органічних) мінералів. До цього типу належать солі органічних кислот, бітуми і смоли. З огляду кристалохімії - це молекулярні сполуки із залишковим типом зв'язку. В даному типі виділяють такі класи:

- 1) клас твердих вуглеводнів - озокерит;
- 2) клас ліптобіолітів (викопних смол) - бурштин.

1.5 Гірські породи та їх класифікація

В земній корі та на її поверхні під дією різноманітних геологічних процесів сформувалися і продовжують формуватися різноманітні асоціації мінералів, які одержали назву "гірські породи".

Гірські породи - це природні мінеральні агрегати, які складають літосферу Землі у вигляді самостійних геологічних тіл. Традиційно, під гірськими породами розуміють тільки тверді тіла, хоча в ширшому розумінні до них також відносять воду, нафту, природні гази. Вважається, що гірськими породами складені верхні оболонки планет земної групи, а також Місяць та астероїди.

Залежно від умов формування, серед гірських порід виділяють три основні генетичні групи:

а) магматичні породи, які утворилися в процесі кристалізації або застигання складного природного розплаву - магми (лави);

б) осадові породи, які утворилися за рахунок механічного, хімічного і біологічного процесів в приповерхневій зоні земної кори;

в) метаморфічні породи, формування яких пов'язане з переродженням (перекристалізацією) первинних осадових або магматичних гірських порід на відповідних глибинах земної кори під впливом різноманітних фізико-хімічних факторів.

Незважаючи на відокремленість виділених вище трьох основних груп гірських порід, деякі з них пов'язані між собою перехідними групами. Так, магматичні та осадові породи мають проміжну групу вулканічно-уламкових порід. Крім того, як магматичні, так і осадові породи можуть бути різною мірою метаморфізованими, аж до повного переплавлення.

Магматичні та метаморфічні гірські породи складають близько 90% об'єму земної кори, решта 10% припадає на долю осадових гірських порід, але вони займають близько 75% площі земної поверхні.

Практичне значення гірських порід надзвичайно велике. З ними генетично пов'язані більшість рудних і нерудних корисних копалин, в тому числі вода, нафта і газ. Часто гірські породи самі є корисними копалинами, тобто об'єктами розробки. Це різноманітні будівельні матеріали (піски, гравій, вапняки, граніти, базальти та ін.), апатити, фосфорити, різноманітні солі. Крім того, всі види господарської діяльності відбуваються на поверхні геологічного середовища, яке складається з різноманітних гірських порід.

Магматичні гірські породи

Джерелом утворення магматичних гірських порід є магма або лава.

Магма - це розплавлена вогняно-рідинна маса, переважно силікатного складу, яка виникла в земній корі або верхній мантії та утворила при застиганні магматичні гірські породи. Магма – складний розчин великої кількості хімічних елементів і сполук, серед яких переважають Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, O, H, S, Cl, P. Кристалізація цих компонентів може проходити як в надрах Землі, так і на її поверхні.

В вулканічних областях магма досягає земної поверхні і виливається у вигляді лави. Вона утворює в жерлах вулканів екструзивні тіла або викидається з газами у вигляді попелу. Останній, у суміші з уламками бокових порід та осадовим матеріалом, формує різноманітні туфи.

Лава - це гаряча рідинна або повністю розплавлена маса гірських порід, вилита або витиснута на поверхню Землі під час вулканічного виверження. Вона відрізняється від магми відсутністю летких компонентів, деякими геологічними і фізико-хімічними властивостями.

Магматичні маси, що застигають на глибині, утворюють різні за формою і розмірами інтрузивні тіла. За розмірами вони бувають від дрібних, що виповнюють тріщини, до величезних масивів, які охоплюють площу в багато тисяч кв. км. Серед вилитих на поверхню вулканічних гірських порід, переважають базальти, а серед сформованих на глибині - граніти.

Гірські породи, що утворилися при кристалізації магми на глибині, одержали назву **інтрузивних**. Породи, які утворилися в результаті затвердіння лави на поверхні Землі або на незначних глибинах, названі **ефузивними**. Окремо виділяють, так звані, жильні породи. Їх формування пов'язане з проникненням магми по тріщинах у бокові породи.

Природні магми мають різний хімічний склад. Однак склад початкової магми остаточно не відомий. Деякі вчені вважають, що початковою була базальтова магма, з якої в процесі еволюції виникають всі інші типи магми. Інші вважають, що спочатку існували два типи магми - гранітна і базальтова.

Мінеральний склад магматичних гірських порід тісно пов'язаний з їх хімічним складом. Одночасно він також залежить від умов формування окремої породи. Інтрузивні породи формуються на значних глибинах, що сприяє повільній і повній розкристалізації магми з утворенням цілої гами мінералів. Застигання лави, яка вилилась на поверхню Землі, призводить до повної втрати летких компонентів, що сприяє швидкому застиганню. В більшості випадків утворюється склоподібна маса з незначною кількістю кристалічних вкраплень окремих мінералів.

Магма може зазнати перетворень і змінити свій склад, попадаючи в інші умови, ніж ті, в яких вона утворилась. Це призводить до утворення різних за мінеральним складом гірських порід. Диференціація магми може відбуватись до розкристалізації або в процесі кристалізації. Місцем диференціації може бути проміжне магматичне джерело або місце її застигання.

Магма - складний розчин, в якому випадання твердих фаз визначається законом діючих мас і розчинністю компонентів. Тому в багатій на алюмосилікати і лужні компоненти магмі, польові шпати виділяються раніше від темноколірних мінералів. А у сильно перенасичених кремнеземом - першим часто виділяється кварц. Навіть в магмі одного складу кристалізація змінюється залежно від температури, тиску і вмісту летких компонентів.

Детальне вивчення магматичних порід дозволило розробити відповідні класифікації. Найбільш обґрунтованими класифікаціями магматичних порід є класифікації, які базуються на хімічному і мінеральному складі. Одночасно всі класифікації відображають специфіку формування і умови утворення тієї чи іншої породи.

Головним компонентом, покладеним в основу хімічної класифікації магматичних інтрузивних та ефузивних гірських порід, є вміст в них SiO₂. Залежно від вмісту SiO₂ всі магматичні породи об'єднують в чотири групи. Окремо виділяють групу лужних порід (таблиця 1.1).

Таблиця 1.1 - Класифікація магматичних гірських порід

/п	Типи порід	Породи		Мінеральний склад
		Інгузивні	ефузивні	
I	Ультр а-основні $\text{SiO}_2 < 45\%$	перид о-тити, дуніт и, піро- ксеніт и	пікр ити, кім- берл іти	олівін, піроксен, рудні мінерали, рідко рогова обманка
I	Осно вні SiO_2 45 – 52%	габро, лабра до-рити	база льти	основний плагіоклаз, піроксени, біотит, олівін
II	Серед ні SiO_2 52 – 65%	діори ти, квар- цеві діорити	анде зити, анде- зито ві порфіри	середній плагіоклаз, рогова обманка, слюди, калієвий польовий шпат
V	Кислі SiO_2 > 65%	граніт и, грано діорити	ріол іти, даци ти	кварц, польові шпати, кислий плагіоклаз, слюди
	Лужн і Na_2O + K_2O + Li_2O 9 – 12%	норма льні сіє- ніти, лужні сієніти, ніфелінові сієніти	трах іти, трахі- тові порфіри, фон оліти	ніфелін, альбіт, ортоклаз, авгіт

Осадові гірські породи

Осадова гірська порода - це геологічне тіло, яке складається з мінеральних або органічних утворень, що сформувалося на поверхні суші або на дні водойми та існує в термодинамічних умовах, характерних для верхньої частини літосфери.

Вихідним матеріалом для утворення осадових гірських порід є продукти вивітрювання магматичних, метаморфічних і більш давніх осадових порід; продукти життєдіяльності організмів, вулканічної діяльності, випадання в осад хімічних сполук з атмосферних газів і води, космічного матеріалу.

Осадовий матеріал, що утворився на поверхні суші переміщується водою, вітром, льодом та іншими екзогенними факторами і поступає у водні басейни. В процесі переносу відбувається його диференціація за розмірами і густиною та часткове осадження на шляху перенесення.

Процес осадонакопичення являє собою комплекс механічних, фізичних, хімічних і біологічних перетворень, які відбуваються в декілька етапів - утворення осадового матеріалу, його перенесення, накопичення і перетворення в осадову гірську породу. Ці етапи називають **літогенезом**. Вони відбуваються за невеликий геологічний проміжок часу, який, в більшості випадків, не перевищує декілька десятків тисячоліть.

Наступна після літогенезу стадія називається стадією катагенезу. Вона, залежно від особливостей геологічного розвитку території, може тривати декілька сотень мільйонів і навіть мільярди років.

Осадові гірські породи складають близько 10% маси земної кори і покривають 75% поверхні Землі. Основне їх поширення - на материках (752 млн.км²), шельфах і континентальних схилах (158 млн. км³). На дно океанів припадає 190 млн. м³. В межах материків близько 20% об'єму осадових гірських порід залягають на платформах і 48% - в геосинкліналях. Товщина осадової оболонки

коливається від часток метра до 10-15 км і можливо навіть більше. Але, в порівнянні з всім об'ємом Землі, це складає надзвичайно малу частину. Нижче осадових порід переважно залягають метаморфічні або магматичні породи.

Формування осадових гірських порід надзвичайно складний природний процес, який проходить в різних умовах і визначається різноманітними факторами та силами земного та космічного походження. Серед них головну роль відіграють тектонічні процеси, клімат, рельєф, життєдіяльність тварин і рослин та ін. Крім того, на утворення осадових гірських порід значний вплив здійснюють: газовий склад атмосфери, сольовий склад і мінералізація вод гідросфери, інтенсивність і форми прояву вулканічної діяльності, склад порід областей живлення та інші фактори.

Осадові гірські породи формуються за рахунок ряду компонентів, що виникають на різних стадіях літогенезу. Основними складовими частинами цих порід є уламкові, хемогенні, біогенні, вулканогенні, колоїдні та космічні компоненти. При цьому, осадові породи можуть включати одну, а найчастіше декілька відмічених складових частин. Найголовнішими з них є уламкова, хемогенна, біогенна, а в давніх відкладах і вулканогенна складові. Роль космічного матеріалу в процесі породоутворення невелика і характерна для порід геосинклінальних областей.

Названі компоненти перебувають у різних поєднаннях та кількісних співвідношеннях, навіть при однаковому хемогенному, біогенному або уламковому походженні. Ця обставина викликає суттєві труднощі при систематизації осадових порід. До сьогодняшнього дня поки що не існує єдиної схеми їх класифікації. Тому, найчастіше застосовується поділ осадових гірських порід, в основу якого покладено умови утворення, структуру і склад основної частини породи. Виділяють три основні групи осадових порід - уламкові, хемогенні та органогенні (таблиця 1.2).

Таблиця 1.2 - Класифікація осадових гірських порід

Уламкові породи					
Підгрупи порід	Розмір уламків, мм	Рихлі		Зцементовані	
		округлі	кутоваті	округлі	кутоваті
Грубоуламкові (псефіти)	>1000	Глиби	Глиби	Глиб. конглом.	Глиб. брекчія
	1000-500	Валун крупний	Валун крупний	Валунний конгломерат	Валунна брекчія
	500-250	Валун середній	Валун середній		
	250-100	Валун дрібний	Валун дрібний		
	100-50	Галька крупна	Щебень крупний	Гальковий конгломерат	Щебнева брекчія
	50-25	Галька середня	Щебень середній		
	25-10	Галька дрібна	Щебень дрібний		
	10-5	Гравій крупний	Дресва крупна	Гравіт крупний	Дресвіт крупний
	5-2,5	Гравій середній	Дресва середня	Гравіт середній	Дресвіт середній
	2,5-1,0	Гравій дрібний	Дресва дрібна	Гравіт дрібний	Дресвіт дрібний
Середньо-	1,0-0,5	Пісок крупнозер.		Пісок крупнозер.	

уламкові, піщані (псаміти)	0,5 -0,25	Піс ок се- редньозер.		Піс ков се- редньозер.	
	0,2 5-0,1	Піс ок дрібнозер.		Піс ковик дрібнозер.	
Дрібно- уламкові (алеврити)	0,1 -0,05	Але врит крупнозер		Але вроліт крупнозер	
	0,0 5-0,025	Але врит середнзер.		Але вроліт середнзер.	
	0,0 25-0,01	Але врит дрібнозер.		Але вроліт дрібнозер.	
Тонко- уламкові, глинисті (пеліти)	0,0 1-0,001	Гл ина груба		Ар гіліт грубий	
	<0, 001	Гл ина тонка		Ар гіліт тонкий	

Продовження таблиці 1.2

Назва підгруп	Органогенні	Хемогенні
Карбонатні	Вапняк кораловий, вапняк фузуліновий, вапняк-ракушняк, крейда, мергель	Вапняк хемогенний, доломіти, мергелі
Кременисті	Діатоміт	Опока, кремій
Залізисті	-	Залізна руда, лімоніт
Алюміністі	-	Боксити
Фосфатні	-	Фосфорити
Галоїдні (соляні)	-	Кам'яна сіль, калійна сіль
Гіпсові (сірчаноокислі)	-	Гіпси, ангідрити
Каустобіоліти	Нафта, горючий газ, бур та кам'яне вугілля, торф, озокерит, горючий сланець	-

Якщо порода складається з декількох складових частин, то основою для її належності до конкретної групи є кількісне співвідношення між цими частинами. До уламкових належать породи, в яких уламковий матеріал складає понад 50%. До хемогенних і біогенних – породи із вмістом хімічних і біогенних компонентів понад 50%.

В кожному із основних генетичних типів порід поділ на більш дрібні категорії проводиться за додатковими ознаками. В уламкових породах цими ознаками є структурні особливості (розмір і форма уламків); в хемогенних та органогенних - хімічний склад, кількісне співвідношення складових частин, структура, комплекс і ступінь збереженості органічних залишків.

Метаморфічні гірські породи

Назва "метаморфізму" походить від грецького слова "метаморфоз", що означає переродження. Отже, метаморфічні гірські породи утворюються в результаті значної переробки осадових і помірно переробкою магматичних гірських порід в надрах земної кори. Ці переродження супроводжуються сильною або незначною перекристалізацією порід в твердому стані, переважно без суттєвого розплавлення порід метаморфізації.

Метаморфічні породи мають досить широке розповсюдження в земній корі. Вони є основною складовою частиною найдавніших утворень, в тому числі й більшості древніх гірських систем. З цим

типом гірських порід генетично пов'язані родовища урану, золота, молібдену, вольфраму, заліза, дорогоцінного і технічного каменю, керамічної та діелектричної сировини та ін. Процеси формування метаморфічних гірських порід відбуваються під впливом високих температур, тисків та циркуляції водних і газових розчинів.

Температура. На основі сучасних досліджень вважають, що метаморфізм відбувається при температурах від 300-400⁰С до 800-1000⁰С.

Тиск відіграє надзвичайно важливу роль при метаморфізмі. Швидкість зростання тиску з глибиною, головним чином, залежить від середньої густини вищезалігаючих порід і становить 25-30 МПа на 1 км глибини. При цьому, тиск може бути одностороннім (стрес) і всестороннім (гідростатичним).

Підвищення температури в зонах метаморфізму сприяє прискоренню хімічних реакцій в декілька сотень разів, збільшує ступінь ізоморфної змішаності, призводить до розпаду кристалічних ґраток нестійких при цих умовах мінералів і формування більш стійких. Все це обумовлює перекристалізацію одних мінералів і появу інших. Багато мінералів, які в своєму складі мають воду, вуглекислий газ, хлор, бор, гідроксильну групу та інші легкорухомі компоненти, розкладаються і перетворюються у тверду і газоподібну форми.

Метаморфізм гірських порід, залежно від факторів, що переважають, поділяють на такі типи: **локальний**, який охоплює порівняно невеликі ділянки земної кори; **регіональний**, який охоплює значні території земної кори.

Метаморфічні породи належать до гірських порід, які за своїм зовнішнім виглядом і фізичними властивостями різко відрізняються від магматичних і осадових. Це пов'язано з тим, що первинні магматичні чи осадові породи, переходячи в метаморфічні, практично повністю змінюють свій зовнішній вигляд і ознаки. Особливо це стосується текстури і структури, характеру розподілу окремих мінералів в об'ємі та частково інших фізичних властивостей.

В основу класифікації метаморфічних гірських порід покладено ряд ознак, серед яких найважливішими є: хімічний і мінеральний склад, структура, текстура, види метаморфізму. Мінеральний склад дає змогу встановити тиск і температуру метаморфізму; структурні і текстурні особливості - глибину і способи метаморфізму; хімічний склад - характер первинних порід. Отже, основу класифікації метаморфічних порід складають типи метаморфізму.

Серед порід локального метаморфізму виділяють глинисті сланці, роговики, мармур, брекчії, вторинні кварцити, скарни тощо. Породи регіонального метаморфізму представлені гнейсами, амфіболітами, кварцитами, граніто-гнейсами та ін.

1.6 Основні етапи геологічного розвитку Землі та її рельєфу

В процесі розвитку цивілізації людину постійно цікавив вік Землі, її будова, походження, причини геологічних явищ і процесів. Робилось багато спроб визначення віку Землі, вцілому, та її основних структурних підрозділів. Але тільки поступове накопичення потрібних знань дозволило встановити геохронологічну послідовність та час геологічних подій відповідно до основних етапів розвитку планети. В результаті, в історії формування і розвитку Землі та геологічного субстрату почали виділяти **догеологічний** і **геологічний** періоди. **Догеологічний** період охоплює проміжок часу від моменту виникнення Землі, як планети, до початку формування земної кори. **Геологічний** період охоплює проміжок часу від початку формування земної кори до сьогоднішнього дня, коли на земній кулі основну роль почали відігравати ендегенні та екзогенні процеси, що перетворюють закладені раніше елементи геологічної будови.

Складний й довготривалий період розвитку земної кори можна відтворити на основі вивчення її речовинного складу, форм залягання мінеральних мас, структурних форм геологічних тіл, залишків рослинного і тваринного світу, що збереглися в товщі гірських порід земної кори.

Для визначення вікових взаємопоеднань гірських порід і структурних форм, в геології користуються **відносною** та **абсолютною системою геологічного літочислення**. Відносне літочислення визначає вік геологічних об'єктів і послідовність їх утворення за допомогою стратиграфічних методів. Абсолютне літочислення визначає час виникнення гірських порід, прояву геологічних процесів, їх тривалість в астрономічних одиницях (роках) радіологічними методами.

Методи визначення **відносного** віку гірських порід базуються на їх порівняльному аналізі та виявленні більш давніх і більш молодих гірських порід. Ці методи не дають змоги встановити тривалість геологічного формування, але з високою точністю визначають відносний вік сумісно

залягаючих порід. Відносна геохронологія використовує стратиграфічний, палеонтологічний та петрографічний методи.

Стратиграфічний метод базується на вивченні послідовності залягання шарів гірських порід в геологічному розрізі. При цьому, приймається, що нижній шар утворився раніше і є більш давній, ніж розташовані над ним шари. Це правило справедливе для непорушеного (первинного) залягання шарів гірських порід. Часто первинне залягання шарів може бути змінено тектонічними рухами. Шари можуть зім'ятися у складки, розірватися і переміститися один відносно одного на значні відстані. Тому, метод можна застосовувати тільки в тому випадку, коли в розрізі кожний нижчезалягаючий пласт узгоджено перекривається вищезалягаючим без розмиву і пов'язаний з ним поступовим переходом. Метод практично непридатний для районів сильної складчатості, насувів та інших тектонічних дислокацій.

Палеонтологічний метод базується на вивченні скам'янілих залишків вимерлих тварин і рослин, які існували на час утворення гірських порід, що їх містять. В основі методу лежить закон незворотності еволюції органічного світу. Організм ніколи не може повернутися до передпредкового стану, навіть тоді, коли він знаходиться в умовах, близьких до умов існування його предків. Порівняння скам'янілих залишків дає змогу встановити процес розвитку органічного світу і виділити в геологічній історії Землі ряд етапів з характерними видами рослин і тварин. Подібність керівних видів скам'янілостей в шарах гірських порід на різних територіях дозволяє допустити аналогічні фізико-географічні умови їх утворення. А знаючи абсолютний вік існування тих чи інших форм живих організмів, можна перейти до визначення абсолютного віку утворення конкретних шарів гірських порід.

Цей метод широко застосовують в геології. Він дає можливість визначити вік будь-яких шарів, які містять залишки скам'янілих організмів, незалежно від порушеності залягання гірських порід і відстані між територіями вивчення. Особливо важливе значення він має при стратиграфічному розчленуванні однорідної товщі гірських порід, що мають порівняно однаковий склад на значній території (флішові відклади). Застосування методу неможливе тільки у випадку відсутності залишків рослин і тварин, тобто у, так званих, "німих" товщах гірських порід.

Петрографічний метод базується на виділенні шарів або групи шарів, які відмінні від підстиляючих чи перекриваючих пластів. Відмінності встановлюють за кольором, речовинним складом, структурними і текстурними особливостями, включеннями, піщанистістю, глинистістю та іншими петрографічними показниками. На основі характерних особливостей в розрізі встановлюють найбільш помітні, відмінні від інших шари і пачки шарів. Наприклад, серед ритмічного чергування темно-сірих аргілітів і глинистих сланців зустрічаються пласти роговиків або туфітів, а серед монолітної товщі пісковиків - прошарки конгломератів, доломітів або строкатих аргілітів. Такі шари або пачки шарів можуть поширюватися на значних площах. Вони отримали назву "маркуючих горизонтів". За їх допомогою вдається порівняти геологічні розрізи між собою і побудувати зведений розріз для окремої площі, району або навіть цілого регіону. Однак, маркуючі горизонти, при простяганні на великі відстані, можуть змінювати свій літологічний склад і вік. Тому, застосування методу, при співставленні віддалених один від одного розрізів, може призвести до помилок при встановленні відносного віку окремих шарів і прошарків однієї і тієї ж товщі порід.

Не дивлячись на вказані недоліки цього методу, він є досить надійним при вивченні метаморфічних і магматичних порід. Без нього практично неможливо визначити відносний вік гнейсів, кварцитів, гранітів, діоритів та інших гірських різновидів.

Різновидом петрографічного методу є **мінералогічний метод**, що полягає у порівнянні за мінералогічними асоціаціями, ступенем діагенезу і метаморфізму шарів і пачок шарів (горизонтів). Застосовується він виключно на обмеженій площі при умові, що геологічний розвиток земної кори відбувався завдяки абсолютно однаковим процесам.

Абсолютна геохронологія визначає вік гірських порід в роках. Визначення віку проводиться за вмістом продуктів розпаду радіоактивних хімічних елементів, що містяться в гірських породах і мінералах. Процес розпаду проходить з постійною швидкістю протягом геологічної історії розвитку Землі. В результаті радіоактивного розпаду з'являються атоми стійких елементів, які не піддаються подальшому розпаду. Їх кількість збільшується відповідно до віку гірських порід. Різні елементи розпадаються з різною швидкістю, а тому розроблено декілька методів визначення віку гірських порід та створено шкалу абсолютного літочислення історії Землі.

Провідними методами ядерної геохронології є: **радіовуглецевий, калій-аргоновий, стронцієвий та свинцево-урано-торієвий.**

Радіовуглецевий метод застосовують для визначення віку гірських порід в межах до 60 тис. років. В атмосфері встановилась постійна концентрація атомів радіоактивного вуглецю ^{14}C з періодом напіврозпаду понад 5700 років. Рослини і тварини, в процесі життєдіяльності, засвоюють його в такій концентрації, в якій він знаходився в атмосфері у певний період. Після їх відмирання обмін речовин припиняється, а концентрація вуглецю в залишках організмів починає зменшуватися у зв'язку з його розпадом. Заміряючи вміст, можна встановити вік органічних залишків і, відповідно, гірських порід та час різних геологічних та історичних подій. За допомогою даного методу встановлено епохи зледеніння в Європі та в Північній Америці.

Калій-аргоновий метод базується на визначенні вмісту радіоактивного аргону в калієвих мінералах. Оскільки відомо, що в процесі самочинного розпаду калію, 11% атомів ^{40}K переходять в аргон ^{40}Ar , а решта 89% - в ізоотп кальцію ^{40}Ca , вік мінеральних утворень при цьому визначається за величиною співвідношення $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$. Чим більше це співвідношення, тим старший об'єкт, який вивчається. Однак радіогенний аргон відносно швидко виділяється із багатьох гірських порід. Тому цей метод застосовується переважно для визначення абсолютного віку осадових порід, які досить надійно затримують в собі радіогенний аргон. Крім того, можливості його застосування обмежуються температурою і тиском. Якщо породи піддавались нагріванню (понад 300°C) і високому тиску, то його застосування для визначення абсолютного віку гірських порід недоцільне.

Стронцієвий метод базується на розпаді рубідію ^{87}Rb і перетворенні його в ізоотп стронцію ^{87}Sr , якого за всю історію геологічного розвитку Землі накопичилось трохи більше 7%. Ізоотп ^{87}Rb присутній переважно у вигляді домішок в калієвих мінералах. Найчастіше це: польові шпати, слюди, біотит, мусковіт, лепідоліт. Абсолютний вік гірських порід цим методом визначають порівнюючи співвідношення цих ізоотпів з еталоном, який має нерадіогенне походження.

Стронцієвий метод переважно використовується для встановлення абсолютного віку вивержених магматичних порід, а також вапняків осадових гірських порід.

Свинцево-урано-торієвий метод використовується в різних варіантах і на сьогодні залишається одним з найбільш досконалих методів визначення абсолютного віку гірських порід. Баується він на тому, що свинець і гелій є кінцевими продуктами розпаду урану і торію. Для визначення віку за свинцем використовують мінерали: монацит, циркон, ураніт та ортіт, які зустрічаються в магматичних породах. Вік порід встановлюється за трьома ізоотпними співвідношеннями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{U}$, що дає можливість контролювати співставимість одержаних результатів.

Відхилення значень віку, обчисленого за допомогою цих співвідношень, переважно невеликі і дають змогу достовірно визначити абсолютний вік вивержених і метаморфічних гірських порід, для яких інші методи не дають результатів.

Широке застосування радіологічних методів дозволило визначити абсолютний вік практично всіх гірських порід та послідовно розмістити їх згідно часу утворення. Крім цього, вдалося встановити абсолютний вік найдавніших порід планети (чарнокіт), що складає близько 4,5 млрд. років. Однак належить зазначити, що максимальний вік для більшості гірських порід планети становить 3,6-3,8 млрд. років. Одночасно вік древніх гірських порід Місяця сягає 4,5 млрд. років. Закономірно, що найдавніші породи планети зазнали суттєвих змін під впливом різних геологічних процесів за тривалий період розвитку Землі.

Дані абсолютної геохронології та аналіз багатогранних форм розвитку органічного світу на нашій планеті дали можливість систематизувати гірські породи за віком та стратиграфічним положенням. Результатом систематизації стало складання загальноприйнятої **геохронологічної шкали**.

Геохронологічна шкала являє собою послідовний ряд геохронологічних еквівалентів загальних стратиграфічних підрозділів та їх таксономічної підпорядкованості. Вони визначають етапи розвитку Землі та її органічного світу. Назви стратиграфічних і геохронологічних одиниць в шкалі є міжнародними. Вони затверджені на II і III сесіях Міжнародного геологічного конгресу в 1881 і 1900 рр.

Підрозділи, що характеризують час, в геохронологічній шкалі відповідають певному рангу стратиграфічних підрозділів. Нижче наводяться стратиграфічні і геохронологічні підрозділи (таблиця 1.3).

Таблиця 1.3 – Підрозділи геохронологічної шкали

Стратиграфічні	Геохронологічні
Еонотема	Еон
Група (еротема)	Ера

Система	Період
Відділ	Епоха
Ярус	Вік

Стратиграфічні підрозділи застосовуються для позначення комплексу шарів гірських порід, а геохронологічні - для позначення часу, протягом якого ці комплекси шарів накопичувались.

В історії розвитку Землі виділяють два основні стратиграфічно-вікові підрозділи - криптозой і фанерозой, - що зветься *еони*.

Криптозой - найдавніший етап в історії розвитку земної кори та утворення найдавніших порід з ізотопним віком понад 3,5 млрд. років. Протягом криптозою активно проявлялися тектонічні деформації земної кори. Вони складають фундамент Східноєвропейської платформи і виходять на поверхню в межах Українського щита.

Відповідно до стратиграфічної шкали, криптозой поділяють на архей і протерозой.

Архей - найдавніший відрізок часу формування земної кори або нижній з двох стратиграфічних підрозділів криптозою (докембрію). Нижня геохронологічна межа архею становить 3650 млн. років, а верхня (з протерозоем) - 2600 млн. років.

Протерозой - давній етап формування земної кори або верхній з двох стратиграфічних підрозділів криптозою. Його нижня геохронологічна межа становить 2600 млн. років (кінець архею), а верхня - 570 млн. років. Для раннього протерозою характерне глобальне розширення континентальної земної кори, утворення глибинних розломів і рифтів та магматична діяльність. Протягом пізнього протерозою формувався осадовий покрив, утворений породами, близькими за складом до фанерозойських. Подекуди породи деформовані внаслідок активних складкоутворюючих процесів байкальської епохи.

Фанерозойський етап охоплює 570 млн. років. Його поділяють на *палеозойську, мезозойську і кайнозойську ери*, базуючись на еволюції органічного світу, характері геологічних процесів і особливостей формування рельєфу земної поверхні. Кожний з підрозділів поділяється на більш дрібні етапи (*періоди*), які виділені на основі аналізу палеонтологічних даних.

Протягом геологічної історії розвитку Землі, періоди відносного спокою тектонічного розвитку літосфери неодноразово змінювались епохами активного вулканізму і гороутворення. Найбільш помітні наслідки в геологічній будові і рельєфі залишили байкальська, каледонська, герцинська, мезозойська та альпійська фази складчастості.

Всі епохи складчастості являють собою закінчені тектонічні цикли. На початку кожної епохи проходило опускання значних територій і затоплення суші морем. В морських умовах накопичувались товщі осадових гірських порід. Потім відбувались висхідні тектонічні рухи, які призводили до відступання моря. Закінчувався тектонічний цикл зім'яттям порід у складки і гороутворенням. Тектонічні рухи супроводжувались розривами і розломами літосфери, інтрузивним та ефузивним вулканізмом, який досягав найбільшої інтенсивності в період гороутворення в геосинкліналях. Після кожної такої епохи площа платформ збільшувалась внаслідок приєднання до них геосинклінальних областей, які в результаті тектонічного розвитку набули жорсткості, властивої континентальним платформам.

Періоди – це відрізок часу, протягом якого утворились відклади, що містять типові для цього часу види органічних форм. Комплекс порід, що утворились протягом конкретного періоду називається *системою*. Назви періодів (систем) здебільшого пов'язані з назвою тієї місцевості, де відповідні відклади були вперше описані. Іноді їх назву визначає склад домінуючих порід. Так, наприклад, девонську систему названо на честь графства Девоншир в Англії, пермську - за назвою Пермської області Російської Федерації, кам'яновугільну - за широким поширенням в її відкладах кам'яного вугілля, крейдову - за наявністю в ній значних відкладів звичайної крейди.

Підрозділи стратиграфічної шкали переважно мають ті ж назви, що й підрозділи геохронологічної шкали. Так, палеозойській ері відповідає палеозойська група порід, а протягом юрського періоду утворилась юрська система відкладів. Однак назви відділів переважно не співпадають з назвами епох. При поділі періодів на три епохи здебільшого застосовують назви: пізня, середня і рання. Стратиграфічно кожній з цих епох відповідають відділи - верхній, середній і нижній. При поділі на дві епохи вони мають назви пізня і рання, а відділи – верхній і нижній, згідно з послідовністю їх залягання в земній корі.

Стратиграфічне дослідження в певній місцевості розпочинають на конкретному розрізі осадових або вулканогенних порід. За допомогою різних методів виділяють і прослідковують природні

геологічні тіла, вивчають послідовність їх залягання у розрізі і зміну літологічного складу в плані, складають місцеву стратиграфічну схему.

Основним підрозділом місцевої схеми є *світи*, які поділяються на *підсвіти*. Дві або більше світ, які характеризуються загальними ознаками, об'єднуються у *серії* і мають свою назву. Комплекс об'єднує дві або більше серій і також має свою власну назву. Місцеві стратиграфічні підрозділи відповідають реальним геологічним тілам. Їх наявність не залежить від порівняння з підрозділами загальної шкали і замінюватися цими підрозділами не можуть.

Для геологічного району, великого палеобасейну седиментації або палеогеографічної області встановлюються регіональні стратиграфічні підрозділи. Основною одиницею в цьому випадку є *горизонт*, який являє собою сукупність одновікових світ. В більшості випадків горизонт називається за назвою однієї з характерних світ.

ЛЕКЦІЯ 3. ПРОЦЕСИ ВНУТРІШНЬОЇ ГЕОДИНАМІКИ–ЕНДОГЕННІ ТА ЇХ РОЛЬ У ФОРМУВАННІ РЕЛЬЄФУ

Геологічні процеси, які проходять в надрах Землі, мають назву *ендогенних*. Вони відбувалися і відбуваються за рахунок теплової енергії Землі починаючи з часу її появи.

Ендогенні процеси проявляються через магматизм, виверження вулканів, метаморфізм, землетруси та деформацію земної кори тощо. При цьому, відбувається не тільки значний перерозподіл мінеральної речовини у верхніх оболонках Землі та перехід її з одного стану в інший, але й пересування величезних мас гірських порід і продуктів геологічної діяльності на значні відстані. Про інтенсивність ендогенних процесів свідчать потужні виверження вулканів, землетруси, гороутворення, виникнення тріщин на поверхні Землі тощо.

Глибинне тепло Землі переважно має радіоактивне походження. Відповідна кількість тепла виділяється й при гравітаційній диференціації. Безперервна генерація в надрах Землі призводить до виникнення теплових потоків, спрямованих до поверхні.

На деяких глибинах в надрах Землі при сприятливому поєднанні речовинного складу, температури і тиску, можуть виникати джерела і зони часткового розплаву. Таким шаром у верхній частині є астеносфера - основне джерело утворення магми. В ній можуть виникати конвекційні потоки, які служать основною причиною проявлення вертикальних і горизонтальних рухів в літосфері. Конвекційні процеси в масштабах всієї мантиї приводять до загальнопланетарних горизонтальних переміщень літосферних плит.

Під впливом теплового потоку або безпосереднього тепла, привнесеного піднятою глибинною магмою, виникають, так звані, корові джерела магми у самій земній корі. Досягаючи приповерхневих частин кори, магма поступає в них у вигляді різноманітних за формою інтрузивів або виливається на поверхню, утворюючи вулкани.

Гравітаційна диференціація призвела до розшарування Землі на геосфери різної густини. На поверхні Землі вона проявляється через тектонічні рухи, які, в свою чергу, призводять до тектонічних деформацій порід земної кори і верхньої мантиї. Накопичення й наступне розвантаження тектонічних напруг вздовж активних розломів призводить до землетрусів.

Ендогенні геологічні процеси змінюють не тільки речовинний склад цілих регіонів земної кори, але й рельєф самої поверхні. Залежно від форм прояву, ендогенні геологічні процеси поділяють на чотири групи: 1) магматогенні; 2) метаморфогенні; 3) тектоногенні; 4) землетруси. Нижче приводиться коротка характеристика названих процесів і описуються форми рельєфу, що утворюються внаслідок їх прояву.

2.1 Магматизм і форми його прояву

Магматизм - це сукупність геологічних явищ, пов'язаних з виплавленням магми, її еволюцією, переміщенням, взаємодією з твердими породами і застиганням. Магматизм - це один з найважливіших проявів глибинної активності Землі.

Головним фактором магматичних процесів або магматизму є *магма*, яка являє собою розплавлену вогняно-рідинну масу переважно силікатного складу. Магма виникає в земній корі або верхній мантиї й утворює при застиганні магматичні гірські породи. В окремих випадках бувають магматичні розплави несилікатного складу, наприклад, лужно-карбонатного або сульфідного.

Магма - складний розчин великої кількості хімічних елементів, серед яких переважають Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, O, H, S, Cl, P. Поряд з типовими катіонами в магмі знаходяться аніони, які представлені переважно сполуками кремнію з киснем на основі, так званого, тетраедра (SiO₄). Наявність Ti, Al і деяких інших елементів призводить до утворення більш складних комплексних аніонів. Крім того, магматичний розплав містить сульфідні і сполуки типу триоксиду заліза, атоми окремих металів і молекули розчинних газів.

У вулканічних областях магма, досягаючи земної поверхні, виливається у вигляді *лави*. В жерлах вулканів вона утворює екструзивні тіла або викидається разом з газами у вигляді попелу. В подальшому, разом з уламками гірських порід та осадовим матеріалом лава формує різноманітні туфи. Магматичні маси, які застигають на глибині, утворюють різноманітні за формою і розміром інтрузивні геологічні тіла - від малих (що заповнюють тріщини), до величезних масивів з площами поширення в плані до багатьох тисяч квадратних кілометрів. Серед гірських порід, що утворились з магми на поверхні переважають базальти, а на глибині - граніти.

В сучасну геологічну епоху процеси магматизму активно проявляються в межах Тихоокеанського вулканічного кільця, серединно-океанічних хребтів, рифтових зон Африки і Середземномор'я. Рух магми в земній корі цих регіонів пояснюється рядом факторів. Це: наявність в земній корі різноманітних розривних порушень, які простягаються на сотні кілометрів в довжину і десятки кілометрів на глибину; процеси гороутворення в окремих регіонах, які призводять до зім'яття в складки гірських порід і до виникнення ослаблених зон, по яких проникає розплавлена магма. Суттєвим фактором проникнення магми у верхні горизонти земної кори є переробка гірських порід, які контактують з магматичним джерелом.

Характерною особливістю інтрузивного магматизму є те, що він відбувається на значних глибинах у закритій термодинамічній системі, яка сприяє повній і повільній розкристалізації магми. Початком розкристалізації магми вважається її рух у верхні горизонти земної кори. Форми прояву магматизму залежать від геологічних умов утворення та просування магми і тісно пов'язані з тектонічними рухами земної кори. Якщо магма не досягає поверхні Землі, а застигає всередині земної кори, то утворюються глибинні магматичні тіла - *інтрузії*.

Головною причиною різноманітності магматичних гірських порід є кристалізаційна диференціація. Це підтверджено петрографічними спостереженнями та експериментальними дослідженнями. Основними причинами, які призводять до утворення і відділення кристалів від розплаву, є відтиснення розплаву від кристалів під дією тектонічних сил і під дією сили тяжіння. При розкристалізації магми процес гравітаційного фракціонування є основним. Він базується на послідовній кристалізації силікатів, починаючи від найбільш тугоплавких і важких та закінчуючи легкоплавкими і легкими.

Ефузивний магматизм, на відміну від інтрузивного, проявляється в областях подрібненої земної кори та в зонах розломів, по яких магма піднімається вгору і виливається на поверхню Землі. Процес виходу магми на денну поверхню називається *вулканізмом*. А процес перетворення рідкої і рухомої магми в важку і менш рухому лаву обумовлений активною дегазацією на поверхні та втратою летких хімічних елементів.

В результаті вулканічної діяльності на поверхні Землі формуються своєрідні утворення, які одержали назву *вулканів*. Вони, як правило, виникають в певних областях планети, що об'єднані в величезні зони активного вулканізму.

Вулкани - це геологічні споруди, які виникли над каналами і тріщинами в земній корі, по яких відбувається виверження на земну поверхню магматичних розплавів, гарячих газів та уламків гірських порід. В середньому вулкани Землі виносять на її поверхню не менше 5-6 куб. км вулканічного матеріалу за рік, приблизно 80% якого викидають підводні вулкани і лише 20% - наземні.

Наземні вулкани переважно являють собою окремі конусоподібні гори з центральним кратером, що складені продуктами виверження. Розміри вулканів залежать від їх гіпсометричного положення. Максимальна відносна висота (перевищення вершини конуса над основою) для діючих вулканів досягає: в океанах до 9 км; в межах островних дуг 6 км і в гірських системах до 3 км. Середня висота діючих на Землі вулканів становить 1750 м, а об'єм - 85 куб. км.

Основним елементом вулкану є його жерло, яке являє собою канал, що з'єднує верхню частину вулкану з глибинним магматичним джерелом. Через нього проходить винесення на денну поверхню магми-лави, насиченої різноманітними газами та уламками захоплених порід. Тіло вулкану складається виключно з продуктів виверження, які представлені вулканічним попелом, уламками гірських порід і продуктами застиглої лави (рис.2.1).

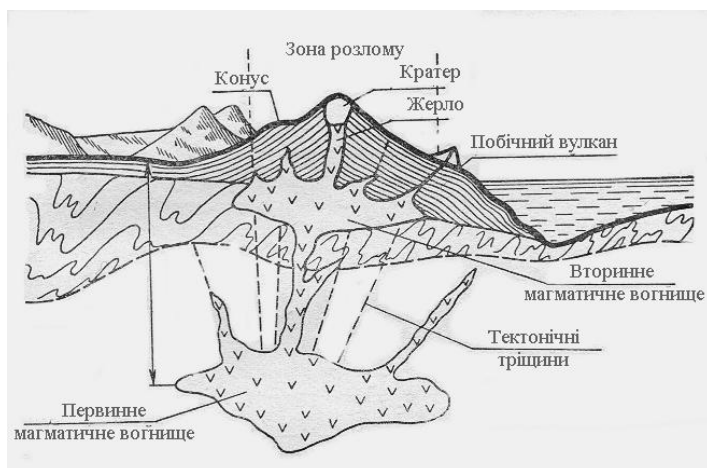


Рисунок 2.1 – Схема будови вулкану

Процес формування вулкану може супроводжуватися потужним вибухом газів або відбуватися спокійно. В першому випадку гази вивільнюються при виверженні лави та одночасно викидають в атмосферу попутно захоплені частини лави і, подрібнені вибухом, вміщуючі гірські породи. Тіло вибухових вулканів переважно склепінчастоподібне і в більшості випадків асиметричне.

При спокійному утворенні вулкану відбувається, в основному, вилив лави, а тіло вулкану формується з продуктів її застигання. Форма таких вулканів має конусоподібний симетричний вигляд.

Формування вулканів лише в рідкісних випадках відбувається в процесі одного викиду. Переважна більшість вулканів формується в процесі багаторазових періодичних або спорадичних вивержень. Прояв вулканізму - одне з найграндіозніших геологічних явищ, які відбуваються на планеті. Їх геологічне значення в історії розвитку земної поверхні надзвичайно велике. Встановлено, що жодна область нашої планети не формувалася без участі вулканічних процесів. Близько 35-40% території більшості країн світу сформувалось в результаті вулканічної діяльності. Окремі ж регіони планети (Ісландія, Гавайські острови, Японія та інші) на 80-90% складені вулканічними відкладами.

Отже, вулканічна діяльність на нашій планеті з різною інтенсивністю проявлялась в усі геологічні епохи. Вона продовжується і зараз. Всі сучасні вулкани на Землі поділяються на діючі, потенційно діючі, умовно згаслі та згаслі.

До діючих належать вулкани, які викидали продукти вулканізму або виділяли гарячу воду і гази за останні 3500 років історичного часу. Загальна кількість таких вулканів на Землі - 947. В процесі вулканічної діяльності на денну поверхню і в атмосферу виноситься величезна кількість різних мінеральних речовин у вигляді газоподібних, рідких і твердих продуктів.

Газоподібні продукти, або фумароли, мають високу температуру і різноманітний склад. Рідинні продукти - представлені лавою та водою. Тверді продукти виверження вулканів (пірокласти) являють собою уламки гірських порід і затверділої лави різної величини. При цьому, більші уламки розташовуються ближче до жерлової частини вулкану, а менші відносяться на певну відстань від конусу вулкану. Пиловидні тверді продукти можуть переноситися на значні відстані від кратера вулкану і утворювати вулканогенно-уламкові або пірокластичні породи.

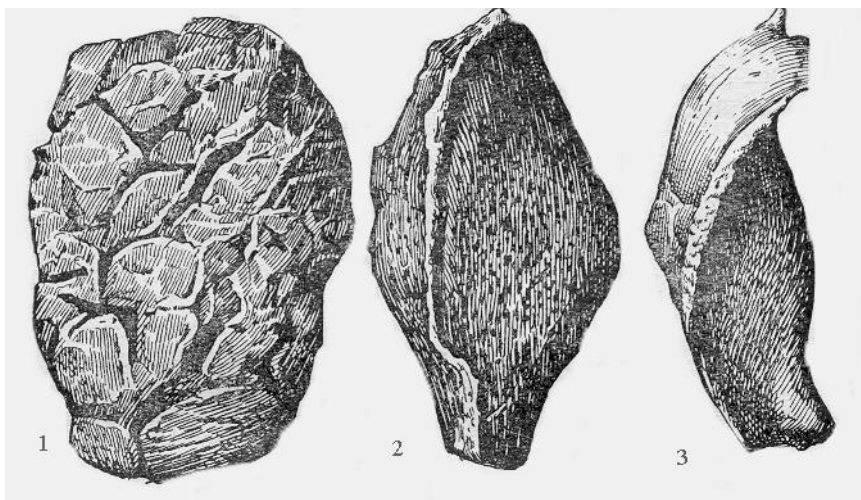
Залежно від величини уламків, тверді продукти вулканічних вивержень поділяються на **вулканічні бомби, лавілі, вулканічний пісок і попіл**.

Вулканічна бомба - це застиглий уламок лави, викинутий під час виверження із жерла вулкану в рідкому стані. Форма вулканічних бомб залежить переважно від складу лави (рис. 2.2).

Лавілі - викинуті тверді уламки лави величиною до 1,5-3 см. Їх форма дуже різноманітна - краплеподібна, овальна, куляста та ін. Внутрішня будова суцільна або пухирчаста, часто шлакоподібна.

Вулканічний пісок - це тверді уламки-зерна величиною 1-5 мм. Зерна переважно мають ізометричну форму, кутоваті, щільні.

Рисунок 2.2 – Вулканічні бомби



1 – хлібоподібна; 2 – грушовидна; 3 - закручена

Вулканічний попіл - це пірокластичний матеріал з розміром частинок менше 2 мм, утворений в результаті подрібнення вулканічним вибухом виверженої застиглої лави і продуктів більш ранніх вивержень.

Тверді продукти вулканічних вивержень з часом ущільнюються, зцементовуються і перетворюються у щільні породи, які одержали назву пірокластичних ефузивних порід. Серед цих порід виділяють вулканічні туфи, туфіти, туфогенні пісковики і туфогенні конгломерати за характером уламків, їх кількістю, формою і складом цементу.

Залежно від місця формування розрізняють **наземні** і **підводні** вулкани.

Для наземних вулканів характерним є викид в атмосферу великої кількості вулканічної речовини і розсіювання її на значних територіях. Виверження підводних вулканів переважно відбувається на материкових схилах і рідше в зонах океанічного ложа або шельфу.

Всі вулкани поділяються на тріщинні та вибухові за характером лавовивідних каналів і морфологічними особливостями вулканічних споруд.

Тріщинні вулкани пов'язані з глибокими тріщинами-розломами, які розсікають земну кору на багато сотень і навіть тисяч кілометрів. Наземна частина вулканів цього типу утворена серією склепінчастих підвищень і валів, навколо яких на значну відстань простягаються пласти застиглої лави.

Вибухові вулкани утворюються в місцях перетину магматичних потоків із величезними тріщинами в земній корі. При проникненні магми вони перетворюються у неправильної форми циліндричний канал, який називається вулканічним жерлом.

Сучасні діючі вулкани відомі в усіх основних геолого-структурних зонах і геологічних районах Землі. На початок 1980 р. на земній кулі було відомо 947 діючих вулканів, в т.ч. 139 підводних. Однак їх розподіл на поверхні Землі надзвичайно нерівномірний. Спостерігається пряма залежність між їх кількістю та тектонічною активністю структурно-геологічних регіонів. Найбільша кількість діючих вулканів із розрахунку на одиницю площі припадає на острівні дуги (Камчатка, Курильські острови, Індонезія та ін.) та гірські споруди Південної та Північної Америки. Тут знаходяться також і найбільш активні вулкани світу, що характеризуються найбільшою частотою вивержень.

Якщо розглядати зосередженість вулканів по частинах світу, то найбільша їх кількість знаходиться в екваторіальній зоні північної півкулі. В південній півкулі кількість діючих вулканів значно менша.

Вивчення просторового розташування вулканів на поверхні Землі показало, що їх формування і діяльність пов'язані з визначеними регіонами. Це - орогенні рухомі зони земної кори, в яких розвинуті глибинні розломи. Найбільшою такою зоною на нашій планеті є побережжя та острови Тихого океану, де вулкани утворюють, так зване, Тихоокеанське вогняне кільце. На сході воно охоплює західне побережжя Північної і Південної Америки; на заході - Нову Зеландію, острови Фіджі, Соломонові острови до Нової Гвінеї, далі простежується через Філіппіни, Японські та Курильські острови до Камчатки.

Другою зоною підвищеної вулканічної активності є Середземноморсько-Гімалайська смуга, яка простягається в широтному напрямку через Альпи, на Апеніни, Крим і Кавказ, аж до гір Малої Азії. В цій смузі розміщені діючі згаслі вулкани Везувій, Етна, Ліпарі, Ельбрус, Казбек, Арарат та ін.

Третя смуга поширення вулканів - Атлантична, яка простягається від Ісландії через Азорські та Канарські острови до островів Зеленого мису. Одним з найбільших діючих вулканів цієї зони є Гекла в Ісландії. Більшість вулканів цієї смуги згаслі. Вони пов'язані, головним чином, з рифтовими зонами - вузькими і витягнутими розколами та осіданнями земної кори. Такими зонами є, наприклад, Східно-Африканська рифтова система і Серединно-Атлантичний хребет з розколюванням в осьовій зоні в межах Ісландії. До пересічень поздовжніх і поперечних розломів притаманні вулкани висотою понад 5000 м (Кенія, Кіліманджаро, Елгон та ін.).

Магматичні гірські породи в земній корі мають надзвичайно широке розповсюдження, а тому, вони сильно впливають на формування рельєфу. Переважно вони поширені у фундаментах давніх платформ і складчастих областей. В платформовому чохлі вони слабо розвинуті або повністю відсутні. Форми їх залягання залежать від геологічних умов утворення та розповсюдження магми і тісно пов'язані з тектонічними рухами земної кори.

Форма магматичних тіл може бути надзвичайно різноманітна і визначається характером залягання, відносно вміщуючих порід, та фізичними властивостями магми (лави).

При інтрузивному магматизмі існує два основних механізми поступлення магми у вміщуючу породу. Магма може проникати по площинах нашарування осадових гірських порід або по тріщинах,

які розсікають вміщуючу товщу. В першому випадку магма може припідняти пласти покрівлі або навпаки - викликати своєю вагою прогинання підстилаючих пластів.

При поступленні значних магматичних розплавів перекриваючі гірські породи розплавляються та асимілюються, а покрівля провалюється. Таким чином, магма сама формує собі простір, який вона займає. Від механізму поступлення магми залежить не тільки форма, але й контакт інтрузивних тіл з вміщуючими гірськими породами. Фізико-хімічні властивості магми також сильно впливають на форму і розміри інтрузивних тіл. Все це, в кінцевому випадку, призводить до утворення різноманітних форм рельєфу.

Форми залягання інтрузивних тіл можуть бути *узгодженими* або *неузгодженими*, залежно від співвідношення з вміщуючими осадовими або метаморфічними породами. Це також впливає на утворення відповідних форм рельєфу.

2.2 Метаморфізм, форми його прояву та рельєфотворне значення

Метаморфізм - це перетворення в метаморфічні гірські породи осадових і магматичних порід внаслідок перекристалізації та мінералогічних і хімічних перетворень.

Під метаморфізмом розуміють видозміни вже існуючих магматичних, осадових і раніше утворених метаморфічних гірських порід, при яких утворюються нові породи з новими мінеральними асоціаціями, структурними і текстурними ознаками. Метаморфізм поділяється на ендегенний, який проходить під впливом на породи тепла, флюїдів і тиску вищезалягаючих шарів Землі, та космогенний, який виникає в астроблемах, тобто величезних метеоритних кратерах.

Ендегенний метаморфізм поділяється на *регіональний* і *локальний*. В результаті регіонального метаморфізму утворюються метаморфічні сланці (представлені філітами, слюдистими сланцями, гнейсами, амфіболітами та ін.), а також кварцити і мармур. Цей тип метаморфізму поширюється на геосинклінальні вулканогенні, вулканогенно-осадові та осадові відклади в ході еволюційного розвитку складчастих зон. Розрізняють ранній (догранітний) метаморфізм геосинклінальної стадії розвитку рухомих зон і наступний метаморфізм орогенної стадії, пов'язаний з розвитком мігматитів і граніто-гнейсових склепінь.

З магматизмом також пов'язується розуцільнення глибинних зон земної кори та підстелюючої мантії, що призводить до орогенного підняття та ерозії складчастих поясів. В посторогенну стадію метаморфічні складчасті товщі можуть розколюватись. Вздовж розколів розвивається повторний низькотемпературний метаморфізм.

До локального типу метаморфізму належать: а) *кон-тактовий*; б) *динамометаморфізм*; в) *автометаморфізм*; г) *матасоматоз*.

Контактовий метаморфізм відбувається безпосередньо біля інтрузій або екструзій магми під впливом на вміщуючі породи флюїдів і тепла. Інтрузивні контакти, на яких флюїдний вплив магми з певних причин не відбувся, називаються сухими контактами. Контактний вплив при дуже високій температурі призводить до метаморфізму, який супроводжується частковим розплавленням глинистих порід. Внаслідок цього утворюються роговики, які містять багате на воду скло, іноді з перлітовою структурою.

Метаморфічні гірські породи формуються переважно при наростанні тектонічної активності регіону на глибинах 5-25 км при температурі 300-900 °C і тиску 200-800 МПа за участю летких компонентів. При цьому, відбувається часткова або повна перекристалізація порід, в результаті чого утворюються нові стійкі мінеральні асоціації, складені невеликою кількістю мінералів. Це особливо стосується тих порід, які пройшли глибоку метаморфічну обробку. Якщо метаморфізм проходить до кінця, то утворюються дуже прості мінеральні асоціації, а хімічні елементи в породі реорганізуються в незначну кількість мінералів (переважно від двох до шести). Така повна переробка відбувається завдяки хімічним реакціям, при яких нестабільні мінерали в умовах метаморфізму розпадаються швидше від більш стійких в цих умовах мінералів.

До фізичних параметрів, які визначають стійкість мінеральних асоціацій належать температура, загальний тиск, наявність води, тиск активних елементів у флюїдах, що може змінювати ступінь окислення окремих елементів. Кожний мінерал і кожна порода, як сукупність хімічних елементів, може існувати лише у конкретних умовах метаморфізму. Тому, мінерали і породи, стійкі в одних умовах, можуть виявитись нестійкими в інших. Так, наприклад, глинисті мінерали, що формуються на поверхні Землі в одних фізико-хімічних умовах, - нестійкі при потраплянні на глибину або у випадку дії на них тектонічного стискання в зонах динамометаморфізму. Навіть високотемпературні мінерали магматичних порід в результаті дії на них тиску і гарячих розчинів зазнають суттєвих змін. Однак, в

природі існують окремі мінерали, які в зоні метаморфізму практично не зазнають змін при збільшенні тиску і температури. До таких мінералів, в першу чергу, належить кварц.

Поряд з цим, слід зазначити, що при метаморфізмі загальний хімічний склад порід зазвичай мало змінюється. Відповідні мінеральні, структурні й текстурні зміни зумовлені, головним чином, фізичними умовами під час кристалізації.

Всі перетворення гірських порід при метаморфізмі, можна розділити на фізичні й хімічні.

До фізичних перетворень належать: руйнування зерен породи, перекристалізація мінералів, взаємне проростання зерен мінералів, збільшення розміру зерен, паралельна орієнтація видовжених або плоских зерен в породах. Однак при цьому слід зауважити, що загалом структура породи визначається характером первинного матеріалу, типом метаморфізму та його інтенсивністю.

До хімічних перетворень належать формування нових мінеральних асоціацій та перекристалізація існуючих мінералів. Вони відбуваються під впливом хімічних речовин, які привносяться флюїдами у вигляді іонів разом з газами і рідинами. При цьому, може змінюватись навіть хімічний склад окремих мінералів. У випадках, коли ці зміни стосуються легких компонентів (H_2O , CO_2 та ін.), метаморфізм умовно називають ізохімічним, а при більш радикальних змінах - алохімічним.

Розглядаючи класичний метаморфізм загалом, слід зазначити, що він завжди відбувається при більш високих температурах, ніж метаморфізм, пов'язаний з геотермічним градієнтом. Дане явище викликане висхідними потоками ювенільних флюїдів метаморфізму. Метаморфізм, який проходить в умовах підвищення температури і супроводжується дегідратацією мінералів, називається **прогресивним**. Метаморфізм, який проходить в умовах понижених температур, називається **регресивним**.

Доведено, що сланцева, гнейсова і амфіболітова структури метаморфічних гірських порід зумовлені розвитком метаморфізму в умовах стресу. Тобто, - в умовах скерованого тиску, який викликає складчастість та інші деформації шаруватих товщ. Зі стресом також пов'язується метаморфічна диференціація, внаслідок якої відбувається перерозподіл речовини в породах і утворення смугастих та інших такситових текстур.

Космогенний метаморфізм викликається різким короткочасним зростанням температури і тиску в породах під впливом ударних хвиль, породжених падінням величезних метеоритів. Він призводить до утворення імпаکتитів, в яких зустрічаються мінерали високого тиску разом з продуктами плавлення, деформації та подрібнення мінералів материнських порід.

Метаморфічні породи переважно являють собою вторинні утворення, що виникли за рахунок перетворення осадових або магматичних гірських порід. Тому, структура метаморфічних комплексів також є вторинною, за виключенням лише реліктових структур, успадкованих від вихідних осадових або магматичних порід.

Складчастість, яка розвинута в метаморфічних товщах, надзвичайно різноманітна за своєю будовою та розмірами. Найширше розповсюджені просто побудовані плавні складки з поперечними розмірами в десятки кілометрів, надзвичайно складні та непостійні за формою складки течії, дуже дрібна складчастість, яка переходить у плейчастість.

Найбільш типовими структурами, що виникли в процесі метаморфізму, є смугастість, кристалізаційна сланцюватість та лінійність. Вони легко доступні до вивчення та картування

Смугастість метаморфічних гірських порід проявляється, зазвичай, завдяки двом типам прошарків - лейкократових (відносно світлих) і меланократових (більш темних). Вона може бути первинною і вторинною.

Кристалізаційна шаруватість виникає завдяки закономірному орієнтуванню мінералів по їх площинному, видовженному або кристалічному спрямуванню.

Лінійність - надзвичайно характерна структурна особливість метаморфічних утворень. Проявляється вона у закономірному орієнтуванні різних структурних елементів вздовж деяких лінійних напрямів.

Регіональний динамотермальний метаморфізм на території України характерний для кристалічного фундаменту Східноєвропейської платформи і Карпатської покривно-складчастої споруди. Гнейси та амфіболітові фації - найпоширеніші в синклінальних структурах Українського щита. Хлоритові і актинолітові сланці та інші породи зелено-сланцевої фази складають синкліналі в Придніпров'ї, Криворіжжі, а також Рахівські гори. Мусковіт-ставролітові та андалузитові сланці і кварцити, гнейси і амфіболіти, магнетитові кварцити епідот-амфіболітової фації залягають у синкліноріях Придніпров'я, Криворіжжя, Приазов'я.

Метаморфічні породи, утворені в результаті контактового метаморфізму, в Україні трапляються рідко. Складчасті товщі осадового чохла в Українських Карпатах, Кримських горах і Донецькому кряжі сформувалися внаслідок вторинного перетворення осадових порід в умовах невисоких тисків і температур.

У будові Українського щита розрізняють кристалічний фундамент, що складається переважно з метаморфічних порід, і нерівномірно розвинутий осадовий чохол з мезо-кайнозойських порід субгоризонтального залягання. Фундамент розчленований на окремі мегаблоки, що розділені міжблоковими тектонічними зонами. Вони генетично пов'язані з глибинними розломами, і, в свою чергу, поділяються на блоки дрібнішого рангу.

Серед складчастих структур домінують граніто-гнейсові склепіння і міжсклепінні синеклізи.

Оточують граніто-гнейсові склепіння зеленокам'яні смуги. В нижній частині вони складені переважно зміненими вулканогенними породами - базальтами, андезитами, дацитами, порфіритами тощо. Верхні частини смуг мають переважно основний склад і утворені кременистими і глинистими сланцями, кварцитами, конгломератами, аркозами, залістими кварцитами та ін.

Форми зеленокам'яних смуг у плані надзвичайно різноманітні - від кільцеподібних до неправильних. В поперечному перерізі вони мають чітко виражену синклінальну будову і ніби облягають граніто-гнейсові склепіння.

Границі зеленокам'яних смуг і граніто-гнейсових склепінь поступові, з послідовною зміною гранітогнейсів і гнейсів кристалічними сланцями. Загальне узгодження має також й орієнтація лінійних текстур склепінь і смуг. Однак доведено, що гнейсовидність в склепіннях і сланцюватість в смугах - явище вторинне, тобто накладене, яке розвивається при метаморфізмі.

Синклінальні зони, розміщені між склепіннями, складаються з архейських порід, що утворюють, так звані, зеленокам'яні смуги метабазитів, сланців, залістих порід тощо. У сукупності архейські породи антиклінальних і синклінальних зон утворюють граніто-зеленокам'яну тектонічну область Українського щита, типову для докембрійських платформ.

Поверхня кристалічного фундаменту занурюється в південному, південно-західному і південно-східному напрямках під кутами $1-3^{\circ}$, утворюючи схили Українського щита. Залежно від ступеню денудації окремих блоків, на денну поверхню виходять породи різного віку. Найдавніші породи (ультрабазити й тоналіти аульської серії нижнього архею) виходять на денну поверхню по долинах річок і у великих балках, а подекуди й на вододілах (зокрема в центральному Приазов'ї).

Крім того, на Приазовській височині зустрічаються денудаційні останці ("могили"), серед яких найвищі Бельмах-Могила (висота 327 м) і Синя (307 м). Вони являють собою конусоподібні денудаційні останці докембрійських кристалічних порід Приазовського тектонічного блоку Українського щита.

Породи кристалічного фундаменту майже повсюдно виходять на поверхню, утворюючи своєрідну морфоскульптуру - пасма, склепіння, останці з відносними висотами 25-100 м. Найінтенсивнішими процесами є яружна ерозія змивання на схилах та нагромадження осадів біля підніжжя.

Карпатська покривно-складчаста споруда являє собою високопідняту зону метаморфічного комплексу порід. Він утворився протягом байкальської і герцинської складчастості, яка представлена на Мармароському масиві слюдяними сланцями, парагнейсами, граніто-гнейсами тощо. Рельєф Мармароського масиву обумовлений виходом на поверхню метаморфічних порід. Йому властива значна амплітуда відносних висот (більше 1000 м), глибокі міжгірські долини, гострі гребені та вершини, круті схили. Долина р. Тиси поділяє його на дві частини – західну і східну.

Гірські вершини складаються з кристалічних сланців, вапняків, доломітів, конгломератів і пісковиків. Рельєф Мармароського масиву розчленований ущелиноподібними долинами річок.

Деформації гірських порід, пов'язані з метаморфізмом, переважно відбувались на глибині, а тому в рельєфі земної поверхні відображені слабо. Метаморфічні породи, що з'явилися на поверхні в результаті вертикальних тектонічних рухів, піддавались впливу процесів вивітрювання і денудації. В результаті в рельєфі виникли відокремлені малі форми, складені метаморфічними породами. Характерною рисою денудаційних форм рельєфу, утворених метаморфічними гірськими породами, є гострі обриси останців і пасмів та значна крутизна їх схилів.

2.3 Тектонічні рухи та їх вплив на формування рельєфу

Тектонічні рухи - це механічні переміщення в земній корі та у верхній мантії, викликані зміною структури геологічних тіл внаслідок процесів, які відбуваються в надрах. Основними причинами тектонічних рухів вважаються конвективні течії в мантії. Вони виникають завдяки розігріву під час розпаду природних радіоактивних елементів і гравітаційної диференціації речовини. Ця першопричина доповнюється дією сили тяжіння та підтриманням гравітаційної рівноваги між літосферою і астеносферою. Впливає на конвективні течії також гравітаційна енергія Сонця, Місяця і Галактики в цілому.

В результаті тектонічних рухів земна кора постійно зазнавала складних переміщень у просторі. Гірські породи зминалися у складки, взаємно насувалися, подрібнювалися на окремі блоки тощо. Існує ряд гіпотез щодо виникнення тектонічних рухів, які по-різному пояснюють їх, а іноді навіть протилежні одна одній.

Класифікація сучасних тектонічних рухів базується на принципі поділу, запропонованому В.С.Хайним. Відповідно до цієї класифікації тектонічні рухи поділяються на вертикальні і горизонтальні, з подальшим їх поділом за рівнем зародження. У зв'язку з цим, виділяються **поверхневі, глибинні, надглибинні та планетарні** тектонічні рухи.

Поверхневі тектонічні рухи переважно проявляються в осадовому шарі літосфери. Обумовлено це тим, що в його складі широко розвинуті пластичні породи, такі як глина, кам'яна сіль, гіпс тощо. Під впливом тиску всі вони здатні переміщуватись у просторі, призводячи до зміни геологічної структури вищезалеганих осадових відкладів. До виникнення поверхневих рухів в межах осадового чохла також проходять процеси ущільнення осадів при літифікації, розбухання при гідратації та гравітаційне ковзання. Серед відмічених рухів виділяються як вертикальні, так і горизонтальні.

В результаті поверхневих рухів проходить деформація пластів і зім'яття осадових утворень в складки гравітаційного скозання, зсувні складки, складки нагнітання. Останній вид складок (**діаніри**) має найбільш широке розповсюдження при прояві поверхневих тектонічних рухів.

Глибинні тектонічні рухи охоплюють значні площі та об'єми і розповсюджуються на велику глибину аж у мантію. В результаті прояву вертикальних глибинних тектонічних рухів, проходить диференціація континентів та океанів, платформ і геосинкліналей на позитивні і негативні структурні елементи різних порядків. Горизонтальні глибинні тектонічні рухи можуть проявлятися на межі різних шарів літосфери і призводити до утворення підкидів, насувів, пластичних складчастих форм.

Надглибинні тектонічні рухи виникають в низах мантії. Основною можливою причиною їх виникнення можна вважати процес диференціації мантії з виділенням важких залізовміщуючих сполук, які мігрують у ядро Землі. Більш легкі і сильно нагріті маси нижніх сфер мантії піднімаються вгору, досягаючи астеносфери і літосфери.

Основним результатом прояву надглибинних тектонічних рухів слід вважати горизонтальне переміщення літосферних плит. Воно призводить до руйнування континентів, закладання і розвитку океанів та до створення нових континентів. Поряд з цим, геологічний розвиток Землі важко уявити без важливого значення надглибинних тектонічних рухів, які призвели до утворення і розвитку геосинкліналей, платформ та інших головних структур літосфери.

Планетарні тектонічні рухи охоплюють планету загалом. Зародження цих рухів повинно проходити в земному ядрі. Можливою причиною їх виникнення слід вважати зміну об'єму ядра і всієї земної кулі за рахунок диференціації речовини Землі. З усіх названих тектонічних рухів, планетарні - найменше вивчені. Тому їх виділення часто вважається проблематичним. Проявляються вони переважно у формі вертикальних рухів.

Розгляд походження тектонічних рухів показав, що всі вони різні за формою і проявом, але мають ряд загальних властивостей. Такими загальними властивостями є складність, підпорядкованість, комплексність, періодичність, повсюдність та постійність у часі.

Складність тектонічних рухів полягає в тому, що кожна точка земної поверхні зазнає впливу як вертикальних, так і горизонтальних рухів різного рангу. Тому сили, що діють на матеріальну точку земної поверхні, можна розкласти на серію різноскерованих тектонічних рухів. Їх сукупність можна розглядати як спектр тектонічних рухів.

Підпорядкованість тектонічних рухів полягає в тому, що вертикальні і горизонтальні рухи малого масштабу проявляються на фоні більш інтенсивних тектонічних рухів. Якщо вважати, що планетарні рухи охоплюють всю земну кулю, то на їх фоні проявляються всі інші тектонічні рухи.

Взаємопов'язаність тектонічних рухів проявляється у взаємозв'язку між різними типами рухів. Так, вертикальні рухи можуть викликати горизонтальні і, навпаки, горизонтальні рухи призводять до

виникнення вертикальних. Сукупність різнотипних тектонічних рухів утворює процес, який називається **тектогенезом**.

Періодичність тектонічних рухів є однією з найважливіших властивостей тектогенезу, прояв якого проходить нерівномірно і характеризується чергуванням посилення або послаблення процесу. Вважається, що процес тектогенезу являє собою безперервно-перервний процес з періодичним і досить різким наростанням інтенсивності. Він призводить до суттєвих якісних змін і до перебудови структури літосфери.

Відносно невеликі максимуми тектонічної активності, тривалість яких не перевищує перших мільйонів років, називають тектоно-магматичними фазами. Згущення фаз в процесі тектогенезу вказує на загальне підвищення інтенсивності тектонічних рухів в даний проміжок геологічного часу. Такий тимчасовий проміжок отримав назву тектоно-магматичної епохи. Тривалість таких епох становить 10-120 млн. років з перервами між ними 30-40, іноді 60-80 млн. років.

Повсюдність тектонічних рухів полягає в тому, що вони проявляються в кожній частині земної поверхні. У зв'язку із складністю тектонічних процесів, - неможливо визначити в кожній окремій точці конкретний тип тектонічних рухів, що проявляються.

Постійність у часі притаманна усім без виключення видам тектонічних рухів. Ця властивість проявляється в тому, що тектонічні рухи проходили у геологічному минулому Землі, проходять зараз і будуть проходити у майбутньому. При цьому інтенсивність тектонічних рухів може змінюватися, але за своєю сукупністю вони постійні у часі. Залежно від часу прояву, тектонічні рухи поділяються на давні, новітні та сучасні.

Давні (донеогенові) вертикальні рухи земної кори на континентах залишили свої наслідки у вигляді фацій і товщ осадових порід. Це дозволяє вивчати їх геологічними методами. Однак прямі методи придатні тільки для дослідження історії розвитку прогинів, оскільки в них накопичуються осадові відклади. Геологічна історія формування підняття вивчається побічно за результатами їх впливу на накопичення осадів у сусідніх прогинах.

Новітні коливні рухи сформували майже весь сучасний рельєф континентів. Сучасні форми рельєфу земної поверхні є переважно геологічно молодими. Історія їх розвитку починається з початку міоцену, а місцями навіть і пізніше. Встановлено, наприклад, що на місці Кавказу, Альп, Тянь-Шаню, Кордильєр в кінці палеогену - на початку міоцену існував, якщо не рівнинний, то дещо горбистий, рельєф. Лише пізніше розпочався етап, коли на поверхні всіх континентів піднялися сучасні гірські хребти. Тривалість цього етапу змінюється від 5 до 20 млн. років. Для вивчення історії коливних рухів протягом цього періоду застосовуються як геоморфологічні, так і геологічні методи. Геоморфологічні методи застосовують переважно там, де переважають підняття та утворюються випуклі форми рельєфу, а геологічні - при вивченні зон прогинання і накопичення осадів.

Загальну попередню оцінку напрямку та інтенсивності новітніх коливних рухів можна зробити за висотою великих форм рельєфу. Наприклад, високий хребет завжди є результатом новітнього підняття земної поверхні, а навколишні низини утворились на місці відносних опускань.

Можливості більш детального вивчення новітніх вертикальних рухів пов'язані з надзвичайно важливою властивістю цих рухів - з їх коливним характером. Він проявляється в коливаннях різного порядку, накладених один на одного. Тому тривале підняття гірського хребта переважно відображає найбільш тривалий порядок тектонічних рухів. На його основному фоні можуть проходити коливання менших порядків, які співпадають з напрямом основного процесу, або виявляються протилежними. В останньому випадку проходить затухання загального підняття хребта або повна зупинка чи навіть опускання.

Зміна швидкості і напрямку руху земної поверхні впливає на швидкість ерозії та на формування рельєфу. Нахил рельєфу місцевості може ставати то крутішим, то пологішим. У зв'язку з цим, епохи врізання водних потоків чергуються з епохами бокової ерозії і розширення долин. Зміна ерозійних режимів призводить до утворення в долинах відповідних терас. В гірських регіонах більш давні річкові тераси розташовані зазвичай вище від молодих, що вказує на послідовне підняття хребта. Оскільки осьова частина хребта переважно піднімається швидше, ніж окраїни, то поверхня терас з часом набуває більш крутого нахилу. Всі тераси переважно розходяться віялоподібно від підніжжя хребта до його вершини.

Новітні тектонічні рухи вивчаються переважно геоморфологічними методами, оскільки саме вони дають найбільшу інформацію про створення основних рис сучасного рельєфу земної поверхні. В областях низхідних вертикальних рухів в межах внутрішніх краєвих морів і підводних окраїн

континентів про амплітуду і швидкість рухів можна судити на основі товщини шару накопичених осадових гірських порід.

Сучасні коливні тектонічні рухи проявлялись в історично осяжний час аж до сьогодні. Фіксуються вони в опусканнях та підняттях ділянок земної кори, в утворенні розривних порушень і зміщень по них, а також у формуванні складчастих структур. В багатьох випадках вони піддаються безпосереднім спостереженням та інструментальним вимірам.

Для визначення швидкості новітніх тектонічних рухів застосовують декілька методів. Серед них, в першу чергу, застосовується історичний метод, який базується на вивченні ознак зміни положення давніх споруд відносно рівня моря; метод історичних свідчень та археологічних даних. Геологічні і геоморфологічні методи включають вивчення положення берегової лінії, терас, фаціального складу і товщин сучасних осадів, давніх денудаційних рівнів тощо.

З названих методів найбільш точним методом визначення сучасних тектонічних рухів є геодезичний метод, який базується на проведенні безпосередніх інструментальних замірів. Рухи вивчаються при систематичному і повторному нівелюванні заданих точок-реперів, які вибрані як контрольні. Як приклад, можна навести результати таких вимірів, проведених Ю.А.Мещеряковим на території Південно-Східної Європи.

Результатами досліджень встановлено, що швидкість сучасних вертикальних тектонічних рухів досягає ± 10 мм на рік. Найбільш висока швидкість - в гірських районах Карпат і Кавказу, де навіть на незначних відстанях зафіксовані вертикальні рухи різного знаку. В рівнинних регіонах переважають вертикальні рухи одного знаку. Тобто підняття або опускання земної поверхні проходили на великих площах. Їх амплітуда може досягати 8-10 мм на рік. На основі цих даних встановлено, що загальні амплітуди коливань впродовж геологічного часу можуть складати тисячі і десятки тисяч метрів. Такими доказами є височенні гірські системи і океанічні западини. Наприклад, г. Джомолунгма в Гімалаях, висота якої досягає 8882 м і Маріанська западина в Тихому океані, глибина якої сягає 11034 м.

Співпадіння давніх, новітніх і сучасних тектонічних рухів досить добре спостерігається в гірських областях, хоча й тут бувають виключення. Так, наприклад, Апенніни, Середньо-Угорські гори та Південні Карпати зараз не піднімаються, а навпаки, опускаються. На рівнинах все відбувається не менш складно. Московська синекліза по спадковості опускається, а Кубанська давня депресія - піднімається. Загалом для Східноєвропейської платформи встановлено, що спадковий характер сучасних рухів спостерігається на 70% площі, а на решті 30% - сучасні рухи неузгоджено накладаються на давню структуру. Якщо припустити, що напрямок і швидкість сучасних тектонічних рухів зберігається, то через мільйон років на Східноєвропейській платформі повинні виникнути високі гори і глибокі западини з перепадом висот в кілометри. Оскільки це здається малоімовірним, то слід вважати, що сучасні швидкості відображають короточасні складові коливного процесу, вплив яких у перспективі геологічного часу нейтралізується зустрічними коливаннями.

Колівні тектонічні рухи являють собою вертикальні рухи земної кори різних напрямків, масштабів, швидкостей, амплітуд та площинного розповсюдження, які змінюють з часом свої параметри і не створюють складчастих структур. Колівні рухи суттєво впливають на процеси седиментації осадових порід, зумовлюючи розташування на земній поверхні основних областей знесення і накопичення осадів. Амплітуда рухів безпосередньо впливає на товщину накопичених осадів.

Колівні тектонічні рухи є також основною причиною ритмічної будови осадових товщ, обумовлюючи утворення головних елементів шаруватої будови товщі. Поряд з цим вони впливають і на склад осадових гірських порід, викликаючи переміщення берегових ліній басейну та інші зміни фізико-географічних умов.

Багаточисельні геологічні дані підтверджують багатократність вертикальних рухів земної кори, що є важливою тектонічною особливістю. Повторення рухів може відбуватись як в одному напрямі, так і в різних, тобто вгору і вниз. Така особливість яскраво проявляється при вивченні коливання рівня Придніпровської низини. Так, на початку юрської епохи ця низина була покрита водою, а в кінці значно молодшої ранньокрейдової епохи море відступило.

Процес наступу моря на сушу, в результаті опускання окремих ділянок земної кори, отримав назву **трансгресії**, а процес відходу моря від суші внаслідок її підняття має назву **регресії**.

Складнішу роль у розвитку земної кори відіграють горизонтальні тектонічні рухи. Вони відбуваються переважно одночасно з вертикальними, переважаючи їх як за масштабами, так і за видами геологічної роботи. Горизонтальні тектонічні рухи літосфери призводять до переміщення

окремих її ділянок на десятки і сотні кілометрів, утворення зсувів і насувів, формування гірських систем, островних дуг, серединно-океанічних хребтів тощо.

Результати палеомагнітних досліджень, вивчення природних умов основних періодів розвитку Землі, палеонтологічні знахідки, порівняння літологічного складу порід окремих материків, вивчення конфігурації материків, - дали змогу припустити, що раніше суша займала зовсім інше положення на земній поверхні. Можливо, що материки являли собою єдине ціле - гіпотетичну Гондвану і Лавразію. І тільки протягом тривалого геологічного часу, поступово пересуваючись по поверхні Землі, материки зайняли сучасне географічне положення.

Відповідно сучасним уявленням про розвиток Землі, літосфера розбита на глобальні та менші за розмірами плити, що рухаються по відносно пластичній астеносфері. До числа найбільш великих плит належать Тихоокеанська, Євразійська, Північноамериканська, Південноамериканська, Африканська, Індо-Австралійська, Антарктична. Складаються вони з давньої (4 млрд. років) континентальної кори за виключенням Тихоокеанської плити, вік якої не перевищує 180 млн. років. Переміщення плит за рік вимірюється сантиметрами, а за геологічний час - тисячами кілометрів. При цьому континенти дрейфують разом з материками. В місцях розсування плит відбувається нарощування земної кори внаслідок заповнення швів вулканічними лавами. З протилежного боку плити зближуються та відбувається зіткнення і занурення океанічної літосфери у глибину мантії. Там кора переплавлюється і включається в поновлений цикл. При цьому зберігається сталість об'єму Землі і її складових оболонок.

2.4 Землетруси та їх вплив на формування рельєфу

Землетруси за своєю природою є одним з найбільш грізних явищ на планеті Земля. Вони породжуються ендегенними процесами в земних надрах. **Землетруси** - це коливання поверхні і надр Землі, викликане раптовим і швидким зміщенням крил існуючих або заново утворених тектонічних розривів. Землетруси здатні передаватися на значні відстані. Крім класичних землетрусів, вони можуть виникати в результаті сильних гірських обвалів, підземних ядерних вибухів, вулканічної діяльності тощо. Однак їх масштаби, порівняно із землетрусами планетарного типу, досить малі.

Вивченням землетрусів займається одна з геологічних наук, яка називається **сейсмологією**. Всі явища, пов'язані з виникненням і проявом землетрусів, називаються **сейсмічними явищами**. Залежно від інтенсивності прояву, всі сейсмічні явища поділяють на: мікросейсмічні (які можна зареєструвати тільки за допомогою сейсмографів); макросейсмічні (які вловлюються органами чуття людини); мегасейсмічні (які супроводжуються значними порушеннями в земній корі).

Землетруси належать до одних з найбільш поширених явищ на нашій планеті. Щорічно на Землі відбуваються сотні тисяч слабких поштовхів, тисячі більш значних поштовхів, десятки сильних землетрусів і, в середньому, один катастрофічний землетрус. При катастрофічному землетрусі виникають власні коливання Землі - пульсації земної кулі з періодом в десятки хвилин.

Землетруси на Землі локалізуються в певних ділянках, утворюючи так звані сейсмічні області, сейсмічні зони і сейсмічні смуги. Вони переважно пов'язані з областями і зонами молодого рельєфоутворення, тобто з геосинклінальними поясами. Як приклад, сейсмічною є геосинклінальна смуга, яка простягається від Альп, через Апенніни, Карпати, Крим, Кавказ до Гімалаїв.

Області Землі, в яких впродовж історичного часу (3-5 тис. років) не відбувалось ніяких ознак активності землетрусів або вони проявлялися дуже рідко, мають назву **асейсмічних областей**. Асейсмічні регіони належать до платформових спокійних областей.

Причиною виникнення землетрусів є стрибкоподібне вивільнення енергії у певному об'ємі Землі. Більша частина зареєстрованих землетрусів має тектонічне походження. Напруги, викликані тектонічними силами, накопичуються протягом десятків і сотень років. Вивільнення енергії супроводжується розривом і зміщенням твердої речовини у вогнищі землетрусу та зворотними деформаціями гірських порід за межами вогнища. Зворотні деформації поширюються у вигляді пружних коливань.

Об'єм геологічного середовища, де проходить зняття частини тектонічних напруг і вивільнення деякої частки накопиченої потенціальної енергії деформації, називається **вогнищем землетрусу**. Кількість енергії, яка виділяється при одному землетрусі, залежить, головним чином, від розмірів зсунутої поверхні розлому. Відома максимальна довжина розломів, утворених при землетрусах, складає 500-1000 км (Камчатський землетрус у 1952 р.; Чилійський землетрус у 1960 р. та ін.). При цьому, зміщення по розлому досягало 10 м. Просторова орієнтація розлому і напрям зміщення його

крил отримали назву вогнища землетрусу, а математично розрахований центр знаходження цього вогнища - *гіпоцентр*.

Проекція гіпоцентру на поверхню Землі називається *епіцентром*. Проекція епіцентру на протилежну точку Землі має назву *антиепіцентру*. Відстань від гіпоцентру до епіцентру називається *глибиною джерела землетрусу*. Відстань від епіцентру до точки реєстрації і виміру сили землетрусу на поверхні Землі називається *епіцентральною відстанню*.

Напрямок поширення коливань в земній корі, що виникають у гіпоцентрі, отримав назву *напрямок сейсмічних хвиль*. Лінії рівних значень сили землетрусу називаються *ізосейстами* або *ізосейсмічними лініями*. Зона навколо епіцентру, яка обмежена ізосейстою максимальної величини, називається *плейстосейстою областю* (рис. 2.3).

Поверхня, в усіх точках якої сила землетрусу однакова, називається *ізосейсмічною поверхнею*. Форми ізосейст і плейстосейстої області переважно залежать від геологічної будови регіону, в якому виникає землетрус. Це, а також тип гірської породи, визначає швидкість проходження сейсмічних хвиль в тому чи іншому напрямку. Абсолютна сила землетрусу зменшується при віддаленні від епіцентру.

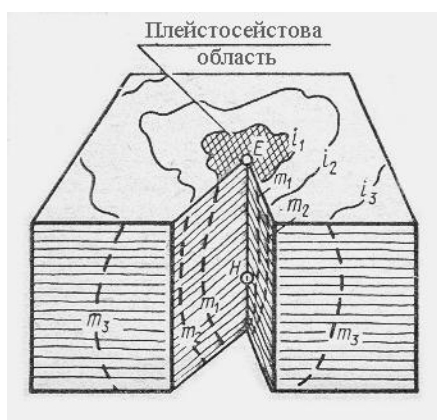


Рисунок 2.3 – Блок-діаграма будови сейсмічного вогнища

Н – гіпоцентр; Е – епіцентр; ЕН – глибина вогнища землетрусу; і – ізосейсти; m – послідовне положення хвильового фронту

Найбільша швидкість поширення сейсмічних хвиль спостерігається по площинах нашарування, вздовж розломів і тріщин земної кори та зон подрібнення.

Сейсмічні хвилі являють собою пружні хвилі, що виникають в результаті землетрусів, вибухів, ударів і розповсюджуються в надрах Землі у вигляді коливань затухання. Величина струсу гірських порід, в першу чергу, залежить від їх твердості та щільності.

Елементарні зміни об'єму порід поширюються у вигляді поздовжніх сейсмічних хвиль, а елементарні зміни їх форми - у вигляді поперечних сейсмічних хвиль. Коливання частинок речовини в поздовжніх хвилях (P) відбувається вздовж напрямку поширення сейсмічних хвиль, а в поперечних хвилях (S) - перпендикулярно до напрямку їх поширення.

При виникненні землетрусів, першими в епіцентрі досягають земної поверхні поздовжні хвилі. На поверхні Землі вони викликають третій тип хвиль, так званих поверхневих. Вони за характером коливань належать до поперечних. Амплітуда поверхневих хвиль дуже рідко перевищує декілька сантиметрів, але їх руйнівна сила величезна, особливо в плейстосейстовій області. Поширюючись від епіцентру, вони можуть обігнути всю земну кулю.

Землетруси, які виникають на різних глибинах нашої планети, відрізняються силою та енергією, що вивільнюється. Їх величина дуже різна і залежить від ряду факторів. Максимальна сила землетрусу переважно охоплює гіпоцентр та плейстосейстову область поверхні Землі. В плейстосейстовій області сейсмічні хвилі, що надходять безпосередньо від гіпоцентру, підкидують вгору верхні горизонти земної кори. Одночасно пошкоджуються або руйнуються всі штучні будівлі, які розташовані на поверхні. З віддаленням від епіцентру сила вертикальних поштовхів зменшується, але посилюються горизонтальні коливання, що призводить до виникнення косих і горизонтальних поштовхів. Їх сумісна дія призводить до розгойдування і падіння штучних споруд. Ще далі від епіцентру сила землетрусу

продовжує зменшуватись і основним видом коливань поступово стають хвилеподібні спокійні горизонтальні поштовхи.

Класифікацію землетрусів введено у 1935 р. американським сейсмологом Ч.Ріхтером спочатку тільки для території США. На початку 40-х років Б.Гутенберг і Ч.Ріхтер застосували її для енергетичної класифікації землетрусів усього світу. З другої половини XIX ст. для оцінки ефекту землетрусу на поверхні Землі користуються шкалами інтенсивності (бальності) землетрусів або сейсмічними шкалами. Вони побудовані на фактичних кількісних показниках сейсмографів, які визначають величину коливань при поштовхах. При цьому враховуються і якісні дані на основі спостережень проявів сейсмічних явищ і відчуттів людей.

Для реєстрації землетрусів прийнята єдина 12-бальна шкала Ч.Ріхтера, яка містить наступні показники: назву землетрусу, цифрове значення величини прискорення коливань часток ґрунту, характер прояву землетрусу, характер руйнувань, магнітуду, енергію, що виділяється, типові приклади.

Залежно від глибини розташування гіпоцентру всі землетруси поділяють на **корові** або **поверхневі** (до 50 км), **проміжні** (50-100 км) і **глибокі** (понад 100 км). Характерним є факт, що більша частина енергії виділяється при землетрусах, вогнища яких розташовуються на глибинах, що не перевищують декількох десятків кілометрів. При проміжних і глибоких землетрусах виділення енергії значно менше в зв'язку з тим, що гірські породи поглинають значну кількість енергії землетрусу та його механічну силу.

Залежно від природи виникнення, всі землетруси поділяються на чотири генетичні групи: 1 - **тектонічні**, 2 - **вулканічні**, 3 - **денудаційні**, 4 - **штучні**.

Тектонічні землетруси найбільш широко розповсюджені на Землі і становлять майже 95% від загальної кількості землетрусів, що реєструються. Виникають вони при швидкому розвантаженні механічних напруг через переміщення окремих блоків літосфери. Тектонічні землетруси можуть виникати на різних глибинах, а їх енергія і сила можуть досягати 12 балів. Серед відомих типів землетрусів - тектонічні, - найпотужніші й часто супроводжуються найбільш катастрофічними явищами на поверхні Землі.

Вулканічні землетруси пов'язані з районами активної сучасної вулканічної діяльності. Вони охоплюють ділянки, діаметр яких не перевищує 30-50 км, а ізосейсти розміщуються навколо конусу вулкану майже концентричними колами. Епіцентр вулканічних землетрусів зазвичай співпадає з кратером вулкану, а гіпоцентр розміщений на значній глибині під конусом вулкану. Слід зазначити, що вулканічні землетруси, на відміну від тектонічних, мають порівняно невелику енергію поштовхів та незначну область поширення.

Головною причиною виникнення вулканічних землетрусів є раптовий прорив магми у жерлі вулкану і вибуховий викид газів, водяної пари та уламків гірських порід при виверженні. Другорядними причинами виникнення вулканічних землетрусів є утворення в конусі вулкану і на прилягаючих ділянках розривів, зсувів та інших механічних порушень.

Денудаційні землетруси відбуваються внаслідок різного типу обвалів в гірських районах, провалів в карстових печерах, соляних шахтах тощо. При таких землетрусах сейсмічні хвилі виникають внаслідок удару великих мас породи, що обвалилися. Обвали, що призводять до виникнення денудаційних землетрусів, можуть спостерігатися як в горах, так і на рівнинах. Однак найбільш сильні обвали відбуваються в горах. Прикладом такого обвалу може служити обвал на р. Мургаб (Західний Памір) у 1911 р. Об'єм обваленої породи становив понад 2 км³, а її маса - близько 7 млрд. т. Ще більші за масштабами обвали характерні для Альп. Об'єм одного з найбільших обвалів становив тут близько 15 км³, а площа, зайнята обвальними масами, - 49 км.

Обвали в горах і викликані ними землетруси дуже часто призводять до перегородження річкових долин і утворення озер. Таке походження мають озера Ріца на Кавказі, Іссик в Заїлійському Алатау, Сарезьке на Памірі, Синевир в Карпатах та багато інших в будь-якому високогірському районі світу. Найбільшим із названих є Усойський завал в долині ріки Бартанга (Памір), який створив Сарезьке озеро, глибиною до 500 м біля завалу.

Денудаційні землетруси характеризуються невеликою силою, яка не перевищує 5-6 балів. Тривалість землетрусу становить декілька секунд.

Штучні землетруси виникають внаслідок діяльності людини. Основним джерелом утворення підземних поштовхів є наземні та підземні ядерні вибухи. Енергія таких штучних землетрусів, за даними американських вчених може досягати 9-10 балів в епіцентрі.

З середини ХХ ст. техногенний вплив на земну кору став однією з причин наведеної сейсмічності. Частіше всього наведені землетруси проявляються в результаті заповнення великих водосховищ. Іншим прикладом появи наведеної сейсмічності може бути закачка води у свердловини при видобутку нафти і газу, захоронення відходів, вилужнювання солі.

Техногенні землетруси силою 4-4,5 балів, викликані закачкою води для підтримання пластового тиску на Долинському нафтовому родовищі, спостерігались на початку 70-х років. В цей же період спостерігались землетруси техногенного характеру в районі соляних шахт м. Калуш Івано-Франківської області.

Моретруси. До моретрусів належать землетруси, епіцентр яких розташований в морі, в океані, або на їх узбережжях. При землетрусах в акваторіях морів, океанів або їх прибережних зон виникають явища, які розвиваються як у твердому (порода), так і в рідинному (вода) середовищах. При моретрусах на поверхні води і в її товщі формуються величезні хвилі, які отримали назву **цунамі** (від японського "цунамі" - хвиля).

Цунамі - морські гравітаційні хвилі великої довжини. Переважно вони виникають в результаті зсуву вгору або вниз протяжних ділянок дна при підводних землетрусах. Цунамі - одна з найстрашніших стихійних катастроф на поверхні Землі. При сильному сейсмічному ударі величезні маси води приводяться в рух із швидкістю розповсюдження від 50 до 100 км/год. Висота хвиль в області виникнення цунамі становить від 0,1 м до 5 м, а біля узбережжя - від 10 м до 50 м і більше. Відстань між гребенями хвиль у відкритому океані 100-300 км. Незважаючи на велику висоту, вони тут практично не відчуються. Захоплюючи всю товщу води, хвилі цунамі мають меншу висоту над великими глибинами і сильно зростають на мілководді. Накочуючись на береги, цунамі спричиняють катастрофічні руйнування, особливо на низинних узбережжях.

Під дією цунамі часто руйнуються, пересуваються та переходять у взважений стан осади, які знаходяться на глибинах до 1000 м. Осади пляжу і шельфу переважно змиваються повністю. З цунамі пов'язується утворення підводних каньйонів, виникнення мутних потоків, знесення мілководних грубих осадів на великі глибини, раптова і різка зміна глибини окремих ділянок морського дна. Руйнівна сила цунамі прямо пропорційна швидкості поширення і висоті хвиль, сформованих під час руху.

Землетруси на Землі пов'язані з певними регіонами. Головна зона сейсмічності, на яку припадає близько 80% світової сейсмічної енергії і понад 95% енергії проміжних і глибокофокусних землетрусів, вузькою смугою обрамлює Тихий океан. Вона пов'язана із системою глибоководних жолобів. Надзвичайно висока сейсмічність цієї зони викликана підсуванням холодної океанічної літосфери під материка, які оточують океан та окраїнні моря.

Друга велика сейсмічна смуга, Євразійська, простягається з північного заходу на південний схід і співпадає із складчастими гірськими спорудами альпійського віку. До неї примикає ряд сейсмоактивних областей новітньої тектонічної активізації. Сейсмічність цієї зони пояснюється взаємним тиском Євразійської плити з одного боку та Індійської, Аравійської і Африканської плит з іншого.

Третя, розгалужена і протяжна, сейсмоактивна смуга, пов'язана із системою серединно-океанічних хребтів, характеризується відносно слабкою сейсмічністю і обумовлена розсуванням літосфери.

Землетруси в земній корі невеликої енергії можуть виникати і поза перерахованими зонами. Характерним прикладом в цьому відношенні є виникнення землетрусів на Кольському півострові та Уралі. Встановлено, що більшість зон сейсмічної активності на планеті співпадають з місцем прояву сучасного вулканізму і молодого гороутворення. Таким чином, вулканізм, землетруси і гороутворення є єдиною тріадою процесу еволюційного розвитку Землі, що активно продовжується і зараз.

В Україні найбільш небезпечні сейсмоактивні зони з інтенсивністю землетрусів 6 і більше балів пов'язані з двома сейсмічними регіонами - Карпатським і Кримсько-Чорноморським.

У Карпатському сейсмічному регіоні осередки землетрусів сконцентровані у кількох тектонічно активних районах. Вони різні за характером сейсмічних процесів, інтенсивністю і площею поширення сейсмічної дії. Найсильніші землетруси, які відчуються по всій території України, мають епіцентри в межах гірського масиву Вранча (Румунія) на глибині 100-200 км. Площа їх поширення досягає 2 млн. км², орієнтація ізосейст - північно-східна. Максимальна інтенсивність землетрусів спостерігається на південному заході Одеської області (7 -8 балів) і в окремих районах Чернівецької області (7 балів). Значні площі зазнають 6-бальних поштовхів, у тому числі м. Одеса.

Останні руйнівні землетруси були 4.03.1977 р. та 31.08.1986 р. Середній період повторюваності 8-бальних землетрусів району Вранча -80-160 років, 7 –бальних -30-50 років. Осередки землетрусів з епіцентрами на глибині 2-10 км, сейсмічна дія яких швидко зменшується з відстанню, встановлена в різних районах Закарпаття і суміжних територій. Їх максимальна інтенсивність не перевищує 7 балів, середній період повторюваності -300-400 років. Окремі землетруси з невеликою інтенсивністю і площею поширення їх дії відомі у Передкарпатті, дельті Дунаю, а також в східній частині України.

У Кримсько-Чорноморському регіоні більшість осередків землетрусів розташовані у земній корі на глибині 15-40 км. Їх епіцентри переважно знаходяться в акваторії Чорного моря на крутому материковому схилі за 20-40 км від узбережжя південного берега Криму. Частково вони проявляються у Чорноморській субокеанічній западині, рідше - на Таманському півострові. Інтенсивність дії землетрусів на південному березі Криму і Керченському півострові становлять 6-8 балів. Руйнівні землетруси в цьому регіоні бувають досить рідко. Відомості про них є в історичних, архівних та інших джерелах, починаючи з 63 р. до н.е. Найважливіші з останніх землетрусів з людськими жертвами і значними руйнуваннями були 26.07.1927 р. і 11.09.1927 р. Пересічний період повторюваності подібних землетрусів - близько 400 років.

Землетруси активно змінюють рельєф земної поверхні. Швидкі, майже раптові, підняття або опускання окремих ділянок земної поверхні призводять до утворення нових форм рельєфу на певній місцевості. Особливий інтерес в цьому відношенні представляють сейсмогенні деформації, які виходять на поверхню Землі. До них належать уступи у формі ескарпів, тектонічні тріщини, підняття та опускання блоків земної кори, горизонтальне переміщення гірських порід тощо. На місці опущених блоків літосфери виникають грабени, які заповнюються водою і утворюють величезні водні басейни у вигляді озер і морів. Типовим прикладом таких сейсмічних явищ можуть бути озера: Байкал, Танганьїка, Ріца та Червоне море.

Характерним наслідком всіх землетрусів є виникнення після їх прояву великої кількості тріщин різної величини, які можуть простягатись на сотні кілометрів. Значний вплив на формування рельєфу має активізація екзогенних процесів, викликаних землетрусами. В результаті сильних підземних поштовхів на крутих схилах гір, берегах рік і морів виникають або активізуються обвали, осипи, зсуви та відпливини. Розсипчастий матеріал, накопичений біля підніжжя схилів гір, в долинах рік і тимчасових потоків, внаслідок землетрусів може стати джерелом формування селей. Поширюючись вниз по долинах, селі виконують значну руйнівну роботу, а при виході на рівнину утворюють величезні конуси виносу.

Землетруси відіграють важливу роль і у формуванні рельєфу акваторій. Під їх впливом проходить переміщення водою величезних розсипчастих мас донних відкладів навіть по пологих схилах морського дна. А цунамі, нахлинувши на берег, приносять не тільки величезну шкоду народному господарству, але й здійснюють суттєвий вплив на морфологію морських узбереж.

Реєстрація всіх типів землетрусів проводиться за допомогою спеціальних приладів, які називаються **сейсмографами**. Ці прилади дають можливість записувати коливання ґрунту і споруд, викликаних землетрусами, вибухами, вібрацією або іншими причинами.

Для безперервних спостережень за сейсмічним режимом у сейсмоактивних зонах на території України діють 10 стаціонарних та ряд пересувних сейсмічних станцій. Результати спостережень публікуються у періодичних сейсмологічних бюлетенях. З метою вивчення природи і механізму глибинних тектонічних процесів, що спричинюють землетруси, створено Карпатський і Кримський геодинамічні полігони.

ЛЕКЦІЯ 3. СКЛАДЧАСТІ ТА РОЗРИВНІ ПОРУШЕННЯ І ЇХ РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧА РОЛЬ

Гірські породи, що складають земну кору, під дією тектонічних рухів можуть змінити своє початкове положення. Тому, розрізняють два типи залягання гірських порід: початкове і вторинне; перше - непорушене, друге - порушене.

Найбільш виразно порушення початкового залягання виявляється в осадових гірських породах. Початкове залягання пластів або шарів таких порід звичайно горизонтальне. Під дією тектонічних рухів ці пласти піддаються пластичним або ж розривним деформаціям (порушенням) і набувають різні форми порушеного залягання. Будь-яке порушення початкового залягання гірських порід називається дислокацією. Дислокації поділяються на плікативні (пластичні порушення) та диз'юнктивні (розривні порушення).

Пластичні форми порушень (плікативні дислокації). Під дією пластичних деформацій виникає порушене залягання пластів земної кори без розриву їх суцільності. Такі форми порушень прийняті називати плікативними дислокаціями. Серед плікативних дислокацій виділяють наступні форми: монокліналі, складки і флексури. Найбільш розповсюдженою (основною) їх формою є складки.

Монокліналі. Якщо пластичні деформації горизонтально залягаючих пластів осадових порід призвели до рівномірного однобічного нахилу (без розриву суцільності), то така форма порушення або дислокації називається монокліналлю. Монокліналь найбільш проста форма плікативних дислокацій (рис. 3.1). У залежності від величини кута нахилу пластів розрізняють монокліналі слабонахилені (кут нахилу до 15°), положисті ($16-30^\circ$), сильнонахилені ($30-75^\circ$), поставлені на голову ($80-90^\circ$).

Флексури являють собою коліноподібний або східчастоподібний перегин шарів або пластів (рис. 3.2). На місці перегину пластів їх потужність звичайно зменшується, вони стають тонші та розриваються. Частини флексури, які розташовані по обидві сторони перегину, називаються крилами. Вертикальний зсув крил флексури (амплітуда зсуву) може досягати декількох десятків і навіть сотень метрів. Флексуру нерідко розглядають як структуру, перехідну до розривних дислокацій.

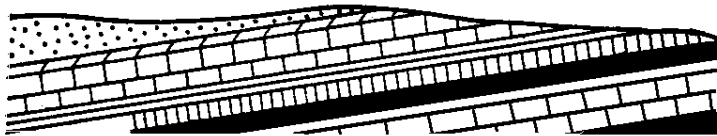


Рисунок 3.1 - Монокліналь

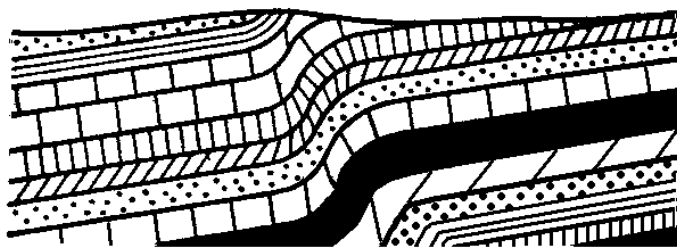


Рисунок 3.2 - Флексура

Складки – це хвилеподібні вигини пластів земної кори без розриву їх суцільності. Вигнута догори кладка називається антиклінальною складкою або антикліналлю. Складка, пласти якої прогнуті донизу, називається синклінальною складкою, або синкліналлю. Синкліналі й антикліналі - дві основні форми складок (рис. 3.3).

Крила - бічні частини складки. Кожна складка має два крила. Положення крил складки в просторі визначається відносно сторін світу (західне і східне крило, північне і південне, південно-західне і північно-східне і так далі). Якщо синклінальні складки чергуються з антиклінальними, то крило антикліналі є одночасно крилом синкліналі.

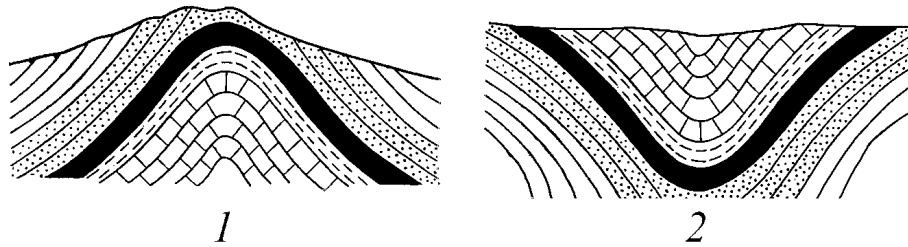


Рисунок Антиклінальна (1) і синклінальна (2) складки

3.3 -

Замок - частина складки, що прилягає безпосередньо до місця переходу одного крила в інше (у поздовжньому перетині). Нерідко замок антиклінальної складки називають склепінням.

Кут складки - кут, що утворюється, якщо подумки продовжити площини крил до їх перетину. Кут можна визначити при графічному зображенні поперечного перерізу складки.

Осьова поверхня - уявна поверхня, що поділяє кут складки навпіл.

Вісь складки – умовна лінія, яка одержується при перетинанні осьової поверхні з поверхнею Землі.

Шарнір складки - лінія, яка утворюється при перетинанні осьової поверхні складки з поверхнею будь-якого пласта, що складає складку. У складці можна виділити стільки шарнірів, скільки пластів її утворюють.

Ядро складки - внутрішня частина складки.

У залежності від положення осьової поверхні стосовно горизонту виділяють наступні різновиди складок.

Прямі складки - осьова поверхня перпендикулярна до горизонтальної поверхні, а крила падають під однаковими кутами.

Похилі складки - осьова поверхня утворює з горизонтальною поверхнею загалом невеликий кут.

Перекинуті складки - осьова поверхня має значний нахил і їх крила нахилені в одну сторону.

Лежачі складки - осьова поверхня рівнобіжна або майже рівнобіжна горизонтальній поверхні.

Форма складок залежить також від характеру розташування крил і замка. У залежності від цього, складки можуть бути нормальні (крила розходяться під гострим кутом), ізоклінальні (крила в основному рівнобіжні), віялоподібні (спостерігається перетиснення крил), сундучні (пологий широкий замок і крила круті).

Складки (у поздовжньому перетині) бувають довгими і короткими. Довгі складки називаються звичайно лінійними, у них довжина в багато разів перевищує ширину (відношення довжини до ширини дорівнює 5:1-10:1 і більше), а шарнір - майже пряма лінія. Короткі складки у вигляді витягнутих овалів називаються брахіскладками (брахіантикліналі і брахісинкліналі), у них відношення довжини до ширини дорівнює 2:1-5:1. Складки практично круглої форми мають назву склепінь, а відношення довгої осі до короткої у них складає 1:1-2:1. Від'ємний аналог склепіння називається чашею або мульдою.

Крила в лінійних складках майже рівнобіжні, а їх окремі ділянки можуть розглядатися як монокліналі.

Досить часто шарнір складки по простяганню зазнає занурення і підняття. Це явище називається хвилястістю або ундуляцією шарніру чи складки. В складці, що ундулює, її шарнір являє собою не пряму, а хвилясту лінію.

Замикання складки, де одне крило уздовж осі поступово переходить в інше крило, називається в антиклінальних складках периклінально, а в синклінальних складках - центриклінально.

Своєрідними різновидами антиклінальних складок є діапирові складки і соляні куполи. Їх утворення пов'язане з присутністю в ядрах цих складок пластичних порід, як ось: глини, солі, гіпсу, що пробивають (чи піднімають) пласти, які залягають над ними. Відбувається це тому, що у склепіннях, де потужність пластів менша, сила протидії слабша ніж на крилах. У діапирових складках, внаслідок пробивання склепіння пластичною масою, пласти склепіння набувають більш крутого падіння ніж на крилах. При цьому звичайно, потужність пластів у склепінні зменшується і вони виклинюються.

Соляний купол являє собою антиклінальну складку, у ядрі якої знаходиться скупчення солі. Дуже часто сіль у ядрі має форму вертикального циліндричного стовпа (соляний шток). При проникненні соляних мас, склепіння піддається розтягання й у ньому можуть виникнути численні

тріщини і розломи. У механізмі утворення соляних куполів дуже важлива роль належить низькій густині солі. Із соляними куполами часто пов'язані промислові скупчення нафти і газу.

Складки часто зібрані в групи. Значно рідше вони бувають розташовані окремо, ізольовано одна від одної. Складки, у залежності від форми шарнірної поверхні поділяються на рівнобіжні (паралельні), кулісоподібні, чечевицеподібні й інші (при цьому синклінальні складки чергуються з антиклінальними). Іноді складки розгалужуються у вигляді пучків (віргують).

Складно згруповані лінійно-складчасті структури утворюють антиклінорії і синклінорії (рис. 3.4).

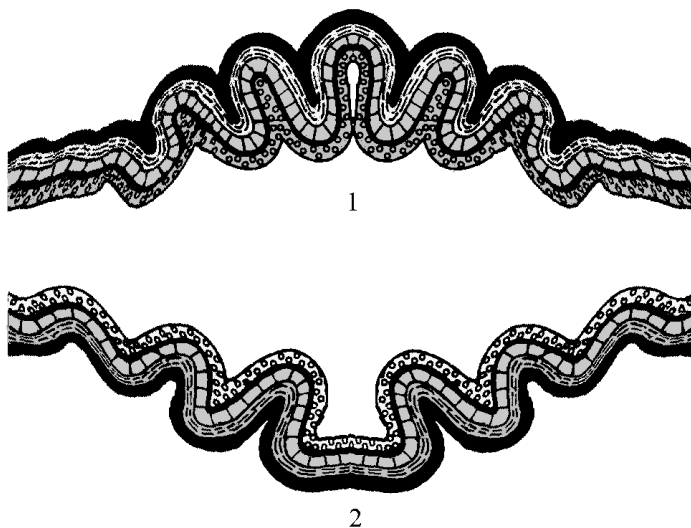


Рисунок Антиклінорій (1) і синклінорій (2)

3.4 - **Антиклінорії** - це великі складно побудовані антиклінальні структури (їх довжина складає сотні і навіть тисячі кілометрів). Їх загальна будова ускладнена більш дрібними антиклінальними і синклінальними складками.

Синклінорії - такі ж великі, складно побудовані, але в цілому, синклінальні структури. Вони ускладнені, подібно антикліноріям, синклінальними й антиклінальними складками. Антиклінорії і синклінорії утворюють гірські хребти і гірські системи (Альпи, Карпати, Кавказ, Тянь-Шань, Урал).

Складки в природних умовах досить рідко зберігаються в незруйнованому вигляді. Звичайно вони енергійно розмиваються. Тому на поверхні (у плані) пласти, що складають складку, мають вигляд паралельно витягнутих смуг, що замикаються десь по простяганню. У таких випадках відмінності між антиклінальними і синклінальними складками виражаються в наступному.

У ядрі антиклінальної складки знаходяться більш древні пласти, ніж на крилах. Тому, при перетинанні розмитої антиклінальної складки на переході від одного крила до іншого, спочатку спостерігаються молоді пласти. Потім у ядрі - найбільш древні з виступаючих на поверхню. Далі, в напрямку до другого крила, повторюються пласти в зворотному порядку - від древніх до більш молодих.

У ядрі синклінальної складки розташовані більш молоді пласти, ніж на крилах. При перетинанні розмитої синклінальної складки спочатку зустрічаються більш древні пласти, що у напрямку до ядра поступово змінюються більш молодими. Потім, при перетинанні другого крила, відслонені у складці пласти будуть змінюватися в зворотному порядку - від наймолодших до найбільш древніх пластів.

Розривні порушення (диз'юнктивні дислокації). Розривні тектонічні рухи приводять до розриву суцільності пластів гірських порід. Порушення, що утворилися внаслідок цих рухів одержали назву диз'юнктивних дислокацій. Розрізняють два види розривних дислокацій: без зміщення і зі зміщенням.

До розривних дислокацій без зміщення відносяться тектонічні тріщини. Вони розрізняються по ширині (мікротріщини - ледь помітні тріщини; макротріщини мають у ширину від декількох міліметрів до декількох метрів); по довжині (іноді довжина тріщин досягає десятків кілометрів); по глибині; по формі (прямолінійні, дугоподібні, кільцеподібні) тощо. Крім тріщин тектонічного походження існують тріщини нетектонічного (екзогенного) походження, що по зовнішніх ознаках мало чим відрізняються від попередніх.

Основними формами розривних дислокацій зі зміщенням є скиди, підкиди, зсуви, розсуви, насуви і покрови. У розривних дислокаціях розрізняють наступні елементи: площина розриву, крила

(два крила) і амплітуда зміщення (рис. 3.5).

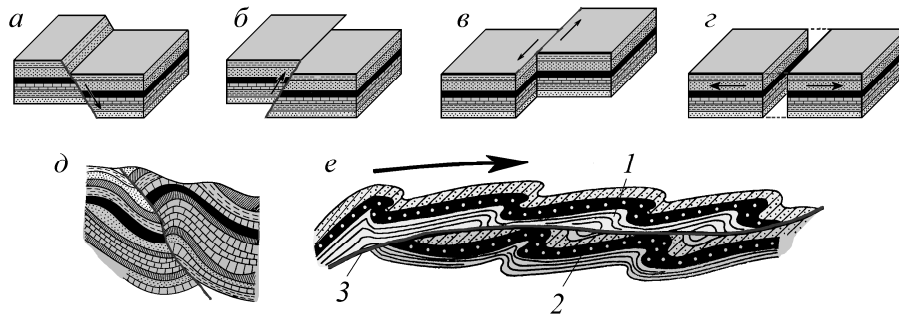


Рисунок 3.5 - Розломи зі зміщенням:
а – скид; б – підкид; в – зсув; г – розсув; д – насув; е - покрив (шар'яз); 1 – алохтон; 2 – автохтон; 3 - поверхня волочіння

Площина розриву - площина по якій відбувається зміщення. Кути нахилу площини розриву можуть змінюватися в широких межах - від декількох градусів до 80-90°.

Крила - товщі порід, що розташовані по обидві сторони площини розриву. При похилому положенні площини розриву крило, що розташовується над нею, називається висячим, а розташоване під нею - лежачим.

Амплітуда зміщення - величина відносного переміщення пластів. Розрізняють амплітуду зміщення дійсну, вертикальну і горизонтальну.

Найбільш характерною формою розривних дислокацій з переміщенням пластів є **скид** - порушення, у якого площина розриву нахилена убік висячого крила. Якщо ж площина розриву підсунута під висяче крило, утворюється **підкид**.

У випадку вертикального (або близького до нього) положення площини розриву стає важко класифікувати тип порушення (скид чи підкид). При цьому, крило, що займає більш високе положення, іменують звичайно піднятим, а більш низьке – опущеним.

Переміщення з розривом у горизонтальному напрямку приводять до утворення **зсувів**.

Розсувами називаються розриви зі зміщеннями. Вони відбуваються перпендикулярно до поверхні відриву при розсуванні частин пласта у різні (протилежні) сторони.

У природних умовах розривні дислокації, що зазнали розмиву, виявляються за рядом ознак. До них відносяться: безпосередній контакт пластів порід різного складу і віку уздовж якогось напрямку; виходи підземних вод уздовж певної лінії (звичайно у вигляді висхідних джерел, що викидають нагріті води); наявність тріщин, заповнених уламками порід.

Зцементовані уламки різних розмірів, що заповнюють такого типу тріщини, утворюють, так звану, **тектонічну брекчію**. Якщо ж ці уламки сильно подрібнені і перетерті, то утворюються мілоніти. Нерідко при переміщенні товщ порід по площинах розриву відбувається (унаслідок тертя) шліфування їх контактної поверхні і виникають дзеркала ковзання.

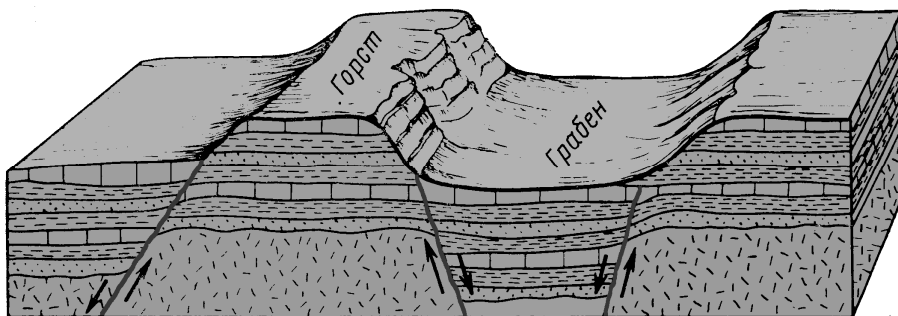
Насув - це дислокація з розривом пластів і насунанням одного крила на інше по горизонтальній або похилій стосовно горизонту площині (у скидах переміщення відбувається по більш крутій, ближче до вертикальної, площині). Звичайно їх супроводжують сильно стиснуті складки, нерідко з перекинутим (ненормальним) заляганням, коли під древніми відкладами на глибині знаходяться молодші пласти. Геологічні ознаки насувів у природі наступні: налягання однієї товщі порід на іншу по різкому контакту, не рівнобіжному основним площинам нашарування, що відрізняються за віком і складом; повторення по вертикалі двох однакових за віком і складом товщ; присутність у розрізі брекчій і мілонітів.

Насув з великим горизонтальним переміщенням називається **покривом** або **шар'язем**. У шар'язу висяче крило переміщується від своїх коренів іноді на сотні кілометрів. Крило шар'язу, що насувається називають покривом або алохтоном, а крило, що залишається під насувом - автохтоном. Під дією денудаційних процесів окремі частини алохтону можуть бути розмиті аж до виходу на

поверхню ділянок автохтона. Вихід на поверхню автохтону серед порід алохтону називається тектонічним вікном.

Безпосередньо з розривними дислокаціями пов'язане утворення структур - антиподів, таких як горст і грабен (рис.3.6). **Горсти** утворюються скидами або підкидами, центральні частини яких (блоки) підняті. При їх розмиві центральна частина буде складена більш древніми породами, ніж крайові. **Грабени**, навпаки, складені в центрі відносно молодими породами, а у крайових частинах - більш древніми.

Рисунок 3.6 - Горст і грабен



Грабени і горсти формують нерідко великі ділянки земної кори. Так, у грабенах лежать великі африканські озера (Ньяса, Танганьїка, Альберта, Рудольфа), Червоне море, озеро Байкал. Грабен під назвою Дніпровсько-Донецька западина охоплює усю східну Україну. З ним пов'язані основні родовища нафти і газу регіону.

ЛЕКЦІЯ 4. ОСНОВНІ СТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА ЇХ ВІДОБРАЖЕННЯ В РЕЛЬЄФІ

Найбільш структурними елементами земної кори, які не тільки відрізняються за характером її будови, але й чітко простежуються на поверхні, є **континенти** і **океани**. Різниця між цими двома структурними елементами земної кори не зводиться тільки до типу земної кори, а охоплює цілу низку відмінностей у будові, складі, фізичному стані речовини тощо, не лише земної кори, але й літосфери і навіть верхньої мантії.

Головними структурними елементами океанів є **серединно-океанічні хребти**, які являють собою своєрідні рухливі пояси з їх осьовими рифтами, і **океанські плити**, яким відповідають абісальні улоговини та підводні підвищення, що їх ускладнюють.

На континентах до основних структур належать **гірські споруди**, або **орогени** (грецк. “*орос*” – *гора*), в межах яких подібно до серединно-океанічних хребтів спостерігається підвищена ендегенна активність (землетруси, вулканічні прояви, тощо), що сприяє виникненню та розвитку інтенсивних вертикальних і горизонтальних рухів, а також **платформи**, до яких належать тектонічно спокійні, здебільшого асейсмічні та авулканічні, майже до ізометричної форми ділянки континентів значних розмірів, які в геоморфологічному відношенні відповідають, зазвичай, **рівнинним областям**. Характерною властивістю платформ є практично субгоризонтальне залягання осадових порід, а іноді базальтових лав.

Області земної кори з активним тектонічним режимом, до яких відносяться насамперед орогени, ще називають **геосинкліналями**, або за термінологією В.Ю.Хаїна, **рухливими геосинклінальними поясами**.

В їх межах виділяють такі структурні елементи, як антиклінорії і синклінорії, міжгірські западини та серединні масиви.

Антиклінорій — велика і складна складчаста структура земних порід антиклінальної будови, яка утворюється на місці геосинклінальних прогинів. Характеризується загальним підняттям поверхні, дотичної до склепінь антикліналей (дзеркала складчастості) в центральній частині. Розміри — сотні км завдовжки і десятки км завширшки. Дуже великі антиклінорії називаються мегантикліноріями.

Синклінорій - велика й складна складчаста структура синклінального характеру, що виникає в рухливих ділянках земної кори внаслідок тривалого їх опускання.

Серединний масив – геологічна структура в межах геосинклінальної області. Є жорстким й відносно стабільним центральним ядром складчастої області, складеним більш древніми породами, ніж сама геосинклінальна область.

Серед гірських споруд Землі виділяються молоді гори, і гори, які зазнали відродження. Перші називають **первинними**, або **епігеосинклінальними** (грец. “*епі*” – *після*), а другі – **вторинними**, або **епіплатформеними**. Другою ознакою первинного віку гірських споруд є метаморфізм і гранітизація. Древніші гори складені сильніше метаморфізованими і гранітизованими породами в порівнянні з породами молодих орогенів.

На периферії геосинклінальних областей, а також поміж гірськими хребтами виникають понижені ділянки рельєфу, зайняті здебільшого алювіальними низинами, або мілководними морями, в яких відбувається накопичення потужних товщ грубоуламкових продуктів, які утворилися в процесі руйнування гір різноманітними екзогенними процесами. Такі прогини та западини відповідно називають **передгірськими** та **міжгірськими**, а теригенні відклади, які їх вивіряють – **моласами**.

Характерною властивістю платформ є наявність **двоповерхової** будови. Нижній поверх, або як його здебільшого називають **фундамент** платформ складений сильно дислокованими, метаморфізованими і прорваними гранітоїдними тілами породами, які на доплатформеному етапі розвитку склали складчасті споруди, що були в подальшому денудованими до рівня моря. На породах фундаменту, з кутовим і стратиграфічним неузгодженням, субгоризонтально залягають породи верхнього структурного поверху, який називають **осадовим чохлам** платформи. Складений він практично недислокованими, неметаморфізованими, малопотужними (в середньому 3-5 км) осадовими відкладами мілководно-морських, лагунних і континентальних фацій.

Платформи складені структурними елементами вищих порядків, серед яких основне місце належить щитам і плитам (ці плити не слід утотожнювати з літосферними або океанськими).

Щити – це виходи на поверхню фундаменту платформи, який впродовж усього платформового етапу розвитку перебував в стані піднімання.

Плитами називаються частини платформи, які перекриті осадовим чохлам і протягом усієї історії її розвитку мали тенденцію до опускання. Плити, в свою чергу, складені більш дрібними структурними елементами, серед яких розрізняють синеклізи і антеклізи.

Синеклізи – це широкі, близької до ізометричної форми западини, під якими фундамент прогнутий, а **антеклізи**, навпаки – пологі, склепіннеподібні, з припіднятим фундаментом і менш потужним у порівнянні з синеклізами чохлам. В основі (так би мовити “на дні”) синекліз часто бувають поховані під товщею осадових порід рифтоподібні структури, в розрізі яких значне місце належить вулканогенним породам. Це так звані **авлакогени**. Нерідко антеклізи і синеклізи ускладнюються другорядними структурами, такими як вали і плакантикліналі. В периферійних частинах платформ, там де вони межують зі складчастими поясами, утворюються глибокі западини, які називаються **перикратонними**, тобто ті які виникли на краю кратону або платформи. Над зонами розломів у фундаменті, де мають місце вертикальні переміщення блоків, утворюються так звані **флексури** – вигини верств порід чохла без розриву їх суцільності і зі збереженням паралельності крил. Всі платформові структури дуже пологі, що загалом надає верствам порід вигляд субгоризонтального залягання.

Крайовий прогин (передовий прогин, передгірський прогин, передгірська западина)— глибокий прогин земної кори, що виникає на межі платформ і геосинклінальних областей в орогенний етап розвитку геосинкліналі.

Крайові прогини побудовані різко асиметрично: їх внутрішні, звернені до складчастих гірських утворень крила інтенсивно дислоковані в лінійні, часто ускладнені насувами до осі прогину складки нерідко з проявами соляного діпіризму, а на зовнішніх, більш пологих платформних крилах звичайно спостерігаються лише склепінчасті підняття.

Тектонічне районування і складання на цій основі тектонічних карт відносять до традиційних методів геології. Під ним слід розуміти виділення різномасштабних ділянок літосфери на основі різновидностей в їх історико-геологічному розвитку, структурно-морфологічних особливостях, структурно-речовинному складі або інших ознаках.

Найбільш традиційним принципом тектонічного районування територій є принцип районування за віком завершальної складчастості. В основі цього принципу, розробленого стосовно до континентів, лежить класичне вчення про геосинкліналі, у відповідності з яким розвиток літосфери приймається як природно-історичний процес переходу геосинкліналі у платформу. Цей принцип застосовується і до більш великих історико-геологічних об'єктів - океанів і континентів, а також при розгляді історико-геологічних подій з позиції розвитку океанів і переходу їх в континенти. В цьому випадку епоху закриття океану можна розглядати як завершальну складчастість, що привела до виникнення на місці океанічної структури гірськоскладчастої системи континентального характеру.

На основі історико-геологічного принципу тектонічного районування в межах континентів світу виділяють наступні типи геотектонічних областей:

- 1) області докембрійської складчастості;
- 2) області байкальської складчастості;
- 3) області каледонської складчастості;
- 4) області герцинської складчастості;
- 5) області мезозойської складчастості;
- 6) області альпійської складчастості.

Древні платформи утворюють ядра сучасних континентів. Їх фундамент складений породами архею (переважно) і нижнього протерозою. У платформному чохлам можуть бути породи верхнього протерозою, палеозою, мезозою і кайнозою. У результаті диференційованих рухів фундаменту, платформний чохлам буває неповним і не скрізь присутній. У багатьох місцях відсутні не тільки окремі системи, але й цілі групи гірських порід.

Молоді платформи. Серед них розрізняють три послідовно сформовані типи: епібайкальські, епіпалеозойські і епімезозойські.

Епібайкальські платформи виникли після прояву байкальського циклу тектогенезу і їх фундамент складають породи переважно рифею. Можлива участь у ньому і більш древніх порід докембрію, що виступають у серединних масивах. Серединні масиви - це великі ділянки порід древньої основи, що виступають серед навколишніх гірсько-складчастих структур. Платформний чохлам, як і в древніх платформах, можуть складати породи палеозою, мезозою і кайнозою. Епібайкальські платформи сформувалися місцями в Урало-Охотському (наприклад, Тімано-Печорська плита), Атлантичному і деяких інших геосинклінальних смугах.

Епіпалеозойські платформи виникли після завершення каледонського і герцинського циклів тектогенезу. В одних місцях вони сформувалися під впливом тільки одного каледонського циклу тектогенезу, а в інших (здебільшого) - під впливом герцинського циклу тектогенезу або ж того й іншого спільно.

Фундамент епіпалеозойських платформ в областях, де проявився лише каледонський цикл тектогенезу, складається з порід докембрію і нижнього палеозою (епікаледонські платформи). В областях, охоплених герцинською складчастістю (епігерцинські платформи) - докембрію і палеозою (зазвичай без пермських відкладів). Власне платформний чохол у епікаледонських платформах накопичувався з пізнього палеозою, а в епігерцинських - з початку мезозою і це накопичення триває в тих і інші і в наші дні.

Епіпалеозойські платформи сформувалися на місці Атлантичного, Арктичного й Урало-Охотського геосинклінальних поясів, після припинення їх геосинклінальної фази перетворення в орогени, а також на місці значної частини Середземноморського і невеликої частини Тихоокеанського поясів. Атлантичний орогенний пояс має переважно каледонський вік.

Епімезозойські платформи утворилися після завершення кіммерійського циклу тектогенезу, що охопив значну частину країн Тихоокеанського і східну країну Середземноморського геосинклінальних поясів.

Фундамент епімезозойських платформ складений породами мезозою. У його складі знаходяться і більш древні породи – палеозою (рідше докембрію), що складають серединні масиви.

На більшій своїй частині територія епімезозойських платформ зберегла гористий рельєф та відсутність платформного чохла. Останній спостерігається іноді в депресіях і складений породами палеогенового, неогенового і четвертинного віку. Відсутність на більшій частині площі кіммерійських структур платформного чохла послужила причиною трактування їх як структур, що ще не досягли платформної стадії розвитку. Западни фундаменту молодих платформ можуть бути заповнені осадово-ефузивними утвореннями, що виникли до початку накопичення платформного чохла.

Наймолодші альпійські або кайнозойські складчасті гірські споруди ще не досягли стадії платформного розвитку й утворюють дві складчасті зони: одну в межах Середземноморського, а іншу - у Тихоокеанському геосинклінальних поясах.

Середземноморський геосинклінальний пояс майже повсюдно пережив власне геосинклінальну (головну) стадію розвитку і знаходиться зараз на орогенній стадії. Припідняті в Середземноморському поясі альпійські складчасті споруди складаються з порід мезозойського і кайнозойського віку. Місцями серед них виходять на поверхню і більш древні породи (у ядрах складчастих споруд і в серединних масивах) - палеозойські, рифейські.

Тихоокеанський геосинклінальний пояс знаходиться в основному на власне геосинклінальній стадії розвитку. Лише окремі геосинклінальні прогини знаходяться на орогенному етапі розвитку й у них сформувалися складчасті зони (Сахалін, Камчатка, Японські острови й інші). Крім того, в межах цього поясу простежуються і нині формуються геосинклінальні прогини, країнні моря, глибоководні жолоби на океанічній основі .

Платформний чохол в альпійських складчастих структурах відсутній.

ЛЕКЦІЯ 5. ВИВІТРЮВАННЯ ТА КОРИСНІ КОПАЛИНИ І ГРУНТОУТВОРЕННЯ

Екзогенні геологічні процеси від зародження і розвитку постійно відбуваються у верхніх шарах земної кори та на її поверхні. Основне спрямування цих процесів - це руйнування позитивних форм рельєфу, створених ендегенними процесами, та заповнення утвореними відкладами понижень. Головним джерелом їх енергії є Сонце, сили гравітації, атмосфера, поверхневі і підземні води.

Екзогенні процеси постійно протікають при нормальних значеннях температури і тиску, за ендотермічною схемою, з поглинанням тепла. Вони спрямовані на диференціацію речовини земної кори. До них відноситься геологічна робота вітру і інших атмосферних агентів; поверхневих і підземних вод; морів, озер, океанів, боліт, льодовиків. Здійснюється ця робота шляхом руйнування гірських порід, захоплення і перенесення продуктів руйнування та їх відкладення. Інтенсивність цих процесів, в першу чергу, залежить від стійкості гірських порід та енергії екзогенних факторів.

Сукупність названих екзогенних процесів одержала назву **денудації**, яка разом з тектонічними рухами земної кори є визначальним фактором розвитку рельєфу суходолу. В умовах тектонічної стабільності під дією денудації формуються денудаційні рівнини, пластові рівнини і пенеплени. Денудаційні процеси, у поєднанні з акумулятивними, є основними рельєфоперетворюючими екзогенними факторами.

Основним результатом екзогенних геологічних процесів є зміна речовинного складу верхньої частини земної кори, диференціація речовини за фізичними і хімічними властивостями, утворення товщ осадових гірських порід і згладжування форм рельєфу земної поверхні. В результаті вирівнюється рельєф місцевості, руйнуються цілі гірські системи і на їх місці формуються **денудаційні рівнини** або **пенеплени**. Отже, пенепленізація рельєфу і формування нових осадових порід - найважливіший результат діяльності факторів зовнішньої динаміки Землі.

Завдяки екзогенним процесам формуються також ґрунти і корисні копалини. Близько 60% світових родовищ корисних копалин тісно пов'язані з продуктами екзогенної діяльності. Поряд з цим, екзогенні процеси завдають значної шкоди. Руйнуються береги рік, озер і морів, відбуваються обвали і зсуви, сніжні лавини, розмиви і руйнування гірських схилів, утворення і ріст ярів, заболочення територій, просідання рельєфу, виникають карстові воронки тощо.

Геологічна діяльність атмосфери.

Атмосфера Землі - це газова оболонка, яка утримується силою тяжіння Землі та обертається разом із нею. Маса атмосфери становить $5,15 \times 10^{15}$ т і складає менше 0,000001 частини від маси Землі. До складу атмосфери входять азот (78%), кисень (21%), аргон, неон, гелій, криптон та деякі інші постійні компоненти. До змінних складових атмосфери відносяться: водяна пара, озон і вуглекислий газ, які мають велике значення для атмосферних процесів. Основна маса водяної пари зосереджена у нижніх шарах атмосфери.

Незважаючи на порівняно незначну масу, атмосфера відіграє надзвичайно важливу роль у формуванні рельєфу планети і існування життя на ній. Наявність в атмосфері газів та водяної пари позитивно сприяє її геологічній діяльності, особливо при вивітрюванні, вітрових процесах та водяній денудації континентів.

Процеси вивітрювання.

Гірські породи на поверхні Землі піддаються інтенсивному руйнівному впливу внаслідок атмосферних процесів. Залежно від факторів, що діють на гірську породу, та результатів, види вивітрювання поділяють на два типи - фізичне і хімічне вивітрювання. Обидва типи вивітрювання тісно пов'язані між собою. Вони діють спільно, але інтенсивність прояву кожного із них в різних регіонах неоднакова.

Окремо виділяється біологічне вивітрювання, пов'язане з впливом на гірські породи рослинних і тваринних організмів. Воно завжди супроводжує фізичне і хімічне вивітрювання у складному процесі ґрунтоутворення.

Фізичним вивітрюванням називається руйнування гірської породи без зміни її основного складу. Залежно від головного діючого фактору і характеру руйнування гірських порід, фізичне вивітрювання поділяють на температурне і механічне.

Температурне вивітрювання відбувається в результаті коливань добових і сезонних температур, які викликають почергово нагрівання й охолодження гірських порід. Інтенсивність температурного вивітрювання залежить від складу породи, її структури і текстури, забарвлення, тріщинуватості та географічних факторів. Інші види зовнішнього механічного впливу не проявляються.

Вивітрювання гірських порід завжди починається з поверхні, поступово проникаючи на глибину аж до зони постійних температур. Температурне вивітрювання спостерігається в усіх кліматичних зонах, але найбільш інтенсивне воно на територіях з різким контрастом температур, сухим повітрям, відсутністю або слабким розвитком рослинного покриву. Такими областями на земній поверхні є пустелі (де амплітуда коливань добових температур досягає 50-60⁰С) та схили високих гір (де завдяки прозорості повітря сильно проявляється сонячна радіація). Важливе значення має також петрографічний склад порід.

Особливо інтенсивно руйнуються полімінеральні гірські породи (граніти, сієніти, пісковики, гнейси) внаслідок різних теплофізичних властивостей мінералів, що їх утворюють.

Механічне вивітрювання відбувається під дією замерзання води у тріщинах і порах гірських порід, при кристалізації солей, при випаровуванні води. Воно тісно пов'язане із фізичним вивітрюванням. Надзвичайно сильним агентом руйнування гірських порід є вода. Оскільки при замерзанні і перетворенні в лід вона збільшує свій початковий об'єм на 9%, то утворений при цьому тиск (до 100 МПа), розширює стінки тріщин і розриває всі без виключення породи.

Подрібнення гірських порід здійснює також розкристалізація солей в умовах жаркого сухого клімату. Вдень, при сильному нагріванні сонцем, волога, що знаходиться в капілярних тріщинах, підтягується до поверхні. Солі, що знаходяться в ній, починають кристалізуватись. Під дією наростаючих кристалів тріщини розширюються, що призводить до порушення монолітності гірських порід та їх руйнування.

Хімічне вивітрювання є результатом взаємодії гірських порід зовнішньої частини літосфери з хімічно активними елементами атмосфери, гідросфери та біосфери. Найбільшу хімічну активність мають кисень, вуглекислий газ, вода і органічні кислоти. Вони забезпечують протікання основних хімічних реакцій руйнування - окислення, гідратації, карбонатизації, розчинення та гідролізу. Суть цих процесів полягає в корінній зміні мінералів і гірських порід та утворенні нових, відмінних від материнських.

Біологічне вивітрювання - це процес руйнування гірських порід живими організмами і рослинами. Особливо активно руйнують гірські породи мікроорганізми, які населяють верхній шар ґрунту. Поблизу поверхні Землі їх вміст в 1 см³ ґрунту складає сотні мільйонів, на глибині 1-2 м - десятки тисяч, а на глибині 4 м - сотні.

Прості рослини (лишайники і мохи) переважно є першими поселенцями на свіжовідслонених породах. В процесі їх життєдіяльності породи піддаються активному руйнуванню і розкладанню. Прості рослини готують ґрунт для проростання на поверхні або в тріщинах гірських порід більш високоорганізованих рослин. Дерева, завдяки розвитку кореневої системи, можуть розпушувати не тільки ґрунтовий шар, але й руйнують щільні корінні породи. Встановлено, що тиск, який розвивається в тканині коріння, може досягти 19 МПа. Навіть відмерлі рослини відіграють значну роль в руйнуванні гірських порід. Пов'язано це з набуханням відмерлої деревини після дощу та значним збільшенням її об'єму. Гірські породи руйнуються також за рахунок життєдіяльності звичайних дощових черв'яків, комах, землерийних тварин тощо.

Всі види вивітрювання здійснюють сукупний вплив на гірські породи. В результаті вони не тільки руйнуються, але й утворюють характерні відклади (рис. 5.1).

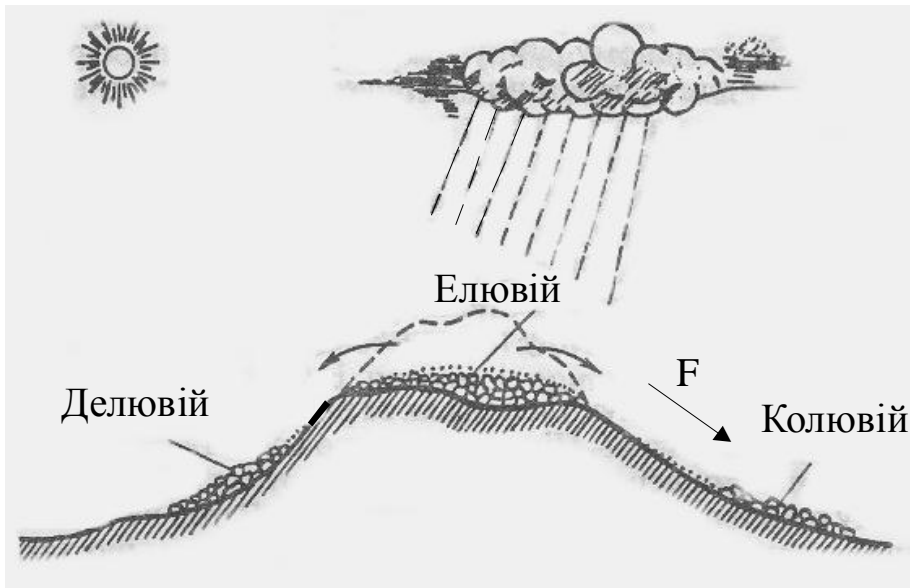


Рисунок 5.1 – Продукти вивітрювання

Елювій - це комплекс різномірних пухких відкладів, що формуються при вивітрюванні корінних порід літосфери та залягають безпосередньо на місці утворення або поблизу від нього. Вони позбавлені візуально помітного зв'язку з материнською гірською породою. Товщина елювію змінюється від декількох міліметрів до десятків метрів. Гранітні маси здатні вивітрюватись з утворенням елювію до глибини 30 м, вапнякові породи - до 60 м, а глинисті - до 120 м.

Делювій - геологічні відклади, утворені завдяки акумуляції продуктів вивітрювання гірських порід, змитих зі схилів дощовими і талими водами. Відкладаються вони при крутизні схилів понад 2-3°, формуючи шлейфи з глинистих, глинисто-уламкових або піщано-уламкових порід. Для делювіальних відкладів характерні: паралельна до схилів шаруватість, часткова обкатаність уламків, зменшення розмірів уламків угору по розрізу та вниз по схилу.

Колювій - це уламковий матеріал, який знесений з водорозділів на схили гір під дією сили тяжіння. Іноді не роблять відмінностей між колювієм і делювієм. Колювій, як і делювій, накопичується на гірських схилах і біля підніжжя гір у вигляді шлейфів. Однак ступінь відсортованості і зцементованості його уламків значно нижча, ніж у делювію. Колювій переважно утворюється біля підніжжя схилів гір і складається із гострокутних уламків та великих брил.

Процеси вивітрювання призводять до утворення в гірських місцевостях обвалів. Вони являють собою раптове, часто катастрофічне, переміщення величезних мас гірської породи до підніжжя. Утворенню обвалу сприяє виникнення тріщини або системи тріщин, по яких проходить відрив блоків породи. Морфологічним результатом обвалів є утворення стінок відриву гірських порід і ніш у верхніх частинах схилів та накопичення продуктів обвалу біля підніжжя.

Обвали невеликих мас породи, яка складається із уламків розміром не більше 1м³, називають каменепадями. Необхідно зазначити, що обвали й каменепади разом з осипами і лавинами є основним результатом процесу денудації схилів гір.

Вивітрювання призводить до утворення кори вивітрювання. **Кора вивітрювання** - це просторово витримана і генетично відокремлена континентальна геологічна формація. Вона складена досить обмеженим і своєрідним комплексом гірських порід. Вона утворюється в результаті строго спрямованої зміни мінеральних складових літосфери в зоні активної взаємодії з гідросферою та атмосферою за участю біосфери. Генетично кора вивітрювання належить до елювіальних утворень.

Формування кори вивітрювання відбувається в приповерхневих товщах земної кори в умовах стійкої і тривалої інфільтрації атмосферних вод. Це зумовлює фізичне руйнування і хімічне перетворення гірських порід і мінералів та диференційоване винесення елементів. Продукти зміни, які залишилися на місці свого утворення, називаються **залишковою корою вивітрювання**. Перенесені на невелику відстань продукти, які не втратили зв'язку з материнською породою, - **перевідкладеною корою вивітрювання**.

Породи кори вивітрювання є носіями корисних копалин. З давніми корама вивітрювання пов'язана майже третина всіх хімічних елементів. В корі вивітрювання знаходяться родовища руд алюмінію, заліза, марганцю, нікелю, кобальту, урану, рідкісних елементів, барію, неметалічних

корисних копалин (каоліни, вогнетривкі глини, магнезити тощо). З корою вивітрювання пов'язане утворення розсіпів золота, платини, каситериту, титаномагнетиту, циркону, монациту, дорогоцінного каміння та інших корисних копалин, звільнених при вивітрюванні із гірських порід.

З продуктами руйнування гірських порід та особливо з біологічним вивітрюванням пов'язаний ще один важливий процес - процес **грунтоутворення**. Основним фактором, що його обумовлює, є вплив органічних речовин. Ґрунти слід розглядати як верхній шар кори вивітрювання, який сильно збагачений гумусом, тобто продуктами життєдіяльності організмів. В складі ґрунтів розрізняють тверду, рідинну і газоподібну фази. Тверда фаза складається із кварцу, польових шпатів, каолініту та ін. мінеральних утворень. Рідинну фазу складає вода із розчиненими в ній органічними і мінеральними сполуками. Газоподібну фазу - різні гази, що заповнюють вільні від води пори.

При зміні геологічних умов, ґрунти можуть перекриватися будь-якими континентальними відкладами. Вивчення таких захоронених ґрунтів (а також елювію) має надзвичайно важливе значення в геології і геоморфології. Воно дає можливість встановити історію геологічного розвитку окремих областей планети та історію розвитку рельєфу і клімату.

ЛЕКЦІЯ 6. РОЛЬ ПІДЗЕМНИХ ТА ПОВЕРХНЕВИХ ТЕКУЧИХ ВОД У ФОРМУВАННІ РЕЛЬЄФУ

6.1 Геологічна діяльність річок

Річка являє собою природний водний потік, що тече у виробленому ним річищі і живиться за рахунок стоку з площі свого водозбору. Місце, де ріка бере початок, називають її **витоком**, а місце впадання в іншу річку, озеро, море, океан - **гирлом річки**.

Основними характеристиками ріки є її довжина, площа водозбору, ширина і глибина річища, нахил русла, швидкість течії, величина водного та твердого стоку. Сукупність головної ріки та її приток утворює **річкову систему**, а вся площа, яка постачає цю систему водою, - **басейн річки**. Басейн однієї ріки відділяється від басейну іншої підвищеними ділянками суші, які називаються вододілами.

Разом з тимчасовими водними потоками, річки утворюють так званий русловий стік, робота якого, на відміну від площинного змиву, зосереджена у відносно вузькій долині, яка називається руслом. Річкові долини являють собою незамкнуті, лінійно витягнуті заглиблення, створені ерозійно-аккумулятивною діяльністю рік. Річкова долина складається із русла ріки, дна або заплави, річкових терас та корінних берегів. Існує декілька типів річкових долин. Серед них виділяють давні долини річкового стоку, долини сучасного річкового стоку та сухі долини, які тимчасово заповнюються потоками вод.

Ріки виконують надзвичайно велику роботу з руйнування корінних порід, транспортування продуктів руйнування та їх відкладення. Вони щорічно виносять в океани 36.6 млн. км³ води. В середньому за 1 с через поперечне січення усіх рік нашої планети протікає 1140 тис. км³ води. Вся вона поступає у Світовий океан.

Залежно від характеру рельєфу, ріки поділяють на рівнинні та гірські.

Рівнинні ріки протікають по рівнинній місцевості у відносно неглибоких, добре розроблених, широких долинах із великими заплавами.

Гірські ріки протікають у вузьких глибоких долинах з крутими схилами й кам'янистими річищами. Характеризуються вони великим нахилом і швидкістю течії, незначною глибиною і слабо звивистим річищем. Долини річок прямі або слабо звивисті. Біля витоків вони являють собою глибокі каньйони з вузьким дном (1-3 м), а нижче в межах гір долини переважно V-подібні. Річища вузькі, порожисті, з водограями. Швидкість течії від 1 до 4,5 м/с і більше. Нахили становлять 60-80 м/км у верхів'ях та 5-10 м/км - у низинах. Живлення гірських річок України дощове, снігове і джерельне.

Каньйони - це вузькі глибокі долини з урвистими крутими (іноді східчастими) схилами і вузьким дном, яке часто повністю зайняте річищем. Вони характерні для плато, що складаються з горизонтально залягаючих осадових порід; для лавових покривів; для гірських районів, які інтенсивно піднімаються. Найчастіше каньйони пов'язані з розломними зонами. В Україні типовим є Великий каньйон Криму. Каньйоноподібний вигляд мають окремі ділянки річкових долин у Кримських горах, в Українських Карпатах, на Передкарпатті.

Незалежно від типу ріки, в ній прийнято виділяти три частини: верхню течію або верхів'я, яке примикає до витоків; середню; нижню течію або низовину, яка закінчується гирлом (місцем впадання ріки в будь-яку водойму). Ріки, особливо гірські, в нижній течії мають значно пологіший нахил русла, ніж у верхів'ї. Причому, у великих і багатоводних рік, нахил менший, а у малих рік - нахил крутіший.

Русло кожної ріки переважно має досить складну форму, яка визначається зміною нахилу поверхні. Форму русла прийнято оцінювати **коефіцієнтом звивистості**, який являє собою відношення дійсної довжини ріки, з врахуванням всіх її звивів, до найкоротшої відстані між витоків і гирлом. Коефіцієнт звивистості визначається за формулою:

$$k = \frac{L}{l},$$

де k - коефіцієнт звивистості; L - дійсна довжина ріки; l - відстань по прямій лінії між витоків та гирлом ріки.

Коефіцієнт звивистості рік може бути надзвичайно різним. Наприклад, для Дніпра він дорівнює 2,2; для Дону - 2,5. Іноді його величина може доходити до 5-6 і навіть більше, залежно від звивистості ріки в тій чи іншій частині земної поверхні.

Залежно від інтенсивності живлення змінюється кількість і рівень води в ріці, а також швидкість її течії. Найбільш високий рівень води в ріці в період повноводдя називається **високим горизонтом**.

Найбільш низький рівень води в ріці називається *меженним горизонтом*. Період різкого підняття води в ріці, викликаного проливними дощами, називається *наводком*.

Руйнівна сила рік називається річковою ерозією. Вона залежить від характеру руху води та її швидкості. Здатність ріки виконувати роботу визначається її енергією або живою силою. Кінематична енергія проточної води пропорційна масі води і швидкості течії ріки. Вона визначається за формулою:

$$E = \frac{mv^2}{2},$$

де E - енергія проточної води; m - розхід або маса води; v – швидкість течії ріки.

З даного рівняння видно, що чим більше в ріці води і чим більша швидкість течії, тим більшу роботу виконує ріка. Водночас слід відзначити, що при одній і тій же масі води, але при збільшенні швидкості течії, різко збільшується здатність ріки до перенесення уламків гірських порід. Так, відповідно до закону Ері, при збільшенні швидкості течії у два рази її здатність до транспортування збільшується у 64 рази, а при збільшенні у 3 рази - в 729 разів.

Таким чином, вода, протікаючи по поверхні різних гірських порід, виконує велику механічну роботу. Хімічний вплив річкових вод при цьому мінімальний.

Річкова вода, в першу чергу, розмиває дно свого русла, а потім руйнує свої береги, підмиваючи їх основу. Відповідно до цього, розрізняють *глибинну (донну)* і *бокову ерозії*. Практично в кожній окремій точці можна знайти одночасний прояв донної та бокової ерозій. Багаторічні спостереження за ерозійними процесами показали, що ложе ріки руйнується під дією абразії, гідравлічного виорювання і розчинення.

Під абразією розуміється механічне руйнування дна ріки під дією ударів, тертя уламків та осадових частинок, які переносяться рікою.

Гідравлічне виорювання зумовлене оточуючою і розклинюючою дією та піднімальною силою рухомої води. Водотік здатний розпушувати, піднімати і перекочувати по дну частини породи і ґрунту, а також вибивати і захоплювати в рух частинки твердої породи.

Розчинення проходить за рахунок розчинної здатності води, яка містить діоксид вуглецю, органічні кислоти та інші реагенти, що підсилюють розчинну здатність води. За підрахунками вчених, на континентах щорічно розчиняється близько 5 млрд. тонн твердої речовини.

Кінцевою метою річкової ерозії є вироблення поздовжнього профілю рівноваги, який являє собою криву зміни висот дна ріки по всій її довжині - від витоків до гирла. Форма поздовжнього профілю ріки визначається первинним рельєфом місцевості, перепадом висот між витоків і гирлом, кількістю притоків, міцністю гірських порід ложа тощо. В міру ерозійної роботи ріки її поздовжній профіль постійно заглиблюється, наближаючись до рівня басейну, куди впадає ріка. Цей рівень отримав назву *базису ерозії*.

Схема вироблення поздовжнього профілю рівноваги ріки можлива тільки за умови однорідності складу гірських порід. В природі цей процес значно складніший. Зокрема, гірські породи, по яких тече водотік, переважно мають різну міцність. Тому, поздовжній профіль рівноваги ріки формується не по всій її довжині, а на окремих ділянках. При чергуванні м'яких і твердих порід у руслі, утворюються пороги, перекази і водоспади.

Пороги - це мілководні кам'янисті або скелясті ділянки річища із значним нахилом і швидкістю течії. Утворюються вони внаслідок нагромадження валунів або виходу корінних порід, стійких до ерозії, що утруднюють течію.

Перекази - це мілководні ділянки річища, які мають вигляд валу, що перетинає річище під кутом 20-30° з пологим схилом, оберненим проти течії, та крутим - за течією. Утворюються вони в результаті нерівномірного розмиву річища водним потоком та акумуляції наносів. Перекази характерні для мандруючих річок, часто трапляються у місцях розширення заплави поблизу гирл притоків.

Водограй - це падіння води з уступу в річищі водостоку. Водограї характерні переважно для гірських річок, проте бувають і на рівнинах. Вода, падаючи з висоти, з величезною силою розмиває річище в зоні падіння.

Розрізняють декілька типів водограїв: ніагарський, коли вода падає широким потоком; каскадний, коли вода падає по кількох уступах відносно вузьким струменем з величезної висоти, та карельський або падун, коли вода падає по крутому скелястому річищу на значній відстані.

Найвищий у світі водограй Анхель, з висотою падіння води - 1084 м, знаходиться в Південній Америці. Великими водограями є: Ніагарський (Північна Америка), Джерзома (Індія), Вікторія (Африка).

Найвищий в Україні водограй Учансу знаходиться поблизу Ялти в Криму. Вода тут падає майже з прямовисного уступу заввишки 98,5 м. Нижче за течією утворюються ще три водограї.

Геологічна робота, яка виконується ріками, в кінцевому результаті завершується відкладанням (аккумуляцією) перенесеного нею матеріалу. Відклади, які накопичуються в річкових долинах, характеризуються своєрідною будовою і відмінні від інших генетичних типів. Ці відклади отримали назву **алювіальних** або просто **алювію**. Особливості їх будови та розповсюдження зумовлюються умовами їх формування.

Виробивши і згладивши всі нерівності рельєфу та сформувавши поздовжній профіль рівноваги, донна ерозія річища практично припиняється по всій довжині ріки. Однак з часом така рівновага може порушуватись внаслідок неотектонічних або кліматичних змін. Як правило, це приводить до росту перепаду висот між витоком і гирлом ріки. В цьому випадку ерозія проявиться з новою силою. Саме тому, в житті кожної ріки, яка проходить три періоди розвитку (юність, зрілість і старість), вони можуть періодично повторюватись. В результаті, по краях річкової долини формується серія річкових терас, що відповідають всім попереднім рівням ерозійних врізів. За кількістю терас можна судити про кількість активізацій (омолодження) ріки на кожній ділянці і для ріки вцілому.

Юність ріки характеризується невиробленим поздовжнім профілем рівноваги. Ріка протікає по нерівному рельєфу, регіональний нахил її русла по всій довжині надзвичайно крутий, а швидкість течії велика. На цій стадії розвитку ріки відбуваються посилені процеси глибинної (донної) ерозії, що призводить до інтенсивного поглиблення річища. Течія ріки бурхлива, а швидкість максимальна. Бокова ерозія в цей період дуже слабка. Швидке поглиблення річища призводить до утворення на ньому порогів, перекатів та водограїв.

Зрілість ріки настає в міру наближення рельєфу річища до поздовжнього профілю рівноваги. Глибинна ерозія переважає тільки у верхній течії ріки, де ще спостерігаються процеси глибинної ерозії. В середній і нижній течіях зрілих рік глибинна ерозія змінюється боковою. Долина ріки розширюється, набуває U-подібної форми. Збільшується коефіцієнт звивистості ріки, її річище часто вигинається. Виникають широкі алювіальні рівнини.

Старість ріки настає тоді, коли ширина дна її долини значно перевищить ширину заплави. Ріка в цей період починає меандрувати. В середній і нижній течіях відбуваються посилені процеси бокової ерозії, осідають річкові відклади та максимально збільшується коефіцієнт звивистості.

Утворенню меандр в цей період сприяє цілий ряд геолого-географічних факторів. **Меандри** являють собою коліноподібні вигини річища рівнинної ріки. Радіус їх кривизни визначається водністю та швидкістю течії водного потоку. Поступово меандра перетворюється на петлеподібну звивину. Річка може прорвати її в найвужчій частині (шийці), прокладаючи новий коротший шлях під час паводків та повеней. У залишеному потоком річищі утворюється стариця.

Стариця - це старе річище, залишене рікою в результаті повного або часткового відчленування від основного річища. В більшості випадків має видовжену, звивисту або підковоподібну форму. Утворюється в результаті відокремлення звивини річища (протоки) з двох її кінців річковими відкладами або внаслідок прориву шийки меандри і спрямлення річища.

В період старості ріки в її долині утворюється широка заплава або заплавна тераса, що лежить вище меженого рівня води в ріці і періодично затоплюється під час повеней. Як правило, вона має добре виражені площину, уступ з бровкою і тиловий шов. Більшість терас утворюється в результаті циклічної аккумулятивної та ерозійної діяльності водних потоків.

Відомо, що кожна ріка, протікаючи по річковій долині, впадає в іншу ріку або велику водойму. В залежності від типу впадіння, річкам України, загалом, властиві прості та лиманні гирла. З позицій геологічної роботи річкових вод розглянемо тільки дельти та естуарії (рис. 6.1).

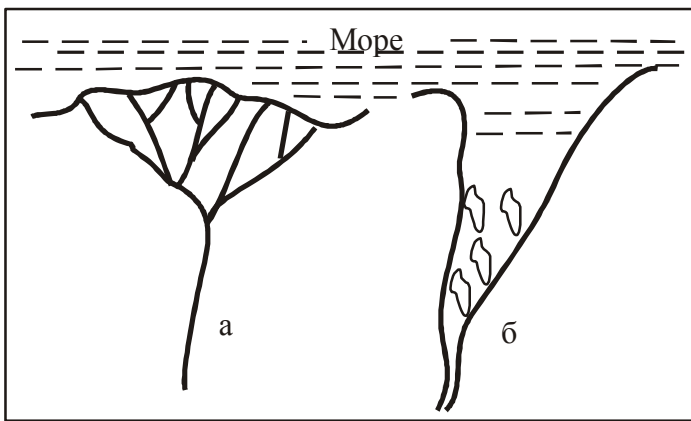


Рисунок 6.1 - Типи гирл рік
а - дельта; б - естуарій

Дельта - це низовинна ділянка суходолу в гирлі ріки, розчленована рукавами і протоками.

Естуарій - це гирло ріки, яке у вигляді вузької затоки глибоко вдається у межі суші. Відомо багато річок, які мають естуарії. Утворюються вони на тих ділянках земної кори, які зазнали або зазнають постійного прогину. У цьому випадку долина ріки виявляється частково затопленою водою з кінцевої водойми стоку, а ріка поєднується з нею вузькою затокою - естуарієм.

З посиленням глибинної ерозії збільшується кількість уламкового матеріалу, який виноситься рікою. Цей матеріал осідає в межах естуарію та утворює в ньому мілини, острови і коси. Виникають окремі басейни, які пов'язані між собою і називаються **лиманами**. Лимани бувають відкритими, тобто сполученими з морем, і закритими, які відокремлені від моря косами та пересипами. Вони являють собою витягнуту мілководну затоку, що утворилася при затопленні морем пригирлової частини річкової долини або балки внаслідок незначного опускання суходолу.

Текучі води і ріки виконують не тільки руйнівну, але й велику утворюючу роботу. Це - накопичення нових осадових порід, які називаються алювіальними відкладами. Матеріал для цих відкладів утворюється внаслідок розмивання порід і знесення їх з поверхні басейну ріки. Переміщення його відбувається в результаті турбулентного руху води. Сортування і перевідкладання уламкових частинок залежить від їхньої густини, розміру, форми і швидкості руху води, рельєфу місцевості.

Серед алювію часто зустрічаються розсіпні родовища корисних копалин, які утворились за рахунок руйнування корінних порід або корінних родовищ. На відміну від корінних родовищ, розсіпні родовища є переміщеними. Ріки, розмиваючи гірські породи, одночасно вимивають з них цінні мінерали. Ці мінерали переносяться рікою, частково стираються і розчиняються. В решті накопичуються в долинах рік в алювії, утворюючи промислові скупчення або алювіальні розсіпи.

Алювіальні розсіпи у більшості випадків мономінеральні, наприклад, золото, платина, олово, алмази. Але часто зустрічаються і полімінеральні - золото-платинові, олово-вольфрамові, титано-цирконієві, тантало-ніобієві. Розповсюджені вони, в основному, в гірських районах. Формуються під час ерозійних циклів у фазі глибинної та бокової ерозії річкової долини.

Серед різних типів розсіпних родовищ алювіальні розсіпи відіграють провідну роль при видобутку золота, платини, олова, вольфраму, титану, цирконію, танталу і ніобію, другорядну - при видобутку дорогоцінних мінералів.

Алювіальні відклади містять розсіпи рідкісних мінералів - рутил, циркон та ін. (долини річок Ірпені, Тересви). Досить часто в алювіальних відкладах зустрічаються включення дорогоцінних мінералів. На заплавній і першій надзаплавній терасах річок Полісся поширені поклади торфу (фація заплавних боліт). З алювіальними відкладами пов'язані високоякісні ґрунтові води.

До найбільш відомих алювіальних розсіпів належать золотоносні розсіпи Колими і Чукотки (Росія), Аляски і Каліфорнії (США), алмазні алювіальні родовища Південно-Африканської республіки.

6.2 Геологічна діяльність підземних вод

Підземними називаються води, що заповнюють пори і порожнини гірських порід. Вони належать до основних факторів, які здійснюють значну геологічну роботу з руйнування гірських порід, перенесення продуктів руйнування, утворення нових відкладів та різноманітних форм рельєфу.

Інтенсивна діяльність підземних вод, в першу чергу, визначається надзвичайно великою їх кількістю. За оцінкою академіка В.І.Вернадського, маса підземних вод дорівнює 5×10^{17} тонн. Це

доводить, що в порожнинах та тріщинах міститься величезний підземний океан, який за масою води перевищує Атлантичний.

Підземні води у рідкому стані наявні в усій земній корі до глибини критичної температури. Розподіл води вивчено до глибини 5-7 км в артезіанських басейнах і 2-3 км у гідрогеологічних областях. Підземні води відіграють надзвичайно велику роль у житті людини. Ще за декілька тисячоліть до нашої ери на Близькому і Середньому Сході існували практичні знання, необхідні для пошуків і видобутку води з надр Землі.

За гідравлічними властивостями підземні води поділяють на ґрунтові, напірні і верховодку (рис. 6.2).

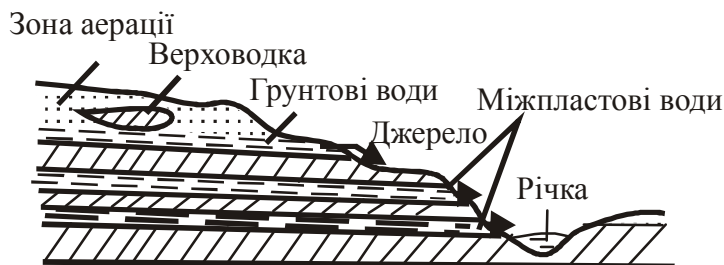


Рисунок 6.2 - Схема будови водоносного горизонту

Ґрунтові води - це переважно безнапірні води першого від поверхні постійного водоносного горизонту. На формування та режим ґрунтових вод впливають особливості геологічної будови, рельєф, гідрометеорологічні фактори, рослинність та діяльність людини. Ґрунтові води знаходяться в гірських породах без напору і повністю заповнюють водоносний пласт. Поверхня, яка обмежує ненапірні водоносні горизонти зверху, називається **дзеркалом вод**. При горизонтальному положенні дзеркала вони утворюють басейн підземних вод. Нахил дзеркала свідчить про рух потоку в бік пониження позначок.

Прісні ґрунтові води широко використовують для зрошування та місцевого водопостачання, а в районах з дефіцитом артезіанських вод - для центрального водопостачання.

Напірні підземні води містяться у водоносних пластах під гідростатичним тиском. Залягають вони нижче від горизонту ненапірних ґрунтових вод і заповнюють водоносні горизонти повністю. Напірні води циркулюють між водовідпірними породами і мають надлишковий тиск. Басейни з такими напірними водами прийнято називати **артезіанськими басейнами**. Характерною їх особливістю є те, що у свердловинах рівень води встановлюється вище від рівня залягання водоносних пластів. У понижених частинах рельєфу свердловини переважно фонтанують.

На території України напірні води свердловинами розкриті на глибинах 7-8 км. Вони утворюють складні гідрогеологічні системи, найбільшими з яких є артезіанські басейни та гідрогеологічні області.

Артезіанські басейни являють собою сукупність водоносних горизонтів і комплексів, які пов'язані з від'ємними геологічними структурами. Рух води в них проходить під гідростатичним тиском. Відповідно до гідрогеологічного районування, артезіанські басейни на території України належать до платформової та складчастої гідрогеологічних провінцій.

В платформовій частині території України виділяють Волино-Подільський, Дніпрово-Донецький і Причорноморський артезіанські басейни.

Волино-Подільський артезіанський басейн підземних вод охоплює структури південно-західного краю Східноєвропейської платформи. Геолого-тектонічна будова басейну зумовила складну гідрогеологічну структуру підземних вод.

Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн в геоструктурному відношенні пов'язаний з Дніпровсько-Донецькою западиною. Регіональними областями живлення є Український щит і Воронезька антекліза. Областю розвантаження виступає долина Дніпра.

Причорноморський артезіанський басейн пов'язаний з товщею осадових порід Південноукраїнської монокліналі і борту Чорноморської западини. Природними факторами формування підземних вод є інфільтрація атмосферних осадів і поверхневих вод у межах басейну та надходження підземних вод з Українського щита.

У Закарпатському та Передкарпатському басейнах прісних напірних вод практично немає. В гідрогеологічних областях Карпат і Криму їхні ресурси незначні.

Напірні води добре захищені від хімічного, бактеріологічного і радіаційного поверхневого забруднення та мають досить стабільний режим. Вони є важливою складовою водних ресурсів України.

Верховодка - це тип безнапірних підземних вод, що тимчасово накопичуються у породах в зоні аерації в обмежених за площею лінзах або прошарках водонепроникних пластів. Живиться за рахунок інфільтрації атмосферних або поверхневих вод. Має нестійкий режим і змінний хімічний склад, обмежені запаси, зазнає біологічного забруднення. Верховодка зникає посушливого літа й відновлюється за сприятливих сезонних умов. Іноді вона стає джерелом живлення рослин або ґрунтових вод, що прискорює її виснаження.

Підземні води містяться не тільки в пластах проникних порід, але й в тріщинах, утворюючи так звані **тріщинні** води. Такі води найчастіше зустрічаються в тріщинних вапняках, тріщинуватих магматичних і метаморфічних утвореннях. Вода заповнює тут системи сполучених між собою тріщин. На відміну від ґрунтових та артезіанських вод, тріщинні води часто утворюють не пластові, а масивні природні водоносні резервуари.

Джерелом або **витоком** називають довільний природний вихід підземної води на поверхню Землі. Найчастіше джерела утворюються за рахунок пересічення водоносних горизонтів з від'ємними формами сучасного рельєфу (річкові долини, балки, яри, озерні котловини); геолого-структурних особливостей місцевості (наявність тріщин, зон тектонічних порушень, контактів вивержених і осадових порід); фільтраційної неоднорідності водовміщуючих порід.

Кількість води, яку дає джерело за одиницю часу, називається **дебітом**. Дебіти джерел значною мірою залежать від умов їх живлення і проникності гірських порід, які складають водоносний горизонт. Джерела відрізняються одне від одного не тільки за дебітом, але й за ступенем мінералізації води та за її температурою. Різноманітність джерел дає змогу класифікувати їх за різними ознаками. Зокрема, - за походженням вод, напрямом їх руху, температурою, хімічним складом тощо.

Класифікація джерел за температурою води. Всі джерела за температурою води поділяються на три типи -звичайні, холодні та гарячі.

Температура води **звичайних** джерел приблизно дорівнює середньорічній температурі повітря в місці розташування джерела. Їх називають **ізотермічними**.

Холодні джерела дають воду з більш низькою температурою, ніж середньорічна температура повітря даного району. Такі джерела називаються **гіпотермічними**.

Гарячі джерела мають температуру води вищу за середньорічну температуру повітря даного району. Джерела з температурою води, вищою за +20⁰С, називають **термальними**.

Класифікація джерел за хімічним складом. Підземні води зазвичай містять розчинені солі у своєму складі. Сумарну кількість солей, розчинених у воді, називають загальною мінералізацією вод. Насичення підземних вод різними солями проходить в процесі складної взаємодії підземних вод і гірських порід, по яких вони рухаються. Підземні води, розчиняючи мінерали, переносять їх на великі відстані і при певних умовах відкладають в порожнинах гірських порід або біля виходів підземних вод на поверхню.

Всі природні води за ступенем мінералізації академік В.В.Вернадський розділив на ряд груп: прісні, солонуваті, солені та розсоли. Згідно його класифікації, прісні води містять менше 1 г/л солей; солонуваті - від 1 до 10 г/л; солені - від 10 до 50 г/л; розсоли - понад 50 г/л.

Залежно від хімічного складу, джерела розділяють на залізисті, лужні, солені, гірко-солені, сірчисті, вапнякові, радієві. Всі вони мають лікувальне значення і розглядаються як важливі корисні копалини. Особливо багато різних типів лікувальних вод виявлено в Україні. На їх базі створено цілу мережу лікувальних закладів на Прикарпатті та Закарпатті, Криму, Одесі, Полтавській, Донецькій, Тернопільській, Хмельницькій та інших областях. Тут діють такі всесвітньо відомі курорти, як Трускавець, Моршин, Східниця, Миргород, Слов'янськ, Хмельник та спеціалізовані санаторії на Чорноморському узбережжі Криму і Одеси.

Карст – це процес хімічного і частково механічного впливу поверхневих та підземних вод на розчинні гірські породи. Карстом називають також утворені форми. Прояви карсту найпоширеніші у вапняках, доломітах, гіпсах, ангідритах, кам'яній та калійній солях. В результаті дії карстових процесів виникають поверхневі та підземні карстові форми рельєфу, карстові порожнини, а також утворюються карстові відклади (рис. 6.3).

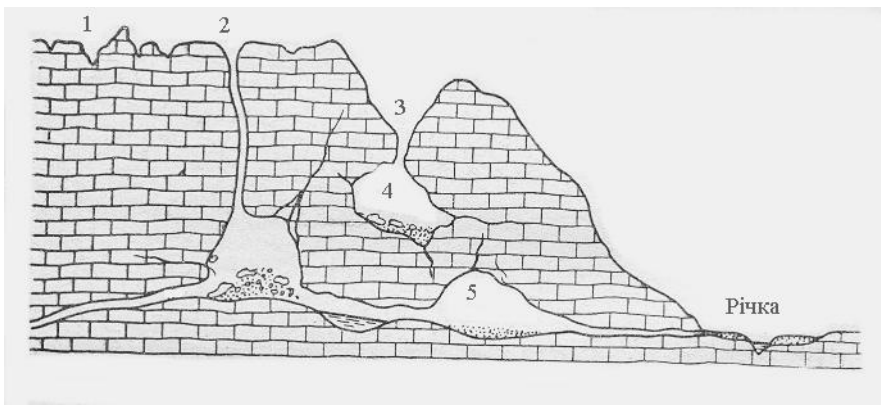


Рисунок 6.3 – Схематичне зображення форм карсту
 1 – карі; 2 – понори; 3 – карстова воронка; 4 – карстова порожнина; 5 печера

У районах розповсюдження мінералів з високою розчинною здатністю, вода, проникаючи по порах та тріщинах, розчиняє окремі зерна мінералів. Після встановлення наскрізного стоку - виносить їх у розчиненому вигляді. Процеси розчинення мінералів повторюються багаторазово, аж поки в гірському масиві не утвориться ціла система з'єднаних порожнин і каналів, які постійно збільшуються до значних розмірів. Так виникають **карстові печери**.

Передумовами розвитку карстових процесів є наявність рухомої агресивної води й порової або тріщинної водопроникності розчинних гірських порід.

Карстові підземні води живляться за рахунок інфільтрації та конденсації в голому карсті та інфільтрації й інфлюації - у перекритому. Значення джерел живлення залежить від пори року. Карстові води містяться в порових, тріщинних, кавернозних і мішаних колекторах. Основними типами гідрогеологічних резервуарів у карстових районах є карстові басейни та карстові масиви.

За потужністю гірських порід, що піддаються карстуванню, та глибиною залягання карстових підземних порожнин розрізняють глибокий і неглибокий карсти. Залежно від ступеню покриття гірських порід, які карстуються, ґрунтами, розсипчастими утвореннями або нерозчинними скельними породами, виділяють задернований, покритий, броньований та похований (викопний) карст. Карст з відсутнім ґрунтово-рослинним покривом називається голим.

Карстові печери іноді досягають надзвичайно великої довжини і розмірів. Вони широко відомі в США, Україні, Росії, Франції, Італії, Угорщині, Югославії та інших країнах. Значна кількість печер (більше сотні) міститься в кавернозних вапняках, які складають плато Кентуккі у США. Тут розташована Мамонтова печера, яка складається з 5 ярусів, каналів і гrotів загальною протяжністю понад 300 км. В печері протікають три ріки з 8 водограями. Тут розташовано три підземних озера. Вся ця підземна гідросистема пов'язана з наземною річкою Грін-Рівер. В Європі великі печери, довжина яких досягає 40-60 км, відомі в Швейцарії (Хельхох) і Австрії (Айсрізенвельт). Великі печери зустрічаються в Угорщині, Югославії, ФРН.

В межах України розвинуті всі типи карсту. Карстовими процесами охоплено близько 30% території країни. Тут виділено 14 карстових областей і 55 районів. Поверхневі карстові форми рельєфу поширені практично в усіх областях, а підземні відомі лише в 10 карстових областях і 34 карстових районах. Площа карстових областей змінюється від 0,12 до 45 тис. км². Загальна площа карстових областей України становить 2065 км². Найбільшими в межах України є Гірсько-Кримська та Подільсько-Буковинська карстові області.

Гірсько-Кримська карстова область розміщена на Головному пасмі Кримських гір із загальною площею 1200 км². Загалом для неї характерний вапняковий карст, переважно голий і задернований. Загальна потужність вапняків змінюється від 100-200 м до 1-1,3 км. Утворення карсту пов'язане з місцевим стоком. Поверхневі карстові форми представлені майже всіма різновидами і численними карстовими лійками, розташованими на площі 342 км².

Подільсько-Буковинська карстова область охоплює західні схили Подільської височини і Розточчя. В породах, переважно неогенового і крейдового віку, поширений платформовий покритий, задернований і голий карст сульфатного і карбонатного типу. Серед поверхневих карстових форм переважають лійки (часто з понорами), карстові котловини, озера, давні долини. В Подільсько-Буковинській карстовій області знаходяться дві найдовші у світі печери - Оптимістична та Озерна.

Карстова печера Оптимістична за довжиною посідає друге місце в Європі. Це - гіпсова печера-лабіринт. Протяжність її досягає 165 км, площа - 215 км², об'єм - 500 тис. м³.

Карстова печера Озерна має протяжність 107 км і відноситься до найдовших печер світу. Площа її складає 312 тис. м², а об'єм - 646 тис. м³.

Відомо також понад 130 карстових печер, переважно у лівобережному Придністров'ї і межиріччі Дністер-Прут. Більшість печер, у тому числі найбільші, розвідані у 15-30-метровій гіпсовій товщі, невеликі печери є у вапняках та пісковиках. Сумарна протяжність 11 гіпсових печер - 412 км, п'ять з них є найдовшими у світі.

Для територій розвитку карсту характерні мілкі борозни і заглиблення – **кари**. Це замкнуті пониження у вигляді воронок, котловин, сліпих ярів і долин. Найтиповішими є конічні, котло- і блюдцеподібні або неправильної форми воронки діаметром від 1 до 200 метрів і більше. Їх глибина - від 0-5 м до 50 м, а іноді й значно глибша. На дні воронок та інших заглиблень зустрічаються водопоглинаючі отвори – **понори**. Вони часто є початком шахт або колодязів, прірв, що досягають глибини понад 1000 м. Найглибшу прірву (Жан-Бернар), максимальна глибина якої становить 1410 м, виявлено в Альпах (Франція). Змикаючись між собою, понори утворюють більші форми поверхневого карсту - **котловини** і **провалля**. Останні також можуть виникнути в результаті провалу покрівлі печер. В рельєфі провалля виділяються своїми великими розмірами, мають вигляд замкнутих западин з крутими бортами і відносно плоским дном. Часто такі депресії заповнюються водою, утворюючи **карстові озера**.

Території розвитку карстових процесів надзвичайно небезпечні для промислового та цивільного будівництва, спорудження житла і транспортних магістралей, зведення гідроелектростанцій, водосховищ та ін. При видобутку корисних копалин в закарстованих масивах особливу увагу необхідно приділяти вибору системи розробки родовищ, водному режиму тощо. В районах розвитку карсту застосовуються різні способи протикарстової меліорації. Це - регулювання поверхневого і підземного стоків, тампонування карстових порожнин шляхом нагнітання цементного, глинистого і бітумного розчинів; спеціальне облаштування (фундаменти з врахуванням специфіки території, армування, обмеження поверховості та щільності забудови); будівництво протифільтраційних перепон та ін.

Підземні води, нарівні з розчиненням і перенесенням окремих твердих частинок, в сприятливих умовах формують відклади. Цей процес може проходити як на поверхні Землі біля виходу джерел, так і в порожнинах порід водоносних горизонтів. Утворення відкладів є однією з найважливіших форм геологічної діяльності підземних вод. Розрізняють два типи відкладів, які утворились в результаті діяльності підземних вод. Це - відклади на поверхні Землі і відклади в порожнинах гірських порід. Типовими відкладами, що утворились підземними водами на поверхні Землі є вапнякові й кременисті туфи, кухонна сіль, залізні й марганцеві руди.

У поверхневих і підземних карстових формах рельєфу України виявлені: елювій, колювій, делювій, пролювій; озерні, льодовикові, льодові біогенні відклади джерел; натічні, кольматаційні й гідротермальні утворення. Дослідження карстових відкладів дає можливість встановити умови та час утворення карстових форм, вирішувати інші спеціальні питання. З карстовими колекторами пов'язані боксит, каолін, марганець, а з гідротермокарстом - ісландський шпат.

Серед форм геологічної діяльності підземних вод грязьовий вулканізм займає особливе місце. **Грязьові вулкани** - це різноманітні за формою геологічні утворення, які постійно або періодично викидають на поверхню Землі грязьові маси у вигляді сопочної брекчії. Вони представлені гострокутними уламками гірських порід різного віку в глинистій масі та газами, серед яких переважають метан, важкі гомологи метану і в меншій кількості вуглекислий газ, азот, сірчистий газ. Вся ця маса поступає на поверхню Землі разом з водою.

Грязьові маси переважно накопичуються біля вивідного каналу, утворюючи сопковидний конус. Зустрічаються вони здебільшого в нафтогазоносних областях. Відомі в Туркменії, Азербайджані, Росії, Україні, Румунії, Італії, Мексиці, Бірмі, Китаї.

На поверхні Землі грязьові вулкани утворюють великі пагорби плоско-конічної форми, які цілком або повністю складаються із сопкових відкладів. Їх схили порізані ярами. На вершині грязьового вулкану знаходиться воронкоподібний кратер, яким завершується вивідний канал. Викинута при виверженні пульпа повільно стікає по схилах сопки, застигає та сприяє її росту. Розміри грязьових вулканів змінюються від невеликих височин до невеликих пагорбів. Висота найбільш високих грязьових вулканів досягає 300-500 м при діаметрі основи 5-6 км.

Якщо серед продуктів грязьового вулканізму переважають гази і вода, то на поверхні утворюється **сальза**. Це басейн, заповнений гряззю, який періодично викидає гази і воду у вигляді

грифону. У випадку переважання серед продуктів викиду твердих уламків порід, на місці сальзи поступово виростає пологий горб - *грязьова сопка*, яка складена сопковою брекчією.

Форма грязьової сопки залежить від густини розчину. При дуже рідкому - конус може й не утворюватись, оскільки розчин розтікається по поверхні Землі. В сопочних водах і в грязі містяться J, Br, V. Склад газу неоднаковий і перебуває в прямій залежності від складу і віку гірських порід.

Крім грязьових сопок, в нафтоносних регіонах зустрічаються ще так звані *нафтові сопки*. Це - кірковий пагорб конічної або караваєподібної форми, заповнений нафтою. Переважно із нього разом з нафтою виділяється газ і, в більшій або меншій кількості, рідка пульпа, яка разом з нафтою утворює кірку. Нафтова сопка генетично пов'язана з безперервним рядом перехідних форм грязьового вулканізму.

На території України грязьові вулкани є в Криму, здебільшого на Керченському півострові, та в Карпатах біля села Старуня Богородчанського району. Виникнення їх зумовлене особливостями геологічної будови та нафтогазоносністю цих районів. Грязьові вулкани пов'язані з антиклінальними складками, в ядрах яких залягають пластичні глини. Гази, що вириваються з глибин 5-7 км по розривних порушеннях, викидають на поверхню перем'яту глинисту масу з уламками порід (сопкову брекчію). Так утворюються сопкові поля або поодинокі споруди. Грязьові вулкани, розташовані по одинці або групами, мають спільний глибинний осередок. Найбільша активність грязьових вулканів Керченського півострова припадає на минулі геологічні епохи, здебільшого на неоген. Грязьові вулкани поділяють на постійнодіючі, періодичнодіючі та згаслі (викопні). З грязьовими структурами пов'язані родовища вапняків, залізних руд (Новоселівське, Баксинське та ін.) і сопкової глини, з якої виробляють керамзит. Наявність йоду, бромю і сірководню у водах грязьового вулканізму надає грязям лікувальних властивостей. Загальновідомою є лікувальна сопкова грязь Булганацької групи вулканів.

Походження грязьових вулканів до кінця не відомо. Їх вивчення показало, що сопки і сальзи завжди розташовуються групами, витягуючись вздовж зон, ускладнених глибинними розломами.

ЛЕКЦІЯ 7. ПЛОЩИННИЙ ТА ЛІНІЙНИЙ СТІК І ПЕРЕНІС ЗАБРУДНЮЮЧИХ РЕЧОВИН

Одним із найважливіших факторів, який зумовлює спрямованість та інтенсивність екзогенних геологічних процесів, є поверхневий стік. Він формується в межах конкретної місцевості та залежить від фізико-географічних умов.

Поверхневими стічними водами називають всі води, що стікають з поверхні суші. Вони утворюються внаслідок випадання дощу, танення снігу і льоду, переміщення вод у ґрунті й товщі гірських порід та у процесі кругообігу води. **Поверхневий стік** - це кількість води, що стікає з водозбору за певний проміжок часу. Формується він в результаті взаємодії різних процесів і факторів в атмосфері, гідросфері та літосфері. Він залежить від клімату і ландшафту.

З поверхневим стоком пов'язані ерозія, дренаж, обводнення території, транспортування та акумуляція продуктів денудації. Величина поверхневого стоку змінюється в часі, залежно від кліматичних факторів (насамперед від величини атмосферних опадів). Величину поверхневого стоку визначають за балансом вологи, тобто за поступленням атмосферних опадів та витратою вологи на випаровування.

Води поверхневого стоку, залежно від характеру переміщення, діляться на **площинні** і **рулові**. В першому випадку основним джерелом живлення поверхневих вод є атмосферні опади і сезонне танення снігу та льоду. Ці води на рівних пологих схилах розтікаються у вигляді струмочків, які покривають схил густою переплетеною сіткою. В другому випадку поверхневі води мають лінійно витягнуті струмені і потоки, що збираються в русла у вигляді ритвин, улоговин, ярів і річкових долин. За часом і результатом своєї дії руслові водяні потоки поділяються на **тимчасові**, **постійні** або **періодичнодіючі**.

Руйнівна діяльність вод поверхневого стоку полягає у площинному вимиванні продуктів вивітрювання зі схилів і підвищених ділянок рельєфу та русловому розмиві гірських порід водяними потоками.

Яроутворення.

Геологічний вплив води на поверхню планети не обмежується тільки площинною ерозією. В результаті дії тимчасових водяних потоків виникають процеси лінійної ерозії, спрямовані вглиб Землі. Ця ерозія призводить до утворення **ярів** - відносно невеликих крутосхилих долин.

Яри виникають в умовах розчленованого рельєфу на схилах височин, стрімких берегах рік, озер і морів під дією зливових і талих вод. Найбільш інтенсивно яри розвиваються у місцевостях, не покритих рослинністю. Збільшенню швидкості їх росту значно сприяють також м'які гірські породи, що залягають безпосередньо на поверхні Землі. В першу чергу це родючий ґрунт, лес, лесоподібні глини і частково самі глини.

Тільки так можна пояснити той факт, що в південних областях України, аж до Чорного моря, розвинуті глибокі яри. Сприяють цьому наявні тут шари лесоподібних утворень. Довжина ярів - від сотень метрів до кількох кілометрів. Характерні круті схили і розгалуженість.

В переважній більшості яри формуються із промоїн під дією зовнішньої ерозії. Атмосферна вода, попадаючи на денну поверхню, стікає вниз по схилах височин. Максимальну швидкість і руйнівну силу води мають в нижній частині схилу. Спочатку тут виробляється заглибина, яка з часом росте вгору і поглиблюється. Через певний час ерозія розкриває водоносні горизонти, які значно посилюють темпи росту яру. Поступово яр розростається вгору по схилу, постійно поглиблюючись і розширюючись. Глибина ярів може досягати 40-50 м, ширина - до 150-300 м і довжина - до 3-5 км.

Поступово з ростом яру в довжину і виробленням поздовжнього профілю рівноваги ерозійна сила стікаючої води знижується. Схили яру виположуються, і на них з'являється рослинність. Розширюється дно яру як за рахунок бокової ерозії, так і за рахунок відступання схилів в результаті схилових процесів. Яр перетворюється в балку. Перетворення яру в балку здійснюється не відразу по всій його довжині. Процес цей починається з нижньої, найбільш давньої частини яру і поступово поширюється вгору.

Винесений із ярів і балок матеріал, якщо він не відноситься рікою, відкладається в гирлах, утворюючи конуси виносу. Матеріал, який складає конуси виносу тимчасових водотоків, називається **пролювієм**. Склад пролювію залежить від типу осадів схилу, що прорізаний яром чи балкою; стадії розвитку яру та характеру стоку дощових і талих вод. Загалом для пролювію характерна погана відсортованість матеріалу, слабка обкатаність уламків, зменшення розміру частинок від вершини конусу виносу до його основи і від осової лінії - до країв.

Яроутворення завдає надзвичайно великої шкоди господарству. Ярова ерозія вважається природним лихом. Для боротьби з яроутворенням постійно проводяться значні роботи. Схили і днища ярів закріплюють рослинністю. Верхів'я, для боротьби з розвитком вершинного перепаду, - рослинністю і різними спорудами (бетонні лотки, бетонні водовідбивні криниці). В руслах будують греблі і загати. Позитивні результати дає обвалювання вершин ярів, яке перешкоджає поступленню води до вершинного перепаду із вищезалягаючої частини схилу. За допомогою дамб вода відводиться від вершин яру на закріплені ділянки схилу. Біля дамб формують великі ставки, які затримують поверхневий стік.

Обвальні і зсувні процеси.

Атмосферні опади і, створені ними, водяні потоки призводять до сильного розмивання гірських схилів і крутих берегів рік, озер і морів. Сформовані ними глибокі яри, в переважній більшості, мають круті схили з кутами нахилу понад 30°. Іноді крутизна схилів, залежно від складу порід, може наближуватись до вертикалі. На таких обривистих і навислих схилах розвиваються процеси обвалювання - раптове обрушення мас гірських порід у вигляді окремих глиб або великих блоків. Воно супроводжується подрібненням зірваної маси при її падінні до підніжжя схилу. На схилах меншої крутизни виникають процеси осипання, при яких окремі уламки гірських порід скочуються до підніжжя по схилах.

Гірські обвали часто мають катастрофічний характер. В історії людства відомі сотні катастроф, пов'язані з раптовими обвалами гірських масивів. В результаті, під уламками гірських порід були захоронені цілі села і міста, перекриті гірські ущелини і створені в них озера. Боротьба з обвальними процесами здійснюється шляхом виположування, терасування і закріплення рослинністю відкосів і схилів, цементації окремих тріщин, будівництва підпірних і облицювальних стін, контрфорсів, банкетів і контрбанкетів тощо.

Поверхневі стічні води можуть діяти одночасно з підземними, неглибокозалегаючими водами. В результаті спільної дії підземних і поверхневих вод в природі спостерігається й інше явище - **зсуви**. Зсувом називається переміщення значних мас гірських порід вниз по схилу під впливом сили тяжіння, викликане одночасною дією підземних і поверхневих вод за наявності в розрізі пластичних глин. Найчастіше маси зволжених порід сповзають по нахиленій у бік схилу поверхні водотривких верств. Причинами зсувів є природні процеси, які порушують рівновагу схилу. В результаті зменшується стійкість порід внаслідок їх надмірного зволоження, вивітрювання, підмиву чи землетрусів. Природні фактори доповнюються антропогенним впливом. Основними видами є підрізання схилів, створення виїмок, перевантаження схилів будовами тощо. Зсуви спричинюють утворення зсувних форм рельєфу.

Крім обвалів і зсувів, атмосферні опади та утворені ними тимчасові водяні потоки призводять в багатьох районах, особливо гірських, до розвитку **осипів**. Хоч осипні процеси розвиваються набагато повільніше від обвальних і зсувних, поширені вони набагато ширше. Багато обвалів та осипів, які починають рух як єдине ціле, на дуже крутих схилах розбиваються на окремі вузькі потоки уламків. Такі, особливо швидкі, переміщення уламків по схилу називаються уламковими лавинами.

Матеріалом для утворення осипів служать механічні продукти фізичного вивітрювання гірських порід. Під дією поверхневих стічних вод вони переміщуються по схилу до підніжжя. Поряд з цим, багато схилів ярів і річкових долин, складених розсипчастими нестійкими породами, також піддаються осипним процесам.

Болотні потоки.

Болотні потоки або селі являють собою бурхливі руслові потоки з води та уламків гірських порід, які раптово виникають у долинах гірських річок і водотоків. Утворюються вони під час злив в гірських областях та в результаті швидкого танення снігу в горах. Характеризуються надзвичайно великою руйнівною силою.

Формуються болотні потоки на сильно пересіченій місцевості при скупченні на схилах гір великих мас продуктів вивітрювання. Поверхня їх переважно дуже слабо скріплена рослинністю. Маса води, змішуючись із захопленим матеріалом (суглинки, глина, пісок, щебінь, валуни), перетворюються у болотно-кам'яну масу і спрямовуються до підніжжя схилів, викликаючи сильне спустошення місцевості.

Для виникнення **селей** необхідні наступні умови: значні ухили річкових долин, балок, ярів, гірських масивів; зливний характер атмосферних опадів або бурхливе танення снігу у верхів'ї; велика кількість розсипчастих продуктів вивітрювання в межах водозабірної басейну ріки або яру.

На території України селі переважно характерні для Кримських гір та Українських Карпат. За типом течії вони поділяються на зв'язані (структурні) і незв'язані. На території України в переважній більшості розповсюджені незв'язані течії.

ЛЕКЦІЯ 8. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ВІТРУ. ПРОЦЕСИ ТА ЕОЛОВІ ФОРМИ РЕЛЬЄФУ. КРИОГЕННІ ПРОЦЕСИ І БАГАТОРІЧНА МЕРЗЛОТА

8.1 Геологічна діяльність вітру

Повітряні течії в атмосфері є одним із найважливіших факторів, що визначають інтенсивність геологічних процесів на поверхні Землі. Основною причиною переміщення повітряних мас є нерівномірний розподіл атмосферного тиску. Доповнюють його зміни густини атмосфери (за рахунок нерівномірного нагрівання її і поверхні Землі Сонцем), рельєф поверхні, наявність рослинності, щільність забудови тощо.

Значний вплив на рух повітряних мас та утворення вітрів здійснюють: розподіл континентів та океанів, розмір і форма суші і акваторій, теплі і холодні океанічні течії, сезонні зміщення кліматичних зон; сезонний перерозподіл ділянок високого і низького атмосферного тиску. В результаті постійного руху повітряних мас атмосфери відбувається тепло- і вологообмін між континентами та океанами, екваторіальними та арктичними зонами, виникають морські течії і хвилі.

Геологічна діяльність вітру переважно зводиться до руйнування корінних порід, транспортування та акумуляції продуктів руйнування. Інтенсивність руйнівної роботи повітряних мас, що переміщуються, залежить від швидкості вітру. Руйнування відбувається як при безпосередній дії повітряних струменів на розсипчасті або слабозцементовані породи, так і дією на поверхню гірських порід твердими частинами, які переносяться. Перший вид еолової ерозії одержав назву **дефляції** (лат. - видування, розвіювання), а другий - **коразії** (лат. - обточування). Отже, вітер руйнує всі гірські породи, що утворюють поверхню Землі, за рахунок вітрового навантаження та за допомогою піску і пилу, що переносяться.

Частини, які переносяться вітром, постійно бомбардують поверхню гірських порід (коразія). В результаті ударів, які тривають постійно впродовж геологічного часу, м'якші корінні породи руйнуються. На поверхні Землі утворюються жолоби, борозни, штрихи, ніші, розширюються невидимі раніше мікротріщини, виникають неглибокі печери тощо. Характерною особливістю коразії є утворення одиноких скель надзвичайно різноманітної форми. Найбільш характерними з них є своєрідні вироблені еолові форми: коразійні ніші, кам'яні "гриби", кам'яні стовпи, кам'яні скульптури тощо.

В процесі дефляції вітер підхоплює розсипчасті продукти вивітрювання або відриває частинки слабозцементованих порід та переносить їх в напрямі свого руху. Швидкість дефляції визначається силою вітру, характером залягання та міцністю гірських порід. Особливо інтенсивно процес дефляції відбувається там, де прогресують процеси фізико-механічного руйнування (вивітрювання). Дефляція переважно носить вибірковий характер. Часто в крутих урвищах виступи і карнизи, які відповідають шарам міцних порід, чергуються з нішами, які утворені видуванням м'яких або слабозцементованих порід. Найчастіше така структура поверхні характерна для шаруватих товщ з різною фізико-механічною стійкістю гірських порід.

Перенесені вітром продукти дефляції (пісок, глинисті частинки, пил, елементи органіки), випадаючи із повітряного потоку, дають початок формуванню **еолових відкладів** і форм рельєфу. Перевідкладені маси піску з пилувато-глинистими частинками, при сприятливих умовах, формують на земній поверхні скупчення у вигляді піщаних пагорбів, дюн, барханів і гряд найрізноманітнішої форми.

Пагорби переважно утворюються біля кущів рослин при хаотичному характері вітру. В переважній більшості, вони безсистемно розкидані по площі. Їх висота, в середньому, становить 1,5-10 м. Зберігаються вони в рельєфі тільки за умови закріплення їх рослинністю. За відсутності рослинності їх неправильна поверхня поступово згладжується більш стійкими вітрами.

Дюни - це видовжені асиметричні пагорби із заокругленими вершинами та більш пологим підвітровим схилом. Навітровий схил переважно більш крутий (до 35°). Утворюються дюни на берегах морів, озер і рік. Їх висота коливається від 5 до 30 м, досягаючи часом 100-200 і навіть 500 м. В поперечному перерізі вони мають асиметричну будову.

Бархани - це піщані утворення в пустелях і напівпустелях. В плані вони переважно мають серпоподібну форму. Утворюються при одному напрямку вітру, що встановився для даної місцевості. Навітровий схил більш пологий (5-14°), а підвітровий - крутий (30-35°). Це пов'язано із здуванням піщаних частинок вгору по його відлогому схилу і їх осипанням за гребенем бархану. Подібна динаміка визначає внутрішню косошарувату структуру бархану і його переміщення в напрямі вітру.

Переважає висота барханів змінюється від 1 до 200 м. В пустелі Сахара зустрічаються окремі пірамідальні бархани висотою до 500 м. В аридних і семиаридних областях, поряд з піщаними пустелями розвинуті кам'янисті і глинисті пустелі. Для них характерні різноманітні дефляційні форми типу дефляційних останців. Уламки гірських порід на поверхні кам'янистої пустелі часто покриті характерною блискучою кіркою - пустельним загаром. Його утворення пов'язане з капілярним підтягуванням розчинів солей із породи і випаданням солей на її поверхню.

Одною із характерних форм рельєфу глинистих пустель є *такіри*. Це неглибокі замкнуті пониження з рівним, майже горизонтальним дном, вкриті щільною глинистою кіркою і сіткою тріщин усихання. Міцність цієї кірки настільки велика, що навіть кінські підкови не залишають на ній слідів. Іншою формою рельєфу глинистих пустель є *сори* або *солончакові пустелі*. Вони виникають на місці висушених соляних озер і покриті розсипчастим шаром глини та солі.

В результаті вітрової ерозії на значні відстані переносяться не тільки пилоподібні глинисті частинки, але й пісок. Такі частинки, внаслідок підняття їх вітром на значну висоту, можуть переноситися в атмосфері на велику відстань, осідаючи далеко від пустель. На периферії пустель і в сухих областях еоловий пил може накопичуватись, утворюючи специфічну пиловату породу, яку названо лесом.

Лес - це дрібнопилувата супіщано-суглиниста континентальна осадова гірська порода світло-жовтого або палевого кольору. Переважають (40-50%) зерна розміром 0,01-0,05 мм, частково представлені агрегатами, утвореними при коагуляції колоїдних і глинистих частинок.

Характерною властивістю лесу і лесоподібних відкладів є різке зниження міцності структурних зв'язків при зволоженні. Це призводить до просідання, розвитку лесового псевдокарсту, втрати несучих властивостей, інтенсивного яроутворення тощо. Зволоження лесу зумовлює залежність його властивостей (пористість, просідання, опір стисненню і зсуву) від навколишнього середовища: посушливості клімату, характеру ґрунтоутворення, рельєфу, ландшафту. Лес є добрим матеріалом для спорудження насипів, сировиною для виробництва цегли, черепиці, клінкеру.

Первинні лесові покриви утворюють субгоризонтальну слабо-хвилясту поверхню рельєфу. На височинах, в умовах, що сприяють глибинній ерозії та площинному змиву, виникли рівнини, розчленовані яружно-балковою системою. Для низовинних степових рівнин характерні специфічні форми рельєфу – блюдця степові та поди.

Блюдця степові являють собою пологі, замкнуті безстічні зниження округлої форми. Їх діаметр від 10-15 м до сотень метрів, глибина - від 1-1,5 м до 3-4 м. Поширені вони на площах залягання лесів, лесових легких суглинків та супісків, у підосві яких залягають водонепроникні породи.

Поди являють собою плоскодонні замкнуті зниження рельєфу розміром від кількох десятків метрів до 10 км у поперечнику, площею до сотень і тисяч квадратних метрів. На території України вони утворюються в лесовому покриві. Також зустрічаються в окремих районах Причорноморської і Придніпровської низовин. Поди разом із степовими блюдцями входять в басейни стоку талих і дощових вод. Форма подів - овальна, серпоподібна, округла. Нахил схилів - від 2-3⁰ до 5-10⁰, деякі з них терасовані. У великі поди розвиваються неглибокі, з пологими схилами, балки.

Отже, загальні тенденції і закономірності взаємодії атмосфери з твердою оболонкою нашої планети спрямовані на процеси вивітрювання і діяльність вітру. Результатом є нівелювання рельєфу земної поверхні. При цьому руйнуються цілі гірські регіони. Продукти руйнування зносяться вниз і заповнюють заглибини в рельєфі. Внаслідок цього процес руйнування поширюється на все глибші горизонти та постійно прискорюється.

8.2 Геологічна діяльність снігу і льоду

Сніг - це тверді атмосферні опади у вигляді кристалів льоду різноманітної форми, які випадають з хмар при від'ємних (або близьких до 0⁰C) температурах повітря. Процес випадання снігу називається *снігопадом*, а перенесення його вітром над Землею - *хуртовиною*. Шар снігу, що утворюється на земній поверхні внаслідок снігопадів, називається *сніговим покривом*.

Формування снігових покривів на земній поверхні зумовлене геологічними процесами, особливостями земної поверхні та загальною циркуляцією атмосфери. Сніговий покрив характеризується тривалістю снігостою, висотою та щільністю.

Лід - це тверда різновидність води (або вода у твердому стані), що широко розповсюджена на земній поверхні. Об'єм льоду становить близько 30 млн. км³. Лід - низькотемпературна мономінеральна гірська порода, яка складена найбільш легким мінералом (водою). Лід має специфічні

геологічні властивості. Наприклад, льодовики течуть аналогічно сильно в'язким рідинам. Природний лід бере активну участь в кругообігу води на планеті. Широке розповсюдження льоду на Землі, особливості динаміки його зміни і перетворень суттєво впливають на формування клімату, гідрогеологічних процесів, планетарного кругообігу води та формування рельєфу.

Льодовиками називаються стійкі у часі накопичення льоду на земній поверхні. Формуються вони тільки вище снігової лінії. **Сніговою лінією** називають рівень, вище якого сніг не встигає розтопитись за літо. При збільшенні товщини снігового покриву ця лінія переміщується вниз, а при потеплінні та зменшенні товщини снігу піднімається вгору. Найвище положення снігової лінії - на північному та південному тропіках, а найнижче - на полюсах (де вона опускається до рівня моря). Оскільки за природними умовами південна півкуля більш холодна, то в ній снігова лінія нижча і на 70⁰ південної широти знаходиться на поверхні Світового океану. В північній півкулі снігова лінія досягає нульової позначки тільки на північному сході Гренландії. Льодовики широко розповсюджені у високих широтах північної і південної півкуль Землі та у високих горах всіх широт. Основна маса льодовиків міститься в Антарктиді та Гренландії. Загальна площа сучасних льодовиків 16 млн. км² (11 % від площі суші). Загальний об'єм льоду, який міститься у льодовиках, оцінюється близько 30 млн. км³.

На поверхні суші льодовики формуються в районах, де протягом року існує від'ємна температура і можливе постійне накопичення снігу і льоду. Крім цього, необхідна наявність похилих схилів і западин, захищених від Сонця і вітру. Висота, на якій утворюються льодовики, в різних районах земної кулі неоднакова. Вона залежить від географічної широти, місцевого клімату, рельєфу, експозиції схилів, саморозвитку льодовиків.

Сніг, який накопичився на поверхні Землі, ще не є льодовиком. Для перетворення його у масу льоду він повинен пройти ряд процесів. Накопичуючись у пониженнях рельєфу або на вершинах гір, сніг за літо не встигає розтанути, а тому його маса із року в рік збільшується. Він ущільнюється і під впливом добових коливань температури перетворюється у зернисту масу. Такий ущільнений зернистий сніг називається **фірном**, а область його накопичення - **фірновим полем**. З часом фірн доущільнюється, зерна змерзаються і він перетворюється у фірновий лід білого кольору завдяки знаходженню в ньому бульбашок повітря. Із збільшенням тиску фірновий лід перетворюється у прозорий кристалічний льодовиковий або **глетчерний лід** бірюзового кольору. Зміна кольору зумовлена видаленням з льоду бульбашок повітря. Такі перетворення тривають сотні років. Із 10 м³ снігу утворюється 1 м³ глетчерного льоду. Якщо 1 м³ свіжого снігу важить 85 кг, то маса 1 м³ глетчерного льоду - 909 кг.

Розміри і форма фірнового поля залежать від розмірів зледеніння і рельєфу даної території. Найбільші розміри мають області живлення великих материкових льодовиків Гренландії та Антарктиди. Переважно це великі простори із слабо випуклою поверхнею, покриті снігом. Межу між областю живлення і льодовиком провести досить важко.

У льодовиках виділяють область живлення (де проходить накопичення снігу і перетворення його у фірн, а потім у глетчерний лід) та область стоку, по якій рухається і стікає глетчерний лід. Залежно від співвідношення областей живлення і стоку, а також від розмірів і форми льодовиків, вони поділяються на три типи: гірські (або альпійського типу), покривні (або материкового типу) та проміжні.

Гірськими або **альпійськими** називають відносно малопотужні льодовики високогірних районів, утворення яких пов'язане з різного роду депресіями рельєфу - западинами, долинами рік, ущелинами тощо. Такого типу льодовики розвинуті в Альпах, Гімалаях, на Тянь-Шані, Памірі, Кавказі та інших гірських районах планети. Характерним льодовиком цього типу є льодовик Федченка на Памірі.

Покривні або **материкові** льодовики утворюються в полярних районах майже на рівні моря. Льодовики цього типу займають величезні площі і мають значну товщину льодового покриву. На відміну від льодовиків альпійського типу, покривні льодовики не мають яскраво виражених зон живлення. Форма таких льодовиків не контролюється рельєфом ложа. Покривні (материкові) льодовики найбільше розвинуті в Гренландії та Антарктиді.

В Гренландії площа зледеніння займає 1,8 млн. км². Лід покриває майже весь острів, за виключенням його південної частини. Товщина льоду в центральній частині досягає 3400 м. Швидкість руху льодовика, що проходить по гірських вершинах і утворює, так звані, вивідні льодовики досягає 20-25 м/добу. Частина вивідних льодовиків стікає в море і від їх краю відриваються **айсберги**.

Найбільшим льодовиком планети є Антарктичний льодовик, який займає площу близько 14 млн. км². В ньому міститься приблизно 24 млн. км³ льоду, що становить 80% від об'єму всіх льодовиків

Землі. Його крайні частини, які спустились в море, відколюються і падають в море, утворюючи **айсберги**. Підхоплені течією, айсберги виносяться в помірні широти, іноді в тропічний пояс, де тануть і зникають.

Айсберги часто досягають надзвичайно великих розмірів (декілька кубічних і навіть десятків кубічних кілометрів). Більша частина айсбергу знаходиться під водою і тільки 1/8 його частини виступає над поверхнею води у вигляді льодяної гори висотою в десятки метрів. В Антарктиді щорічно утворюється до 5 тис. айсбергів. Вони надзвичайно небезпечні для мореплавання, але поступово починають використовуватись як джерело прісної води в безводних місцевостях.

До льодовиків **проміжного (скандинавського)** типу належать плоскогірні льодовики, які утворились на горах з плоскою або плосковипуклою вершиною. На плато утворюється велика льодяна шапка, від якої в різні боки по схилах і по врізаних в них долинах спускаються льодовикові язики. В деяких випадках подібні льодовики, що мають спільний фірновий басейн живлення, можуть виникати не на плоских вершинах, а на випуклих і навіть конусоподібних вершинах гір.

Льодовики порівняно зі снігом і льодом відіграють важливу роль у руйнуванні гірських порід, їх трансформуванні та утворенні нових різновидів. Вони суттєво впливають на формування рельєфу Землі. Рухаючись, маса льоду руйнує гірські породи внаслідок перенесення вмерзлого матеріалу і тертя льодовика об ложе та оточуючі схили долини. Процес руйнування гірських порід під час руху льодовика називається **екзарацією** або **льодовиковою ерозією**. Здійснюється вона за рахунок тиску на ложе та схили долини. Якщо врахувати, що 1 м^3 льоду важить 900 кг, то при товщині льодовикового язика 100 м, на 1 м^3 його ложа тисне маса в 90т.

Льодовиковій ерозії сприяє тріщинуватість порід, а не їх м'якість. Якщо порода тверда, то льодовик сильно руйнує її, відломлюючи і виносячи великі уламки. Цими уламками він шліфує виступи свого ложа. Якщо ложе складене твердими породами, то на його поверхні льодовик залишає глибокі сліди свого переміщення у вигляді багаточисельних подряпин, борозд і льодовикового штрихування. Всі ці форми зорієнтовані у напрямі руху льодовика.

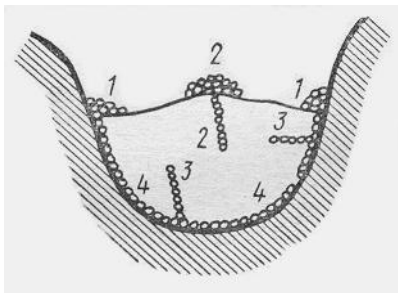
В процесі руху льодовика по гірській долині, відбувається подальше її поглиблення і розширення. Долина набуває форми великого корита - **трогу**. Трогові долини більш прямі, ніж ерозійні. Їх нижня частина згладжена, виступи кристалічних порід відполіровані. Дно їх широке і плоске, вкрите **мореною** (перевідкладеними льодовиковими відкладами). Трогові долини, розташовані на березі моря і залиті водою під час трансгресії моря, називаються **фіордами**. Для них також характерні **висячі долини** і **падаючі водограї**.

На дні трогів зустрічаються **ригелі**, так звані **баранячі лоби**. Вони являють собою скелясті виступи, заокруглені і обточені льодовиком. Поверхня баранячого лобу, повернута назустріч руху льодовика, - згладжена, покрита льодовиковою поліровкою, порізана валунами. На протилежній стороні до руху льодовика, переважно більш крутій, поліровка відсутня і видно сліди відриву і руйнування гірських порід. Довжина баранячих лобів – від декількох метрів до сотень метрів, а висота в середньому 50 м. Вони характерні для районів сучасного і давнього зледеніння.

Кучеряві скелі - це згладжені льодовиком групи скелястих пагорбів, які надають поверхні хвилястого вигляду. Вони являють собою більш дрібні, ніж окремі баранячі лоби, виступи кристалічних порід.

Уламковий матеріал, захоплений льодовиком, переноситься на значну відстань. Перевідкладений матеріал утворює **морени** - скупчення погано відсортованих і різновеликих уламків порід, які нагромаджувались під льодовиком, перед його нижнім краєм і на льодовиковій поверхні. Розрізняють рухомі морени, які пересуваються разом з льодовиком у вмерзлому стані, і нерухомі, які залишилися на поверхні Землі після танення льодовика. Рухомі морени в свою чергу діляться на **поверхневі** (в т.ч. **серединні**), **внутрішні** та **донні** (рис. 8.1).

Рисунок 8.1 – Схема розташування морен в поперечному перетині льодовика



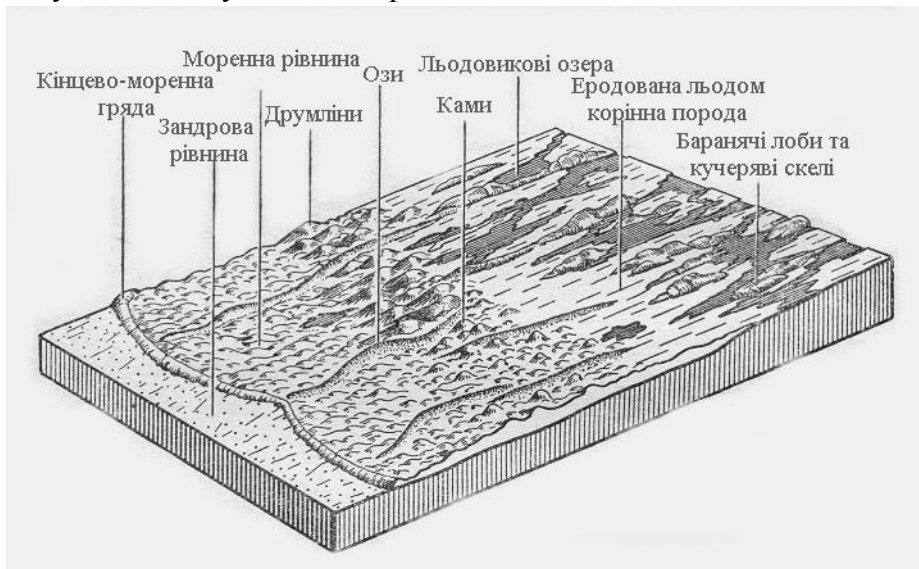
1 – бокова морена; 2 – середина; 3 – внутрішня; 4 - донна

При пересуванні і таненні льодовик відкладає морену на поверхні ложа у вигляді валів, пагорбів та окремих великих валунів. Така морена називається **відкладеною**. Довготривале положення нижнього краю язика льодовика на одному місці приводить до формування валу **кінцевої морени**, яка нагадує форму льодовика. В горах вал кінцевої морени перетинає впоперек трогову долину. При періодичному багатостадійному відступанні льодовик може відкласти декілька валів кінцевих морен. На схилах долини залишається **бокова морена**, яка складається із більш дрібного уламкового матеріалу. Коли льодовик відступає всією своєю поверхнею і відслонює ложе, то на ньому залишаються донна, внутрішня і поверхнева морени. Цей потужний покрив уламкових відкладів називається **основною мореною**.

На території давнього зледеніння внаслідок льодовикової акумуляції утворились ландшафти моренних рівнин, а в горах - моренні поверхні на днищах і схилах трогів. В більшості випадків це нерухомі (викопні) морени, які складені уламковим матеріалом, утвореним на місці танення льодовика. Іноді вони формують суцільні моренні покриви. Серед них виділяються моренні вали і моренні пагорби. При цьому, моренний матеріал льодовиком не сортується, а тому валуни, глиби, галька і дрібнозем, перемішані. Моренні вали мають витягнуту форму в напрямі руху льодовика, а моренні пагорби являють собою хаотично розкидані підвищення висотою до 12 м. Моренні вали складені переважно озами, зандрами і друмлинами (рис. 8.2).

Рисунок 8.2 – Схема співвідношення льодовикових і водно льодовикових форм

Ози - це лінійно витягнуті моренні гряди довжиною до десятків кілометрів, шириною 40-100 м і висотою 20-30 м. Іноді вони досягають висоти до 100 м. Переважно ози закінчуються плоскими конусами виносу, які іноді трапляються самостійно.



Зандри - це полого-хвилясті рівнини, що розташовуються безпосередньо за зовнішнім краєм кінцевих морен, тобто за межами дії льодовика. Складені вони, перемитим флювіогляціальними водами, піском.

Друмліни - це продовгуваті пагорби, які розташовані в напрямі руху льодовика в районі накопичення основної морени. Їх протяжність змінюється від декількох сотень метрів до декількох кілометрів, а ширина - від 100 до 400 м. Висота друмлинів не перевищує 45 м. Схили їх асиметричні. Крутими можуть бути схили, які повернуті як в сторону руху льодовика, так і в протилежному напрямі. Друмлини складені мореною, всередині якої знаходиться ядро з корінних порід. Це відбувається внаслідок зупинки льодовика перед перепорою і розвантаженням морени перед нею і за нею.

До льодовикових утворень належать також **флювіогляціальні осади**, які складені водяними потоками, утвореними при таненні льоду. Розрізняють два типи таких відкладів - прильодовикові та внутрішньольодовикові.

Прильодовикові флювіогляціальні відклади утворюються перед фронтом льодовика талими водами, які витікають з-під нього.

Внутрішньольодовикові флювіогляціальні відклади утворюються талими водами в підльодовикових тунелях, промоїнах і проталинах у товщі льоду.

Значну геологічну роботу виконує морський лід, який утворюється на поверхні морських або океанічних басейнів.

Протягом геологічної історії Землі неодноразово відбувались тривалі та короточасні похолодання. Вони спричиняли розвиток льодовиків і похолодання клімату у льодовикові епохи. В результаті, значні частини континентів вкривалися потужною льодовиковою товщею.

В певні епохи антропогенового періоду зледеніння охоплювали величезні простори континентів, що значно перевищувало площу розвитку сучасних льодовикових покривів. Центри древньоантропогенових зледенінь знаходились на Скандинавському півострові, в Альпах, на Таймирі та в ін. приполярних і високогірних областях. Маса льоду, що наступали зі Скандинавських гір, займали рівнини Північної Європи, більшу частину Східноєвропейської рівнини і досягали широти м. Львів на Україні. Допускають, що товщина льоду на цей період на Скандинавському півострові досягала 3 км, а товщина льоду, яка покривала Східноєвропейську рівнину, становила декілька сотень метрів. Внаслідок потепління до початку сучасної епохи скандинавський льодовик зник, залишивши після себе різноманітні льодовикові і водно-льодовикові форми рельєфу і відклади.

Відомі докази зледенінь, які періодично відбувались в більш давні геологічні епохи впродовж геологічної історії Землі. Про це свідчить наявність в древніх товщах *mulinitis* - ущільнених метаморфізованих моренних відкладів. Причини періодичної появи зледенінь до цього часу однозначно не встановлені. Існує ряд гіпотез, за допомогою яких намагаються пояснити причини періодичного зледеніння поверхні Землі. Вивчені на сьогодні фактори виникнення зледенінь можна розділити на дві групи - астрономічні та геологічні.

До головного астрономічного фактору відносять зміни в планетарному русі Землі, такі як варіації ексцентриситету земної орбіти та кута нахилу земної осі до площини екліптики. Це реальні періодичні зміни, які, без сумніву, викликають періодичну зміну клімату.

Основними геологічними факторами вважають періодичну зміну у складі атмосфери та тектонічні активізації. В геологічній історії розвитку Землі помічено безсумнівний зв'язок періодів зледеніння з епохами горотворення. Зледеніння земної кори наступило одразу після епох горотворення, які супроводжувались активною вулканічною діяльністю. Важливу роль у зміні клімату Землі повинні були відіграти тектонічні рухи. Вони могли переміщувати континенти з однієї кліматичної зони в іншу, піднімати або опускати окремі ділянки земної кори, сприяти вулканічній активізації тощо. Все це призводило до зміни клімату в планетарних масштабах. Тому, не виключений вплив тектонічних факторів і на зледеніння Землі в окремі епохи.

Якщо врахувати, що астрономічні та геологічні фактори могли діяти одночасно, то при їх спільному спрямованому впливі могли виникнути різкі зміни температури, достатні для періодичних похолодань і потеплень. На протязі кожного льодовикового періоду поширення зледенінь на земній поверхні відрізнялось. Зокрема, сучасну епоху для Антарктиди, Гренландії, Шпіцбергена можна назвати льодовиковою, а для решти території Земної кулі - міжльодовиковою. На Східноєвропейській рівнині виділяють чотири зледеніння антропогенового віку: окське, дніпровське, московське і валдайське. Льодовик наступав зі Скандинавії і рухався на південний захід, південь і південний схід.

Сезонне промерзання ґрунтів характерне для регіонів, де середньорічна температура вища 0°C . Промерзання проходить взимку на глибину до декількох метрів. Підземні води, які містяться в порах і тріщинах гірських порід, замерзають і збільшуються в об'ємі. Розвивається значний тиск, в результаті чого поверхня промерзлого ґрунту деформується. Це явище називається *пученням ґрунту*. В літній період глинисті породи, які містять велику кількість вологи, розмерзаються, втрачають свою міцність, розкисають і набувають здатності текти. Цей процес називається *соліфлюкцією*, тобто здатністю ґрунтів текти при відтаненні.

Багаторічне промерзання ґрунтів виникає в тих районах, де середньорічні температури нижче 0°C . Вода в порах і тріщинах гірських порід знаходиться в замерзломому стані протягом багатьох століть. Утворену при цьому зону мерзлих порід назвали *зоною вічної мерзлоти*. В 1955 р. П.В. Швецовим було запропоновано замінити цей термін на "криолітозону". Зараз дуже широко застосовується поняття "багаторічна криолітозона", "багаторічно-мерзлі породи" та "багаторічна мерзлота". Із названих понять найбільш вдалим, вважається термін "багаторічна мерзлота". Але і він не відповідає дійсності природного явища промерзання ґрунтів і гірських порід, оскільки породи з від'ємними температурами виникають і зникають в процесі геологічного розвитку Землі.

Багаторічно-мерзлі породи на земній поверхні займають 40 млн. км^2 або майже 25% суші. Вони складають значну частину Євразії, Північної Америки, повністю Антарктиду і її шельфову зону, всі острови Північного Льодовитого океану і частину високогірних областей. На багаторічній мерзлоті

переважно лежить шар ґрунту, який розмерзається влітку і замерзає взимку. Він називається діяльним шаром. Його товщина коливається від декількох сантиметрів до 5-7 м. Вона залежить від кліматичних умов, складу гірських порід, рослинного покриву, експозиції схилів та інших факторів. Наприклад, в пісках і галечниках товщина діяльного шару становить 2-4 м, а в торф'яниках - 0,3-0,8 м. В діяльному шарі проходять активні фізико-хімічні процеси, характерні для зони багаторічної мерзлоти.

В районах розвитку багаторічної мерзлоти схилі процеси надзвичайно активні, хоча вони захоплюють переважно тільки невеликий за товщиною діяльний шар. Найбільш активним руйнівним процесом на схилах гір є соліфлюкція – витікання перезволожених рідких і пластичних порід по багаторічній мерзлоті. При цьому ґрунт насичується вологою за рахунок танення наявного в ньому льоду. В переважній більшості соліфлюкція розвивається на схилах, складених супісками, суглинками, пилюватими пісками та ін. дрібноуламковими породами. Названі породи мають надзвичайно велику вологість, а тому вони різко втрачають свою стійкість при сезонному відтаненні та надлишковому перезволоженні.

Соліфлюкція розвивається, в основному, на схилах гір, крутизна яких становить від 8 до 15°. На схилах меншої крутизни витікання ґрунту переважно не відбувається через його велике тертя по поверхні нерозтоплених порід. На схилах, кути падіння яких перевищують 25°, дрібнозем вимивається талими та дощовими водами, а залишений грубоуламковий матеріал утворює осипи та куруми. Соліфлюкція створює різні форми мікрорельєфу, основними з яких є солюфлікційні тераси, язики і невеликі пагорби. Переважно вони утворюються біля підніжжя схилів, де концентрується велика маса намитих порід. Часто такі форми рельєфу виникають на схилах, якщо пливун на своєму шляху наштовхуються на виступи корінних порід, дерева та ін. перешкоди.

Пагорби пучення дуже часто спостерігаються на рівнинних територіях. Вони являють собою криогенні форми рельєфу заокругленої форми висотою від 20-40 см до 30-40 м, діаметром в основі - від декількох метрів до 100-200 м. Утворюються вони в результаті збільшення об'єму при промерзанні сильно зволжених або водоносних дисперсних порід в результаті збільшення їх об'єму. Розрізняють однорічні і багаторічні пагорби пучення.

Крім пагорбів пучення на рівнинних територіях в районах багаторічної мерзлоти широко розповсюджені **термокарстові форми рельєфу**.

Термокарст - це процес витоплювання підземного льоду, який супроводжується просіданням поверхні Землі і появою від'ємних форм рельєфу. Просідання вищезалігаючих пластів відбувається не тільки при таненні прошарків і лінз, але й сильно льодянистих ґрунтів, оскільки вони можуть містити в собі до 50% льодової маси. Форми рельєфу, які виникають при цьому, називаються **термокарстовими**. Вони є різновидом псевдокарсту.

Весь комплекс відкладів, що утворився внаслідок взаємодії льодовика та його талих вод з породами субстрату, називається **льодовиковими відкладами**. Як уже відмічалось, за генезисом льодовикові відклади поділяються на моренні та водно-льодовикові. Вони вкривають значну частину території України та утворюють льодовикові форми рельєфу на площах дніпровського зледеніння (Сумська, Чернігівська, Полтавська, Київська, Черкаська, Житомирська, Рівненська, Волинська області), окського зледеніння (Львівська і Волинська області) і валдайського зледеніння (у Карпатах).

З льодовиковими відкладами пов'язані розсипні родовища корисних копалин. Виникають вони в результаті руйнування корінних порід дольодовикових алювіальних і схилових відкладів під час руху льодовика. Процес формування льодовикових відкладів не дуже сприяє концентрації корисних компонентів та збереженню сформованих розсипів. Тому, важливе практичне значення мають тільки ті льодовикові розсипи, які просторово пов'язані з льодовиковою абразією багатих корінних порід і дольодовикових розсипів.

Промивний режим морени талими водами сприяє утворенню флювіогляціальних розсипів. Серед них в переважній більшості зустрічаються алмази, золото, платина, рідкоземельні мінерали, дорогоцінне каміння. Льодовикові відклади часто служать проміжним джерелом формування багатих алювіальних і морських розсипів корисних копалин.

ЛЕКЦІЯ 9. РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧА ДІЯЛЬНІСТЬ ВНУТРІШНІХ ВОДОЙМ, МОРИВ ТА ОКЕАНІВ. АКУМУЛЯЦІЯ, АБРАЗІЯ

Світовий океан - це суцільна водна оболонка планети, що оточує материки та острови і характеризується спільним сольовим складом. Світовий океан займає більше 361 млн. км² (70,8%) земної поверхні. У ньому зосереджено 1370 млн. км³ (96,5%) усіх вод планети. Води Світового океану виконують значну геологічну роботу. Це один з найважливіших факторів, який впливає на формування рельєфу суші та підводних океанічних просторів, відкладання осадових гірських порід та корисних копалин. За співвідношенням водного басейну й суходолу розрізняють океанічну південну півкулю (де океан займає 91 % площі) і материкову північну півкулю (де площа океану становить 53%). У північній півкулі Землі на водну поверхню припадає 60,7%, а на материки -39,3%. У південній півкулі це співвідношення відповідно становить 80,9% і 19,1%. Північніше 81⁰ північної широти (в Північному Льодовитому океані) й приблизно між 56⁰ і 63⁰ південної широти Світовий океан покриває земну кулю безперервним шаром льоду.

За морфологічними особливостями твердої оболонки Землі Світовий океан умовно ділять на чотири окремих океани: Тихий, Атлантичний, Індійський і Північний Льодовитий. Виділяють також Південний океан, що включає південну частину Світового океану, прилеглу до Антарктиди. Складовими Світового океану є й моря, що відокремлені від нього суходолом, підводними підвищеннями або островами і мають своєрідний гідрометеорологічний режим. Всього на земній кулі нараховується біля 60 морів, включаючи відкриті частини океанів (Саргасове море), великі затоки (Мексиканська, Перська) та озера (Аральське і Каспійське моря).

Світовий океан створює сприятливі умови для розвитку життя. Він являє собою величезний акумулятор сонячного тепла і вологи, завдяки чому згладжуються різкі коливання температури та звожуються віддалені райони суші. Світовий океан - це найбагатше джерело продуктів харчування, що містять білкові речовини. Він служить джерелом енергетичних, хімічних і мінеральних ресурсів, які зараз частково використовуються людиною. Води Світового океану за фізичними, хімічними властивостями і якісним хімічним складом являють собою єдине ціле, але за кількісними показниками гідрологічних і гідрохімічних режимів характеризуються великою різноманітністю. Як частина гідросфери Світовий океан знаходиться в безперервній взаємодії з атмосферою і земною корою.

Середньорічна температура поверхневих океанічних вод становить +17,5⁰С, змінюючись від -1,5-2⁰С у полярних широтах і до +35⁰С - у тропічних. На глибинах розподіл температури визначається процесами горизонтальної та вертикальної циркуляції морських вод, які можуть підвищити або понизити температуру басейну.

Постійна інтенсивна циркуляція вод забезпечує нормальний газовий режим Світового океану. При його порушенні відбувається різке зменшення кількості розчиненого кисню в нижніх горизонтах водних басейнів та утворюються сірководневі зони. Такі зони є у Чорному та Балтійському морях. Тут, глибше, ніж 150-200 м, морська вода містить лише сліди кисню. Внаслідок цього тут протікають відновлювальні процеси і утворюється сірководень. Його кількість з глибиною різко зростає і в придонній частині досягає найбільших значень. Так, у Чорному морі загальний об'єм насичених сірководнем вод становить 87% (435 км³) від об'єму моря, що негативно вплинуло на його органічне життя.

На води Світового океану постійно впливають сили притягання Місяця і Сонця, зміни температури і солоності, вітри. Ці фактори зумовлюють постійний рух води, який здійснюється у вигляді течій, хвиль, припливів та відпливів. Внаслідок цих рухів відбувається переміщення величезних мас біогенної і мінеральної речовини у вигляді розчинів, зважених частинок та великих уламків. Це призводить до утворення комплексів осадових гірських порід і вирівнювання дна Світового океану.

Течія - це горизонтальне переміщення водних мас в океанах і морях. Характеризуються вони певним напрямом розповсюдження, швидкістю й сталістю у часі.

Крім морських течій існують морські протитечії. Вони спрямовані проти переважаючих у даному районі морських течій, як правило, поверхневих. Морські протитечії у підповерхневих, глибинних і придонних шарах вод океану зумовлені кліматичними умовами, особливостями вітрового режиму, градієнтами тиску та іншими причинами. Морські течії й протитечії утворюють у Світовому океані замкнуті кругообіги, сприяючи обміну енергії в системі "океан-атмосфера-материк".

Морські хвилі являють собою коливні рухи води у морях та океанах. Вони виникають внаслідок дії вітру, змін атмосферного тиску, підводних землетрусів, припливотворних сил Сонця і Місяця,

нерівностей дна та при переміщенні суден. Морські та океанічні хвилі досягають великої висоти і часто набирають значну швидкість. У відкритому океані нормальна висота хвилі сягає 1,5-4,5 м, збільшуючись при сильних штормах до 15-30 м. Максимальну висоту хвилі до 37 м зафіксовано у Тихому океані.

Потужні морські хвилі виникають при землетрусах на дні водойми. Їх називають **цунамі**. Такі хвилі розповсюджуються зі швидкістю від 50 до 1 000 км/год. Висота хвиль в області виникнення цунамі сягає 0,1-5 м, а біля узбережжя збільшується до 10-50 м і більше. Вони мають надзвичайно велику руйнівну силу. Досягаючи узбережжя, цунамі викликають руйнування, іноді катастрофічні, як, наприклад, Курильське (1952 р.), Чілійське (1960 р.), Аляскінське (1964 р.).

Припливи та відпливи являють собою періодичні підняття та опускання рівня вод Світового океану під дією сил, що виникають між Землею і Сонцем та Землею і Місяцем. Характер припливів і відпливів залежить від взаємного розташування Землі, Місяця і Сонця, а також географічної широти, глибини моря, обрисів берегової лінії. Під дією припливотворних сил Місяця і Сонця земна поверхня набуває форми еліпсоїду.

Двічі на добу, приблизно через 12 год 26 хв, рівень води у морях та океанах піднімається, утворюючи **припливи**, і двічі опускається, утворюючи **відпливи**. Одночасно з припливом в одному регіоні Землі, вода відтікає з іншого. В міру обертання Землі, кожний меридіан по черговою зазнає високого і низького стояння води з інтервалом 24 год 52 хв. Неповна відповідність цього інтервалу добі пояснюється тим, що сам Місяць за добу встигає дещо відійти від свого попереднього положення. Інтенсивність припливів також пов'язана із формою океанічної котловини - розміром, глибиною, положенням на Землі. Ці параметри визначають періодичність припливних коливань рівня, які можуть бути півдобовими, добовими або змішаними.

Поверхня твердої оболонки Землі на континентах і під океанами має досить складний рельєф. На материках зустрічаються рівнини, плоскогір'я і гірські хребти. Встановлено, що найбільш високою точкою на земній кулі є гора Джомолунгма (Еверест) з абсолютною відміткою над рівнем моря +8882 м. На дні океанів виявлено підводні хребти, окремі вулканічні конуси і плоскогір'я, глибоководні котловини й западини. Максимальна глибина в Маріанській западині Тихого океану знаходиться на абсолютній відмітці -11034 м.

В центральній частині дна океанів простягаються серединноокеанічні хребти, схили яких, понижуючись, переходять в океанічні котловини. Вони утворюють єдину систему довжиною 60000 км. Ширина хребтів змінюється від декількох сотень до 1000-1500 км, підіймаючись над океанічними котловинами на 3-4 км. Окремі вершини океанічних хребтів досягають рівня океану і навіть виступають у вигляді островів вулканічного походження. Гребінна зона хребта, шириною до 100 км, переважно має розчленований рельєф і дрібноблокову будову. Вздовж осі хребтів зазвичай простягаються рифтові долини шириною 25-30 км, дещо опущені відносно гребенів хребтів. Глибина осьової рифтової долини становить 1,5 км. В неї входить осьовий рифт у вигляді щілини, шириною 4-5 км, із стінками висотою декілька сотень метрів. На цих глибинах осади невеликої товщини і молодого віку зустрічаються, переважно, лише в занурених блоках.

Вздовж окраїн континентів до глибини 200 м простягається шельф. Його ширина - від декількох десятків до перших сотень кілометрів.

Шельф - це відносно мілководні ділянки дна океанів та окраїнних і внутрішніх морів, які обрамляють континенти і острови. Границею шельфу зі сторони суші служить берегова лінія. Зовнішня границя зі сторони акваторій відповідає бровці - перегину зони переходу до океанічного схилу, нижче якої глибина океану різко збільшується. Висота утвореного уступу становить 2-4 км, ширина -30-40 км і крутизна в середньому 10^0 . Загальна площа шельфу морів та океанів становить 31199 км² або 8% від загальної площі Світового океану. Середня глибина шельфу 132 м, а ширина від 1-3 км до 1500 км. Пересічний кут нахилу поверхні шельфу становить 7', а максимальний $1^045'$.

Води Світового океану знаходяться в безперервному русі. На поверхні виникають вітрові хвилі, цунамі, припливні хвилі тощо, які мають колосальні запаси кінетичної енергії та виконують величезну геологічну роботу. Наявна кінетична енергія, в першу чергу, спрямовується на руйнування морських берегів та утворення нових форм рельєфу. Процес механічного руйнування і знесення уламків гірських порід в береговій зоні озер, морів та океанів хвилями і прибоєм, а також перенесення уламкового матеріалу, називається **абразією**.

В результаті різного режиму висхідних і низхідних рухів, пов'язаних з ними трансгресії або регресії моря, а також внаслідок неоднорідної будови і складу гірських порід, формуються береги

різної конфігурації. За формою берегової лінії виділяють побережжя атлантичного та тихоокеанського типів.

Береги атлантичного типу переважно сильно розчленовані і порізані. В них спостерігається чергування бухт і заток з мисами і півостровами. Прибережно-морська смуга має достатньо велику кількість островів і кіс. При зануренні морських берегів цього типу утворюються глибокі, порізані затоки - *фіорди* та *естуарії*.

У Світовий океан щорічно виноситься 27,1 млрд. т осадового матеріалу, який поставляється ріками (19,5 млрд. т), вулканами (1,7 млрд. т), вітром (2 млрд. т), льодовиками (1,2 млрд. т) і власною морською діяльністю (2,7 млрд. т). Весь цей матеріал осідає на різних ділянках моря, підпорядковуючись особливостям гідродинамічного і гідрохімічного режимів басейну. Він знаходиться у вигляді уламків, а також у дійсних та колоїдних розчинах. Крім привнесеного матеріалу, в утворенні морських осадів беруть безпосередню участь скелетні залишки організмів, які населяють морський басейн.

Весь привнесений в морський басейн матеріал переробляється, внаслідок чого формуються нові осадові породи морського походження. На долю морських відкладів припадає 3/4 всіх осадових порід земної кори. Вони відрізняються: розміром уламкових частинок, кількісним співвідношенням між уламковим і хемогенним матеріалом, мінеральним складом окремих компонентів, а також фауністичною характеристикою. В одних районах залишки фауни і флори містяться в осадах у великій кількості, а в інших - поодинокі або зовсім відсутні. Така різновидність характеру морських відкладів є наслідком надзвичайної різноманітності фізико-географічних умов, в яких відбувалось їх накопичення.

Вивчення сучасних осадів дало змогу встановити основні фактори, які визначають тип морських відкладів. Головними серед них є рельєф і глибина морського дна, ступінь віддаленості берегової лінії та кліматичні умови. У відповідності з цими особливостями в межах Світового океану виділяють зони із специфічними умовами осадонакопичення: *літоральна* - в припливно-відпливній зоні; *мілководна* - в області шельфу; *батіальна* - в області континентального схилу та *абісальна* - в області ложа Світового океану і глибоководних западин.

Осади, які формуються в літоральній та мілководній зонах, називаються *неритовими*, а в батіальній та абісальній зонах - *пелагічними*. В межах літоральної та мілководної зон формуються теригенні, органогенні та хемогенні осади. Пелагічні осади на 70% складаються із теригенного матеріалу. Вони, переважно, - уламково-глинисті й глинисті, алюмосилікатного складу. Розповсюджені в морях і в прилеглих до континенту районах океанів на будь-яких глибинах.

Біля пологих плоских берегів переважно формуються органогенні карбонатні за складом осади і, так звані, осади пляжів. Органогенні осади утворюються за рахунок накопичення залишків фауни і флори, яка дуже поширена на літоралі і плоских узбережжях. В утворенні цих осадів особливо велика роль належить рослинності та приростаючим організмам.

Багаторазове переміщення уламків призводить до їх диференціації і відкладання за масою. Найбільш великі уламки (валуни, галька) переносяться на незначну відстань і складають в основному береговий вал. Далше від нього в море відносяться піщані частинки різної величини, а ще далі - алевритові та глинисті різновидності.

Водна товща, дно і надра Світового океану містять різноманітні тверді, рідкі та газоподібні мінеральні утворення, що мають промислову цінність. Найбільше значення мають нафта і газ, розсіпні родовища олова, рідкісних металів, золота, алмазів, залізо-марганцеві конкреції, намули та масивні сульфідні, фосфоритні, нерудні будівельні матеріали тощо. Підраховано, що в надрах Світового океану зараз знаходиться не менше половини світових ресурсів нафти і газу. На шельфі Світового океану виявлено сотні родовищ нафти і газу. Зокрема, понад 500 родовищ - у Північному морі, близько 40 родовищ - у Перській затоці. Перспективи нафтогазоносності пов'язуються з осадовими товщами на підніжжях континентальних схилів і на дні глибоководних котловин деяких окраїнних морів.

Морські розсипи золота, платини, алмазів, каситериту, циркону, монациту, рутилу, ільменіту, титаномангнетиту та ін. формуються також в прибережних зонах шельфів і на пляжах. Вони виникають в умовах інтенсивного перемивання осадів береговими хвилями або знаходяться в реліктових алювіальних відкладах, затоплених морем річкових долин. В межах Світового океану знаходяться величезні запаси залізо-марганцевих конкрецій, продуктивність яких змінюється від менше 1 кг/м² до 50-70 кг/м². Найбільш широко вони розповсюджені в пелагічних районах Світового океану. За

середнім вмістом основних рудних компонентів залізо-марганцеві конкреції, в межах окремих вивчених океанічних районів, співставимі з рудами родовищ, які розробляються на континентах.

Видобуток корисних копалин із вод Світового океану розпочався давно. Сьогодні видобувається близько 30% загальносвітового обсягу видобутку нафти і 15% газу. Із морських розсипів видобуваються руди заліза в Японії і Новій Зеландії, платини - в США, каситериту - в країнах Південно-Східної Азії. У Світовому океані видобувається 100% циркону та рутилу, 80% ільменіту, понад 40% каситериту. Близько 95% світового видобутку рутилу, 77% циркону, 25% монациту припадає на розсипні родовища шельфу Австралії. Розсипні родовища алмазів у різний час розроблялись на пляжах і в шельфовій зоні біля берегів Намібії.

Із дна моря видобуваються різні будівельні матеріали: пісок, гравій, ракушняк, корали тощо. США щорічно видобуває до 500 млн. т, а Великобританія -100 млн. т піску і гравію морського та океанічного походження.

Озеро - це природна водойма, що виникла у заглибленні земної поверхні і не має безпосереднього зв'язку зі Світовим океаном. Характеризується воно виробленим профілем берегової зони та сповільненим водообміном. Озера широко розповсюджені на земній кулі і відіграють надзвичайно важливу роль в геологічній діяльності та формуванні рельєфу. Як приклад, можна навести, що тільки на території України нараховується близько 20 тис. озер, зокрема, понад 7 тис. з площею від 0,1 км² і більше і 43 тис. з площею від 10 км² і більше. Основним джерелом живлення озер служать атмосферні води, поверхневий стік, льодовикові води, підземні води тощо. Однак основну масу води в озера поставляють ріки. За величиною водної поверхні озера надзвичайно сильно різняться між собою. Так, наприклад, найбільше у світі Каспійське море-озеро займає площу 395 тис. км², Верхнє озеро в Північній Америці -82,4 тис.км², озеро Вікторія в Африці -69,4 тис. км², озеро Байкал в Росії -30,5 тис. км².

Ізольованість озер від Світового океану обумовлена їх гіпсометричним розташуванням над рівнем моря. Так, наприклад, Мертве море-озеро знаходиться на абсолютній позначці -392 м, а озеро Харпаїсо в Тибеті - на абсолютній позначці +5400 м. На території України найвище знаходиться озеро Синевір, абсолютна позначка якого +989 м. Всі наявні на нашій планеті озера суттєво різняться між собою глибиною і формою улоговини, солоністю води, умовами утворення, геоморфологією берегової лінії та дна.

Походження озерної улоговини є головною кваліфікаційною ознакою всіх, без винятку, озер. За цією ознакою озера поділяються на екзогенні, утворення яких зумовлене проявленнями поверхневих факторів, та ендегенні озера, які утворились в результаті поверхневого проявлення внутрішньої динаміки Землі.

Важливою класифікаційною ознакою озер є їх водний режим. За цією ознакою всі озера діляться на стічні та безстічні. Прикладом стічного озера є Байкал. В нього впадає багато річок, але витікає тільки р. Ангара. В безстічні озера ріки тільки впадають і не витікають. Прикладом таких озер можуть бути Каспійське та Аральське моря, в які впадають багато річок, а витоків із них немає.

Геологічна і геоморфологічна робота озер полягає у руйнуванні берегів, транспортуванні уламків, формуванні озерних відкладів та нових форм рельєфу. Вона близька до діяльності морів та океанів, але в значно менших масштабах. Руйнівна робота озер порівняно невелика, оскільки вони являють собою усталені водні системи. При порушенні рівноваги між сушею і водою круті береги підмиваються і обвалюються. Це спричиняє утворення озерних терас, які за зовнішнім виглядом подібні до морських. Озерні течії транспортують принесені в озеро уламки порід і відкладають їх на дні озера. Тут проходить накопичення уламкових, органогенних і хемогенних порід.

Основна маса уламкових осадів озер, в основному, приносяться ріками. Вони також утворюються при руйнуванні берегів та дна озера. В літологічному відношенні уламкові осади переважно виражені намулами, пісками, гравієм та галькою. При ущільненні осадів утворюються пісковики, конгломерати, брекчії тощо.

Органогенні осади озер, в переважній більшості, представлені скупченням раковин та органогенних намулів. Із цих осадів утворюються вапняки, горючі та бітумінозні сланці, сапропелеве вугілля та інші корисні копалини.

Хемогенні осади накопичуються переважно в безстічних озерах, де солоність води досягає 30%. В сухий період року вода в них випаровується і відбувається випадання на дно озера солей. В результаті в озерах формується глауберова сіль, гіпс, ангідрит, доломіти.

Озера, як і ріки, у своєму розвитку мають відповідні стадії. Розрізняють чотири стадії розвитку озер - юність, зрілість, старість і згасання.

Озерні водойми в геологічному часі порівняно недовговічні. Більшість з них на протязі тисяч років заповнюються осадами і, заростаючи рослинністю, перетворюються в болото.

Болотом називається ділянка земної поверхні з надмірним зволоженням. На ній зростає специфічна вологолюбна рослинність, розвивається болотний тип ґрунтів і, як правило, накопичується торф. Болота надзвичайно широко розповсюджені на поверхні суші та займають площу 175 млн. гектарів.

Особливістю розвитку боліт є накопичення і відмирання у водоймах залишків водної рослинності. Заростання водойм розпочинається у зоні літоралі. Тут поступово накопичуються на дні відклади з решток флори і фауни, спричинюючи обміління водойм. Водяні рослини розвиваються до центру водойми, утворюючи послідовні смуги з надводних, плаваючих або підводних рослин. Завершується процес утворенням суцільного рослинного покриву. Відмерла болотна рослинність накопичується на дні водойми у великій кількості. Внаслідок нестачі кисню вона піддається неповному розкладанню. Ущільнена, збагачена вуглецем, маса відмерлих напіврозкладених залишків рослин утворює торф.

У процесі свого розвитку болота утворюють болотні відклади мінерального та органічного походження. До болотних відкладів належать торфові поклади, болотні ґрунти, відклади мулу та сапропелю. Торфові поклади формуються в умовах перезволоження та недостатнього доступу кисню при заболочуванні суходолу та водойм. Вони складаються з декількох шарів, утворених рослинними угрупованнями. Болотні ґрунти формуються переважно внаслідок заболочування суходолу в умовах тривалого або постійного перезволоження. Найпоширеніші ґрунти низинних боліт (до 95%), які займають заплавні та притерасні зниження долин давніх рік, днища балок тощо. Характерним є також підстилання ґрунтового горизонту шаром торфу.

Торф - це органогенна гірська порода, утворена під водою при нестачі кисню з відмерлих і неповністю розкладених залишків рослин з домішками мінеральних компонентів до 50 %. Колір його переважно бурий та чорний. Природна вологість 75-95%, вміст вуглецю 45-66%. Торф є початковою стадією ряду гумусових горючих корисних копалин.

При подальшому захороненні пластів торфу, вони попадають в зону підвищеного тиску й температури. Торф ущільнюється, в ньому збільшується вміст вуглецю, знижується кількість кисню і водню. В результаті утворюється лігніт або буре вугілля. Подальше опускання пластів призводить до ще більшої метаморфізації початкового продукту. Розвивається неухильне ущільнення речовини, збільшується вміст вуглецю з одночасним зменшенням кисню і водню. При цьому буре вугілля перетворюється в кам'яне, потім - в напівантрацит, який в подальшому переформовується в антрацит. Процес перетворення торфу в кам'яне вугілля отримав назву вуглефікації. Кінцевою його стадією є утворення графіту. Сам процес перетворення вугілля у графіт називається графітизацією.

ЛЕКЦІЯ 10. ГЕОЛОГІЧНА ІСТОРІЯ ЗЕМЛІ. ДОАРХЕЙСЬКИЙ ЕТАП. АРХЕЙСЬКИЙ ЕТАП І ЗЕЛЕНО-КАМ'ЯНІ ПОЯСИ. ПРОТЕРОЗОЙСЬКИЙ ЕТАП. МЕГАГЕЯ І МЕГАТАЛАС. ГОНДВАНА

Вік Землі визначається даними ізотопної геохімії в 4,6 млрд. років, а її походження з часу робіт О.Ю.Шмідта і Г.Юрі описується як процес акумуляції твердих і холодних частинок із газу – пилової туманності, яка окутувала Сонце.

Час формування Землі відділений від часу утворення найбільш давніх надійно радіометрично датованих порід – $3,8 \pm 0,2$ млрд. років, тобто проміжок півмільярда років. Цей проміжок залишається практично не задокументованим. Його можна виділити умовно в догеологічний етап розвитку Землі.

Догеологічний етап (4,6-4,0 млрд. р.). Про умови розвитку поверхневих частин Землі в цей період можна здогадуватись на основі аналогії з Місяцем та іншими планетами земної групи, які зупинились на більш ранніх, порівняно із Землею, стадіях еволюції. Подібна аналогія була вперше використана Павловим А. П. який відповідно виділив *місячну стадію* як початкову стадію в еволюції нашої планети.

Виділення місячної стадії означало признание того, що Земля на найбільш ранній стадій була без водної і газової оболонки, які появились пізніше в наслідок дегазації мантії. Її незахищена поверхня піддавалась посиленому метеоритному бомбардуванню метеоритної речовини. Виниклі при цьому глибокі кратери заповнювались базальтовими лавами – продуктами плавлення мантії при ударі метеоритів. Вони являли аналоги місячних морів і в подальшому при утворенні гідросфери могли заповнюватися осадами, знесеними з материка.

Поряд з місячною моделлю початкового етапу розвитку Землі запропоновано іншу модель, яка базувалась на можливій подібності процесів не з Місяцем, а з Венерою, більш близькою до Землі за своїми розмірами – *венеріанська модель*. Згідно цієї моделі Земля майже з самого початку мала щільну атмосферу, відмінну за складом від сучасної. Це забезпечило, як у Венери “парниковий ефект” на її поверхні, тобто високу температуру і тиск. Такі умови полегшили розуміння умов утворення порід гранулітової фації метаморфізму на невеликій глибині від поверхні.

Досить можливо, що умови на Землі на даному етапі її розвитку не відповідали ні місячним, ні венеріанським, а представляли собою проміжний стан. Так чи інакше, але в кінці цього етапу Земля мала астеносферу, набула базальтової кори, почала формуватися атмосфера і гідросфера. Планета піддалась інтенсивним метеоритним бомбардуванням. Особливо інтенсивними, по аналогії з Місяцем, вони проходили в епоху 4,2-3,8 млрд. р.

Ранньоархейський етап (4,0-3,5 млрд. р.) – утворення сіалічної протокори. Породи, які виникли на або близько поверхні Землі на цьому етапі виявлені практично на всіх материках, на всіх давніх платформах. За своїм складом вони виявились досить одноманітними, відповідаючи натрієвому гранітоїду – гнейсу тоналітового складу. Звідси їх назва “сірі гнейси”. Виявлені вони в межах Балтійського, Українського і Алданського щитів. Проблема їх походження до кінця не вирішена.

Характер осадкових порід західногренландської ранньоархейської серії Ісуа показують, що на цьому етапі вже існували гідросфера і атмосфера. Подібно до сучасних процесів проходила денудація і седиментація.

Пізноархейський етап (3,2-2,6 млрд. р.) – початок структурної диференціації протоконтинентальної кори. На даному етапі на “сіро-гнейсовому” субстраті закладаються в умовах розтягання і суттєвого потоншення протоконтинентальної кори зеленокам'яні пояси. Вони проходять цикл розвитку, подібний з розвитком молодих геосинклінальних систем. Він закінчується стисненням, метаморфізмом і вторгненням гранітоїдів. В складі осадкових порід зеленокам'яних поясів появляються перші залишки живих організмів.

До кінця архею товщина континентальної кори досягнула майже 30 км. В цей період можливо вже виникла вертикальна метаморфічна зональність. Низи кори досягнули гранулітового ступеню метаморфізму.

Ранньопротерозойський (2,6-1,7 млрд. р.) етап – відокремлення протоплатформ і протогоосинкліналей.

Калієва гранітизація кінця архею привела до виникнення величезних площ континентальної кори, в загальному рівнозначним сучасним давнім платформам, які навіть частково охоплювали більш пізні міжконтинентальні геосинклінальні пояси. Ця кора була вже достатньо холодною і крихкою, щоб в ній могли виникнути стійкі зіяючі тріщини, що заповнювались ультраосновною магмою.

Початок протерозою ознаменувався більш широкомасштабним подібненням

протоконтинентальної кори з розділенням її на стійкі полігонально-ізометричні або заокруглено-овальні блоки – *протоплатформи* і рухомі зони, які розділяли їх, – *протогеосинклінали*. На платформах місцями виникли западини, заповнені континентальними або мілководно-морськими осадами. Найбільш давні із таких осадових чохлах почали відкладатись 3 млрд. р. тому.

Протогеосинклінали змінюються по ширині від багатьох до перших сотень км. і мають вже певну поперечну зональність. Їх периферійні зони накладені на занурені краї архейських масивів і є аналогами більш давніх зон перикратонних опускань і міогеосинкліналей.

Основні епохи діастрофізму, які привели до розвитку протогеосинкліналей, припадають на рубежі 2300, 1900, 1750 млн. р. Останні дві, найбільш великі, відомі як карельська (Балтійський щит), гудзонівська (Канадський щит), амазонська (Південна Америка), ебурнейська (Західна Африка). Вони супроводжувались регіональним метаморфізмом, гранітизацією, калієвим метасоматозом, які привели в кінцевому результаті до становлення основної маси (від 67 до 80%) кори сучасних континентів і до її цілковитої стабілізації – встановлення платформового режиму майже на всій площі північного ряду давніх платформ і значних ділянок їх південного ряду.

Пізнопротерозойський (рифейський), 1,7-0,6 млрд. р.) етап – етап розвитку континентально-платформового режиму і зародження геосинклінальних поясів фанерозою.

До початку цього етапу практично вся сучасна континентальна півкуля Землі, за виключенням молодих океанів, повинна була об'єднатись в єдиний масив підвищеної суші з досить обмеженим розповсюдженням епіконтинентальних морів та внутрішньоматерикових водойм. Об'єм води, витіснений у зв'язку із замиканням протогеосинкліналей повинен був концентруватися в іншій півкулі Землі, в зв'язку з чим необхідно допустити, починаючи з цього часу, існування Тихого океану.

Магматична діяльність з початку етапу, в ранньому рифеї, широко проявилась всередині платформ. Вона проявилась в площових виливах кислих магм, у встановленні диференційованих плутонів габро-анортитів і гранітів рапаківі. В цю епоху появляються вперше кільцеві лужні і лужно-ультраосновні плутони, карбонатити і кімберліти. Все це свідчення підвищеного теплового потоку і пониженої товщини літосфери. По мірі пониження теплового потоку і зростання крихкості кори стадія кратонізації змінювалась стадією рифтоутворення.

У другій половині етапу процес деструкції континентальної кори значно посилюється і поклав початок формуванню таких великих міжконтинентальних геосинклінальних поясів як Середземноморський та Урало-Охотський. В пізньому рифеї почалась передгеосинклінальна рифтова стадія розвитку Північноатлантичного поясу.

ЛЕКЦІЯ 11. ЕПОХИ СКЛАДКОУТВОРЕННЯ ПАЛЕОЗОЙСЬКОГО ЕТАПУ. МЕЗО-КАЙНОЗОЙСЬКИЙ ЕТАП

Палеозойський етап (0,7-0,2 млрд. р.) – платформово-геосинклінальний. Початок даного етапу ознаменувався енергетичним формуванням (розкриттям) міжконтинентальних геосинклінальних поясів: Північноатлантичного, Урало-Охотського, Середземноморського. На найбільш зрілій стадії свого розвитку вони повинні були представляти океани північноатлантичного типу, тобто з чисельними мікроконтинентами.

З утворенням міжконтинентальних геосинклінальних поясів платформи північного ряду набули свої близькі до сучасних рис, в той час як на півдні їм протистояв суперконтинент Гондвани. В кінці рифею або у венді ранньоавлакогенна стадія розвитку північних платформ змінилась синеклізною, а потім плитною, в той час, як Гондвана у ранньому палеозої залишалась майже повністю (крім Австралії) піднятою вище рівня океану і тільки в середньому палеозої почала зазнавати часткового занурення.

Вже перед вендом, а потім в ранньому кембрії – початку ордовика по периферії геосинклінальних поясів почалась акреція континентальної кори, яка протікала паралельно із спредінгом центральних зон поясів.

В кінці ордовика стиснення одержали перевагу над розтягненням, яке привело в кінці силуру – початку девону до ліквідації геосинклінального режиму і переходу до орогенезу на значних просторах міжконтинентальних поясів. В середині карбону на більшій частині площі цих поясів проходить період до заключних деформацій, метаморфізму і гранітизації. В кінцевому результаті пройшло відновлення суцільності континентальної кори на місці цих поясів і приєднання платформ разом з Гондваною привело до виникнення гігантського суперконтиненту – Пангнея. Його називають Пангнея II на віміну від Пангнея I – рифейського суперконтиненту.

Мезозойсько-кайнозойський етап (0,2-0 млрд. р.) – утворення молодих океанів. Найбільш великою подією даного етапу – розпад Пангеї, який розпочався в пізньому тріасі з утворення океан-геосинклінального поясу Тетіса, зміщеного в загальному на південь відносно свого пізньодокембрійського-палеозойського попередника – палео – Тетіса. Наслідуючи простягання останнього, Тетіс простягався початково в Центральну Америку і лише в кінці юри почалось розростання Атлантичного океану в меридіональному напрямку. Розширення Північної Атлантики, а потім Норвежсько-Гренландського і Євразійського басейнів Північнольодовитого океану привело до зміщення Євразії, яка віддалилася від Північної Америки в південному напрямку. В той же період розкриття в пізній юрі Південного та Індійського океанів визвало зміщення Африки, Індостану та Австралії на північ. В підсумку Тетіс, починаючи з кінця юри на заході, і кінця крейди початку палеогену на сході став зазнавати стиснення і спучування кори. Воно завершилось зіткненням континентальних мас Гондвани і Євразії, найбільш яскраво вираженими напроти Андріатичного, Аравійського і особливо Індостанського виступів Гондвани, де виникли гірські споруди Альп, Кавказу, Гундукушу-Паміру і Гімалаїв.

Тихий океан і облямовуючий його геосинклінальний пояс продовжували свій досить активний розвиток в мезозої і кайнозої.

В кінці олігоцену розташування континентів і океанів, складчастих гірських систем і осей спредінгу прийняло вже риси, близькі до сучасних. Континенти вступили в період посилення піднять, тектонічної активізації платформ, росту гірських споруд, який називається неотектонічним етапом. Океани зазнали значного заглиблення, а їх серединні хребти прийняли близький до сучасного вигляд. Починаючи з кінця крейди стали формуватися системи окраїнних морів по західній периферії Тихого океану. Дещо пізніше, з олігоцену, аналогічний процес появився в Середземноморському поясі. Сучасна епоха представляє продовження подій неотектонічного етапу - заключної фази мезо-кайнозойського етапу розвитку земної кори.

ЛЕКЦІЯ 12. ГІПОТЕЗИ ПРО ФОРМУВАННЯ І РОЗВИТОК ЗЕМНОЇ КОРИ. ГЕОМОРФОЛОГІЧНИЙ ЕТАП РОЗВИТКУ ЗЕМЛІ

Геологічні та геофізичні дані свідчать про наявність суттєвих, принципових відмінностей в особливостях будови і розвитку земної кори (і літосфери в цілому) різних ділянок нашої планети.

В динамічному плані літосфера характеризується розповсюдженням процесів розтягнення і стискування. Одночасне їх проявлення на одній ділянці земної кори суттєво ускладнює пояснення їх рушійних сил.

В тектонічному плані більшими елементами земної кори є активні рухомі області – геосинклінали та стабільні області спокійного розвитку - платформи. Незворотність процесу геотектонічного розвитку і періодичність етапів орогенезу також ускладнюють вивчення рушійних сил, які контролюють стадійність формування земної кори. Все це є складнішою проблемою, яка ще не отримала кінцевого вирішення. Тільки деякі аспекти цієї проблеми отримують часткове вирішення в геотектонічних гіпотезах.

За характером основних рушійних сил, які пропонуються для пояснення механізму геотектонічних процесів, гіпотези можуть бути розділені на три групи:

- зміни об'єму Землі;
- зміни горизонтального дрейфу континентів;
- радіологічні гіпотези.

Спроби пояснення сучасної морфології нашої планети і будови земної кори невід'ємні від уявлень про походження Землі.

З них існують п'ять основних геотектонічних гіпотез: контракції, дрейфу континентів, гіпотеза Землі, що розширюється, та два різновиди гіпотези диференціації. Кожна з них має свої особливості, але часто вони мають в собі багато спільного.

До оцінки гіпотез будемо підходити з точки зору того, як вони пояснюють в принципі основні моменти: виникнення океанічного і континентального типів кори та їх взаємовідношення, сутність та взаємовідношення геосинклінального і платформеного етапів розвитку кори, магматизм, проблему океанічної води, палеокліматів.

Всі перераховані вище гіпотези (крім деяких різновидів гіпотези дрейфу континентів) розглядають в якості основної причини розвитку кори внутрішні фізичні та фізико-хімічні процеси в надрах планети, хоча не виключається і певна роль зовнішніх факторів, як вторинних.

Найстаріша гіпотеза - контракційна. Але всупереч неодноразовим критичним зауваженням на її адресу, ця гіпотеза досі користується певним визнанням. Ймовірно, що вона найкраще пояснює виникнення сил горизонтального стискування, які можуть бути причиною виникнення складчастості та насувів. Але вона не вирішує основної проблеми про походження двох типів кори. На сьогоднішній день сама основа гіпотези – охолодження і стискування Землі – відкинута. Вона неможлива енергетично, бо потребує на два порядки більших втрат тепла, ніж спостерігається.

Гіпотез диференціації досить багато, але коли не торкатися деталей, можна розрізнити дві основні групи: поступового розростання океанів і розростання континентів. Ці дві групи гіпотез визнають в якості головної ведучої причини тектонічного розвитку Землі фізичні та фізико-хімічні процеси в її надрах. Земна кора вважається такою, що виділилася з надр Землі шляхом виплавлення і підняття вгору найбільш легкоплавких і легких компонент речовини оболонки.

Гіпотези розростання океанів виходять з уявлень, що по всій Землі виділилася земна кора континентального типу. Сам процес міг проходити поступово, наприклад, шляхом нарощування на периферії первинних ядер стабілізації за рахунок консолідації все нових геосинклінальних областей. Ймовірно, до початку мезозою цей процес в основному завершився (а, можливо, ще раніше). У будь-якому випадку в кінці палеозою – на початку мезозою настав новий етап розвитку Землі. На Землі почали утворюватися океани шляхом переробки континентальної кори в кору океанічного типу, яка, таким чином, є вторинною.

До цього на Землі справжніх океанів не було, існували лише мілководні басейни. Цьому відповідає мілководний характер осадочних порід на всіх континентах (Білоусов, 1962; Шейман, 1959). Нерідко визнається, що молоді не всі океани, а лише частина з них (Муратов, 1957; Stille, 1948).

В основі цих уявлень лежать наступні геологічні дані:

- океанічні береги в багатьох випадках обрізають під різними кутами структури континентів, які продовжуються під водою океанів;
- дуже часто спостерігається привнос уламкового матеріалу з боку океанів;
- є випадки, коли в древніх зледеніннях лід просувався з боку океану;
- безперечно існування в давнину зв'язків між континентами, по яким мігрували фауна і флора;
- встановлена мала товщина осадочного покриву на дні океанів. За розрахунками, океани існують з початку мезозою.

Однак в цій групі гіпотез диференціації зустрічаються і суттєві труднощі, які викликають інші гіпотези, згідно з якими кора океанічного типу вважається первинною. Поступово відбувається переробка цієї кори в кору континентального типу за рахунок поступлення речовини з надр Землі. Таким чином, перехідним етапом і є геосинклінальний етап розвитку кори (Магніцький, 1958; Павловський, 1953; Wilson, 1959).

При використанні гіпотез розростання океанів труднощі полягають в неможливості пояснення,

де до утворення океанів була вода. З одного боку, коли океанічні впадини були відсутні, вода покривала би Землю шаром в 3-3,5 км. З іншого боку, немає жодних підстав вважати, що величезні маси води виділилися, починаючи з мезозою, тобто за $2 \cdot 10^8$ років, у той час як за попередні мільярди років виділилася лише дуже мала кількість води (хоча за цей же час по всій Землі виділилася з її надр потужна континентальна кора). Між тим гіпотези розростання континентів вирішують цю проблему елементарно просто: коли в мантії Землі вміщується 0,5% води, як в кам'яних метеоритах, і процес виділення кори відбувався лише у верхній мантії (до глибин 700-800 км), то, порахувавши, отримуємо $0,5 \cdot 10^{25}$ г води, але континентальна кора займає лише 1/3 поверхні, це складає $1,7 \cdot 10^{24}$ г води. На сьогоднішній день в океанах вміщується $1,5 \cdot 10^{24}$ г води (Виноградов, 1959).

Гіпотези розростання континентів добре узгоджуються і з середнім темпом поступлення речовини з надр Землі в $2,5^3$ км на рік (Тернер, Ферхуген, 1961). Це дає за $3 \cdot 10^9$ років всю масу кори. Саме виділення легкої і легкоплавкої компонент з оболонки при розігріві Землі та її підняття вгору не зустрічає труднощів при поясненні. Навпаки, прибічники процесу "океанізації" континентальної кори до тепер не запропонували достатнього фізико-хімічного пояснення. Надзвичайно важко зрозуміти, яким чином малощільна речовина кори могла зануритися в гравітаційне поле в щільну речовину мантії. При виділенні кори повинна була вивільнитися гравітаційна енергія $2,6 \cdot 10^{16}$ ерг на 1 см² поверхні Землі. Щоб повернути речовину кори у вихідне положення, необхідно витратити стільки ж енергії або ще більше.

Така енергія від теплового потоку Землі може бути отримана лише за 20 млн. років (Мостих, 1959). В масштабах океанів такий механізм енергетично неможливий. До того ж і геологічно не спостерігається ознак такої катастрофи. Лоно океанів дивно не сейсмічне, але дуже рівне на великих площах і лежить всюди на одному рівні, причому ніде не збереглося будь-яких рештків колишньої кори. Дещо по-іншому це питання ставить процес еклотитизації, запропонований Білоусовим (1960). Однак і цей процес не знімає труднощів при поясненні природи гранітного шару.

Щоб уникнути багатьох труднощів, які встають перед гіпотезами, і які визнають незмінність положення континентів на земній поверхні, були запропоновані гіпотези дрейфу континентів (Вагенер, 1924; (рис. 12.1). Ці гіпотези швидко втратили свою популярність. Але в останні роки швидкий розвиток палеомагнетизму надало новий поштовх до відродження цих гіпотез. Але вони так і не змогли пояснити походження двох типів кори, не знайдені сили, які викликають подібні переміщення. Незрозуміла однаковість теплового потоку на континентах і океанах.

В останні роки з метою збереження переваг як гіпотез дрейфу, так і диференціації рядом дослідників стала розроблятися гіпотеза Землі, що розширюється (Іваненко, Сагітов, 1961; та ін.).

За цією гіпотезою, спочатку маленька Земля була вся покрита корою континентального типу. Потім в процесі розширення Землі континентальна кора була розірвана на шматки - континенти, які розійшлися, те, що знайшлося між ними, стало лоном океанів. Ця гіпотеза, дійсно, на перший погляд знімає багато недоліків попередніх гіпотез. Однак і перед нею постає багато труднощів. Незрозуміло, чому Земля існувала мільярди років і не зазнала сильного розширення і лише 200 млн. років потому зазнала гігантського збільшення об'єму. Зовсім незрозуміло, чому виникла концентрація континентів в одній півкулі, а океанів в іншій, що могло викликати таке нерівномірне розширення?! Але ця гіпотеза заслуговує на увагу, коли її застосувати, наприклад, для пояснення розширення при розігріві або до пояснення ряду особливостей будови Землі (утворення середньоокеанічних валів з їх середньою рифтовою долиною, появу Червоного моря; рис. 12.2).

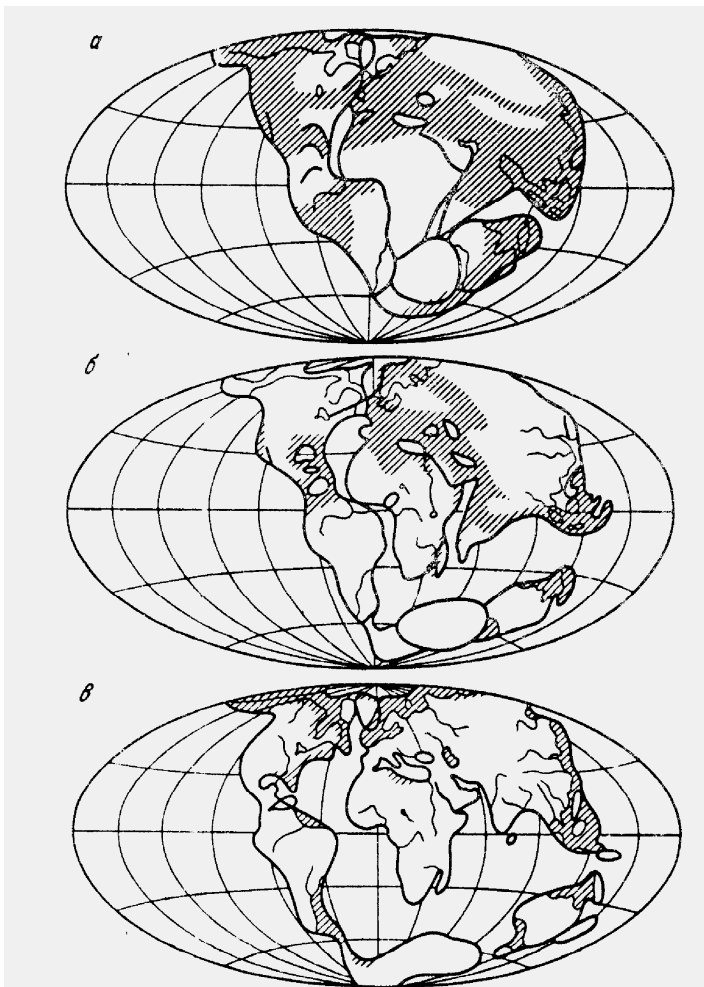


Рисунок 12.1 – Схема Пангеї та її розпад (за А. Вегенером)
 а – кінець карбону, б – еоценова епоха, в – початок четвертинного періоду
 Заштриховані – окраїнні і внутрішні моря на континентах

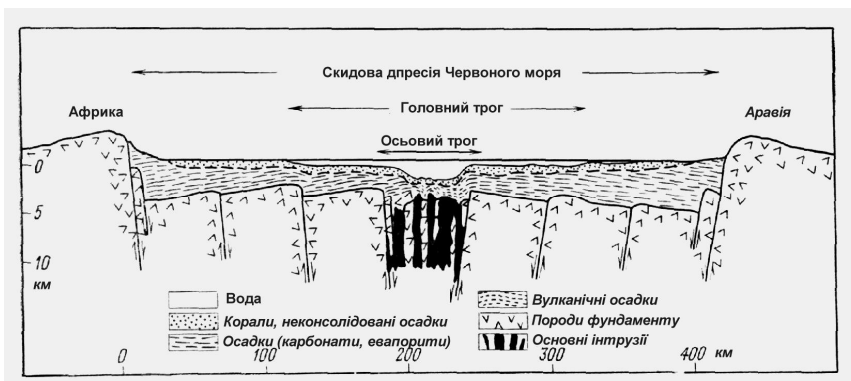


Рисунок 12.2 – Утворення Червоного моря в результаті проникнення дайки. Модель побудована за геофізичними даними (за даними М. Ботта)

Тектоніка плит

Згідно з теорією тектоніки плит, зовнішня оболонка Землі розділена на ряд жорстких плит, які рухаються одна відносно до іншої. Швидкості їх відносного руху за порядком величини складають кілька сантиметрів на рік. Хоча ці швидкості видаються незначними, виявляється, що більша частина всіх землетрусів (рис. 12.3), вулканічних вивержень і процесів утворення гір можна віднести за рахунок взаємодії між сусідніми літосферними плитами на їх границях.

Плити складені із відносно холодних порід і мають товщину близько 100 км. Вони безперервно утворюються і поглинаються. Поблизу серединно-океанічних хребтів, де плити розходяться у протилежні сторони, відбувається процес розсування океанічного дна (спредінга). У проміжках між ними знизу піднімаються гарячі мантіїні породи, які охолоджуються, стають жорсткими і формують нові ділянки плит. З цієї причини серединно-океанічні хребти називають також границями нарощування плит.

Площа поверхні Землі залишається практично постійною, тому поряд із створенням плит повинні відбуватися і процеси їх знищення. Вони відбуваються в районі так званих океанічних жолобів. Тут дві суміжні плити сходяться, і одна з них заходить під іншу, опускаючись у глибину

Землі. Цей процес називається субдукцією. Тому океанічні жолоба називають також границями знищення (анігіляції) плит.

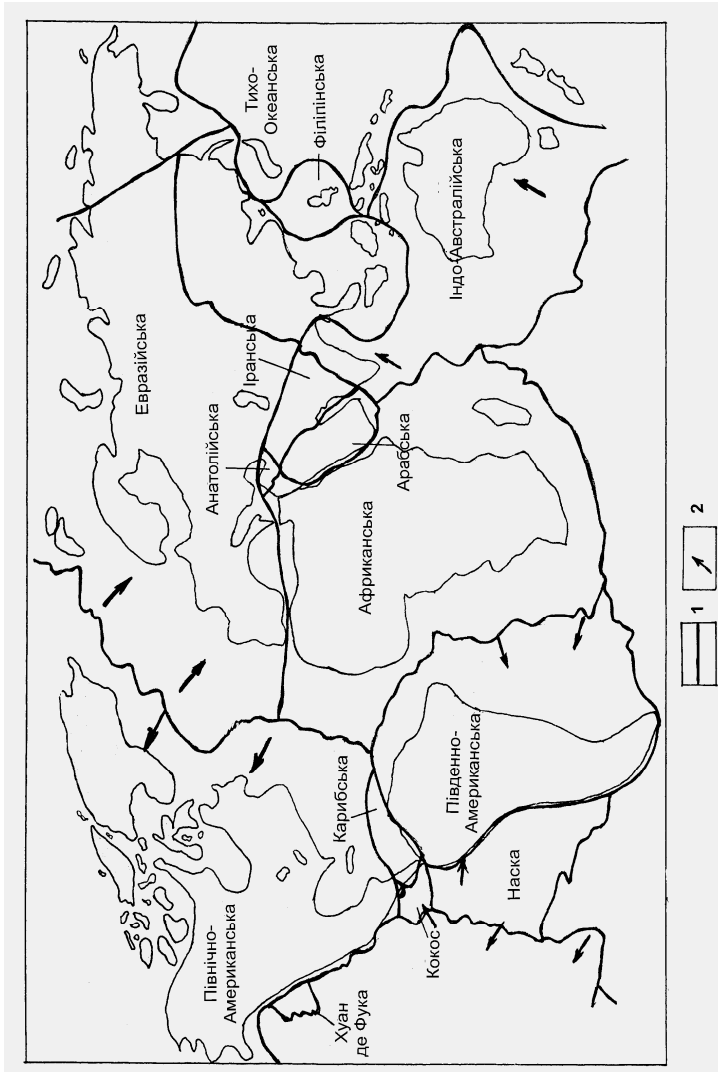


Рисунок 12.3 – Тектонічні плити (границі платформ), які поховані на стовпах магми, що наповнюються одна на одну, чим викликають землетруси і горизонтальне зміщення континентів

1 - границі тектонічних плит; 2 – напрямки зміщення плит

Літосфера складена відносно холодними і жорсткими породами, завдяки чому плити можуть рухатися по земній поверхні, майже не зминаючись. Тверді породи мантії, які знаходяться під літосферою, сильно нагріті і тому можуть легко деформуватись (рис. 12.4). Вони утворюють так звану астеносферу, по якій літосферні плити ковзають, зазнаючи відносно малий опір. Рухаючись від зони нарощування до зони анігіляції, плити охолоджуються і стають товщими. Саме тут, між літосферними плитами, що занурюються і примикають до неї зверху, знаходяться головні розломи земної поверхні. В області цих розломів, в холодних крихких породах плит, чужорідних для гарячої речовини мантії, що оточує її, відбувається найбільша кількість найсильніших землетрусів планети.

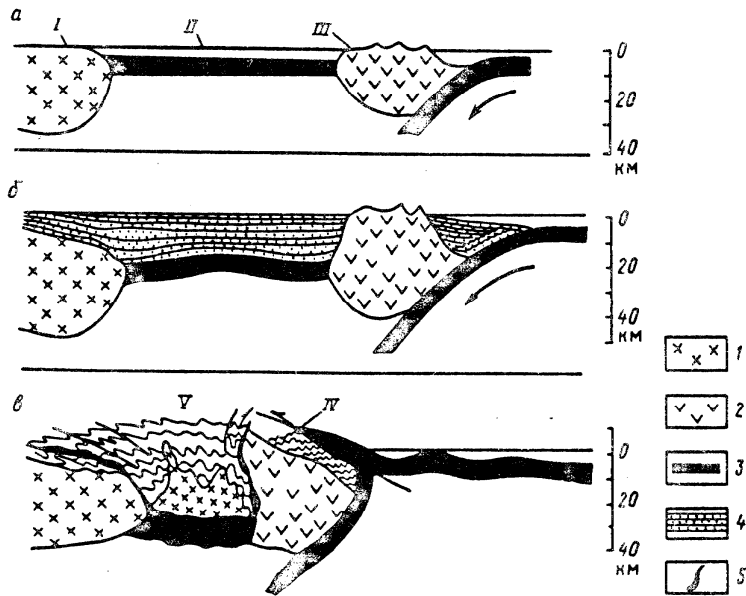


Рисунок 12.4 – Система занурення однієї плити під іншу (за Д. Пакемом і Д. Фолві)

Системи: крайове море – острівна дуга: а – молода (10 – 40 млн.р.); б – зріла (100 – 250 млн.р.); в – деформована.

I-континент; II-краєві моря; III-острівна дуга; IV-зона метаморфізму при низьких температурах і тисках; V- зона метаморфізму при високих температурах і тисках.

Кора: 1 – континентальна, 2 – островодугівна, 3 – океанічна, 4 – осади, 5 - інтрузії

Вздовж майже всіх океанічних жолобів тягнеться ланцюг діючих вулканів; літосферний блок опускається під них на глибину близько 150 км. Там його породи плавляться, і розплав, легший, ніж його оточення, піднімається і лавиною виливається на поверхню. Якщо ланцюг вулканів лежить на дні океану, утворюється острівна дуга, типовим прикладом якої можуть слугувати Алеутські острови у північній частині Тихого океану. Якщо ж океанічний жолоб проходить поблизу континенту, вулкани виникають на поверхні суші.

Таким чином, теорія тектоніки плит принесла нове уявлення про зовнішню оболонку Землі як про систему жорстких структур, що рухаються одна відносно іншої. Але вона не зачіпає процесів в глибоких надрах Землі і практично ігнорує роль виключно вертикальних рухів в еволюції земної поверхні. Не дає вона відповіді і на ряд принципових питань, наприклад, чому після свого формування суперконтинент розколюється на частини, які, рухаючись, розходяться у різні боки?

До початку 90-х років стало зрозумілим, що потрібна нова теорія, яка б узагальнювала тектоніку плит і давала пояснення як новим даним про внутрішню будову Землі, так і процесам, які відбуваються в її надрах.

ЛЕКЦІЯ 14-15. МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ГРАФІЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ТА РЕЛЬЄФУ ОКРЕМИХ ОБ'ЄКТІВ ЗЕМНОЇ КОРИ

Геологічне картування

Геологічною картою називається графічне зображення на топографічній або географічній основі за допомогою умовних знаків геологічної будови якої-небудь ділянки земної кори, континенту або земної кулі в цілому. Геологічна карта показує розповсюдження на земній поверхні гірських порід, відмінних по віку, походженню, складу і умовах залягання.

Геологічні карти по змісту і призначенню діляться на такі типи: власне геологічні, карти четвертинних відкладів, геоморфологічні, літологічні, тектонічні, гідрогеологічні корисних копалин, перспектив нафтогазоносності та ін. Основою для їх побудови є результати відповідних видів геологічної зйомки, глибокого буріння, геофізичних, геологічних та аерокосмічних досліджень. Власне геологічні карти за своїм змістом є стратиграфічними картами дочетвертинних (корінних) порід. Четвертинні континентальні відклади на них не показуються за виключенням тих випадків, коли їх товщина велика або невідомі підстилаючі їх корінні породи. Умовними знаками на картах показують вік, склад, походження, умови залягання гірських порід і характер границь між ними.

Кarti четвертинних відкладів зображують ці відклади з розподілом їх по походженню, віку і складу. Корінні породи показують одним кольором без розчленування.

На **літологічних картах** крім віку гірських порід зображують їх речовинний склад.

На **тектонічних картах** показано форми залягання, час і умови утворення структурних елементів земної кори різних порядків. На загальних тектонічних картах виділяють основні структурні елементи з вказанням тектонічних режимів і часу формування.

На **геоморфологічних картах** відображують основні типи рельєфу і його окремі елементи з врахуванням їх походження та віку.

Гідрологічні карти на геологічній основі дають інформацію про водоносні горизонти, умови залягання, розповсюдження, склад, походження і режими підземних вод.

Кarti корисних копалин складаються на геологічній основі і відображають всі відомості про родовища корисних копалин, величину запасів і походження.

Кarti перспектив нафтогазоносності показують закономірності розташування відомих нафтогазових родовищ і вказують перспективні площі для пошуків нових родовищ нафти і газу.

В залежності від масштабу власне геологічні карти діляться на такі види: оглядові, дрібномасштабні, середньомасштабні, крупномасштабні і детальні.

Оглядові карти (масштаб менше 1:1000000) на географічній основі дають загальне уявлення про геологію великих регіонів або материків земної кулі.

Дрібномасштабні карти (масштаб 1:1000000, 1:5000000) на спрощеній топографічній основі характеризують геологічну будову великих регіонів або держав.

Середньомасштабні карти (масштаб 1:200000, 1:100000) будуються на топографічній основі з розрідженою сіткою горизонталей. Вони містять основні риси геології території.

Крупномасштабні карти (масштаб 1:50000, 1:25000) складаються на точній топографічній основі і достатньо виразно зображують геологічну будову району як поверхневих, так і глибинних частин.

Детальні геологічні карти (масштаб 1:10000, 1:5000, 1:2000 і крупніші) дають детальну геологічну характеристику окремих родовищ корисних копалин, районів цивільного або промислового будівництва.

Оформлення і умовні знаки геологічних карт

Існують стандартні правила складання та оформлення карт. Геологічна карта супроводжується умовними позначеннями (легендою), геологічними розрізами, стратиграфічною колонкою, які виносяться за рамку карти. Зліва розташовують стратиграфічну колонку, справа – легенду, внизу – геологічні розрізи. Підписи на карті розміщують над її північною і південною рамками. Кожна картка супроводжується числовим і графічним (лінійним) масштабом.

Для показу складу, часу формування і умов залягання гірських порід на геологічних картах застосовують особливі умовні знаки, які можуть бути кольоровими, літерними, цифровими або штриховими.

Кольорові знаки застосовуються для позначення віку осадових і вулканічних порід, а також складу інтрузивних і нових вулканічних порід. Кожній системі надано певний колір і літерний індекс.

Індекси являють собою літерні і цифрові позначення зображених на геологічній карті товщ порід різного віку. Поряд із зображенням вони значно полегшують читання геологічної карти. Загальноприйняті індекси і стандартні кольори для позначення порід різного віку (таблиця 13.1).

Таблиця 13.1 - Індекси і кольори геохронологічної шкали

Система	Стратиграфічний індекс	Колір
Четвертинна	Q	Світло- або голубовато-сірий
Неогенова	N	Лимонно-жовтий
Палеогенова	P	Жовто-оранжевий
Крейдова	K	Зелений
Юрська	J	Синій
Тріасова	T	Фіолетовий
Пермська	P	Світло-коричневий
Кам'яновугільна	C	Сірий
Девонська	D	Коричневий
Силурійська	S	Сірувато-зелений
Ордовицька	O	Темно-зелений
Кембрійська	C	Ліловий
Протерозойська група	PR	Рожевий
Архерейська група	AR	Темно-рожевий

Відділам та іншим більш дрібним стратиграфічним підрозділам відповідають різної інтенсивності кольори відповідної системи. При цьому, чим давніший відділ, тим інтенсивніше, густіше забарвлення.

Вивержені породи, незалежно від віку, визначають яскравими тонами з наступних кольорів: кислі і середні інтрузивні породи (γ) - червоним кольором, основні (β) – темно-зеленим і ультраосновні (σ) – темно-фіолетовим. Метаморфічні породи (M) показують рожевим кольором.

Літологічний склад порід переважно зображують за допомогою штрихових умовних позначень. Всі зображення на геологічній карті — кольори, індекси, різні види штриховки та інші знаки - поміщаються в умовних позначеннях, вікових підрозділах осадових товщ і розташовуються в легенді зверху вниз або зліва направо від молодих до більш давніх утворень. Після них даються умовні позначення магматичних і метаморфічних порід, а потім пояснення всіх інших знаків, які знаходяться на геологічній карті.

Геологічні розрізи та їх побудова

Геологічні розрізи являють собою зображення залягання порід на площині вертикального перерізу земної кори від її поверхні на ту або іншу глибину. На відміну від геологічних карт вони дозволяють скласти наявне представлення про умови залягання порід на глибині. Вони будуються на основі геологічної карти, даних буріння свердловин, геофізичних та інших матеріалів. Переважно їх будують навхрест розтягання пластів порід, тобто в напрямку перпендикулярному до лінії простягання пластів. Необхідність такого підходу до побудови геологічного розрізу диктується тим, щоб звести до мінімуму можливі спотворення дійсних кутів падіння пластів та їх товщини.

Спочатку за даними про висоту місцевості над рівнем моря, вказаних на геологічній карті, будують криву рельєфу, яка відповідає рельєфу місцевості. Потім з геологічної карти наносять на цей профіль границі пластів, пересічених лінією напрямку розрізу, використовуючи дані про елементи залягання пластів, вказаних на карті, проводять побудову розрізу шляхом трасування границь пластів на глибину із врахуванням їх товщини.

При наявності опорних або інших свердловин розрізи слід проводити через них. На кінцях ліній розрізу і в місцях їх злому ставлять літерні букви у алфавітному порядку.

Горизонтальний і вертикальний масштаби розрізів повинні відповідати масштабу карти. Збільшення вертикального масштабу допустиме тільки для районів з пологим або горизонтальним заляганням порід.

Бурові свердловини зображаються на розрізах або чорними суцільними лініями, якщо вони попадають на лінію розрізу, або розташовані близько від нього, або штрих пунктирними лініями - при проектуванні їх на площину розрізу. Вибій свердловини обмежується короткою горизонтальною лінією.

Геологічні розрізи можуть складатися також вздовж простягання складок. Вимоги до їх побудови аналогічні вимогам побудови розрізів вхрест простягання складок. На поздовжніх та поперечних геологічних розрізах можуть наноситись нафтогазоносні пласти.

Розрізи складаються, розмальовуються і індексуються у повній відповідності з геологічною картою. Всі геологічні границі на розрізах показують одним знаком – у вигляді суцільних тонких ліній.

Стратиграфічна колонка та її побудова

Стратиграфічна колонка являє собою графічне зображення літологічного складу пластів, послідовність їх залягання, товщину і вік порід в межах ділянки геологічної карти.

Породи в колонці діляться у відповідності із виділеними на карті стратиграфічними підрозділами. Зліва від колонки вказується стратиграфічне положення порід (система, відділ, ярус) і індекс; справа – товщина (м) і склад порід. В останній графі приводяться всі більш дрібні стратиграфічні підрозділи, які вказані на карті (серії, світи, горизонти та ін.). Масштаби для побудови колонок, в залежності від загальної товщини порід, можуть бути різними. Їх висота не повинна перевищувати 40-50 см, ширина граф 1-4 см. При коливанні товщини в колонці відображається максимальне її значення, а цифрами вказуються крайні границі. Узгодження на колонці зображуються прямими лініями, паралельні неузгодження – хвилястими, а кутові – зубчастими.

В нафтогазовій практиці у зв'язку з відсутністю суцільного відбору керну по розкритому стратиграфічному розрізу нафтових і газових свердловин стратиграфічні колонки будуються із врахуванням даних промислово-геофізичних досліджень. В більшості випадків для цього використовується стандартний каротаж.

Зіставляючи стратиграфічні колонки в межах геологічної карти, можна прослідкувати розповсюдження пластів у кожній окремій ділянці площі, тобто провести кореляцію пластів. Стратиграфічна кореляція утотожнення в порівнювальних геологічних розрізах одновікових стратиграфічних підрозділів по їх палеонтологічних і фізичних характеристиках. Кореляція являє собою трасування ізохронних поверхонь по всіх розрізах, які підлягають вивченню.

Геоморфологічні карти

Рельєф - сукупність форм земної поверхні різних за розмірами, походженням, віком і історією розвитку, що формуються в результаті впливу на земну поверхню постійно взаємодіючих ендегенних та екзогенних геологічних процесів. Тому рельєф знаходиться в стані постійного перетворення. Ендегенні процеси відіграють при цьому ведучу роль. Вони створюють головні нерівності земної поверхні. Останні, в свою чергу, денудуються під дією зовнішніх сил, які, в свою чергу, підкоряючись законам гравітації, діють у напрямі нівелювання створених піднять, заповнюють западини продуктами денудації.

Розвиток екзогенних рельєфоутворюючих процесів має велике значення не тільки в денудації земної поверхні, але і у формуванні континентальних осадових утворень. Останні, відкладаючись, на поверхні, утворюють форми її рельєфу. Це обумовлює тісний зв'язок між розвитком рельєфу та утворенням осадового чохла.

Форми рельєфу являють собою морфологічно відокремлені частини поверхні Землі, які утворилися внаслідок відповідних фізико-геологічних процесів, а в деяких випадках - під впливом геологічної структури. Це є тіла, складені породами, або порожнини, які створені в них.

Розрізняють прості (моногенні) форми - це "промоїни", бархани, - і складні форми. Останні ускладнені простими формами, іноді зовсім різного генезису. До складних форм відносяться всі ендегенні форми рельєфу, а також більшість екзогенних. Прості і складні форми можуть об'єднуватися в комплекси форм - парагенетично пов'язані на відповідному просторі форми рельєфу. Останні утворюють геоморфологічні ландшафти. Потім виділяють морфогенетичні типи рельєфу, що об'єднують форми, які подібні морфологічно та за генезисом.

Форми рельєфу поділяють на позитивні та від'ємні (випуклі та ввігнуті) плоскі, замкнуті і незамкнуті.

Стосовно діяльності екзогенних агентів розрізняють акумулятивні форми рельєфу, що сформувались за рахунок нагромадження матеріалу (моренний горб, бархан) і денудаційні, що утворились за рахунок виносу матеріалу (яр).

Люба форма рельєфу може бути розкладена на окремі елементи. До елементів рельєфу відносяться поверхні або грані (схили, субгоризонтальні поверхні), лінії, точки. Розрізняють, крім того, геометризовані поверхні рельєфу, які проведені уявно як поверхні, які є дотичними до головних ліній та точок рельєфу - об'ємні поверхні.

Класифікації форм рельєфу дуже різноманітні. Вони можуть бути основані на різних принципах. Загальна класифікація, яка може бути використана для дешифрування форм рельєфу в учбових цілях, заснована на морфометричному принципі. За розмірами виділяють: **планетарні форми** - материки та западини океанів; **мегарельєф** - гірські системи, рівнини, западини морів, серединно-океанічні хребти;

макрорельєф - гірські хребти, підвищення, найкрупніші долини; **мезорельєф** - пасма, горби, долини; **мікрорельєф** - дрібні дюни, яри, тераси; **нанорельєф** - ритвини, дрібні пагорби.

Основним об'єктом зображення на геоморфологічній карті є рельєф земної поверхні, тобто її форми по відношенню до зовнішніх рис, походження, розвитку, генетичних співвідношень, взаємних угруповань та розповсюдження. Це означає, що на геоморфологічній карті повинні безпосередньо відображатися наступні суттєві ознаки рельєфу: його морфологія (морфологія та морфометрія), генезис, вік та сучасна динаміка.

Названі ознаки разом або нарізно можуть бути покладені в основу побудови різноманітних геоморфологічних карт.

Суттєво важливим для всіх карт буде генетичний підхід до рельєфу.

Значення карт дуже велике. За їх допомогою можна дістати уявлення про основні особливості геоморфології району, ставити питання про подальше вивчення рельєфу, планувати та здійснювати ті чи інші господарські заходи. Геоморфологічне картування відіграє особливо велику роль в геологічних дослідженнях, допомагаючи в здійсненні комплексної геологічної зйомки, пошуках та розвідці корисних копалин.

Для побудови геоморфологічної карти необхідно:

- знання методів топогеодезичної зйомки та побудови географічної основи;
- загальних методів зображення різноманітних явищ на картах; принципів їх генералізації, способів оформлення карт та ін.;
- вміння розробити достатні легенди та на їх основі створити карти різних масштабів;
- необхідні знання з геології та з методики геологічного картування, тому що побудова геоморфологічної карти, в значній мірі, базується на геологічних даних.

Рельєф включає наступні складники (в порядку ускладнення):

- елементи рельєфу, тобто елементарні поверхні, чи грані (схили, плакори, площадки) і лінійні елементи (тальвеги, гребені, бровки, тиллові шви, лінії підніжжя);
- форми рельєфу, тобто нерівності у вигляді об'ємних тіл - прості та складні, різної величини від малих до дуже крупних (планетарного розміру);
- угруповання форм, які утворюють природні морфологічні комплекси чи асоціації.

Тому вельми актуальною стає проблема їх класифікації та вибору класифікаційної схеми, яка найбільш підходить в якості основи для побудови легенди карт.

Любі природні об'єкти класифікуються за їх суттєвими ознаками.

До останніх відносяться морфологія, морфометрія, генезис та вік.

Необхідно розрізняти класифікацію рельєфу та легенду геоморфологічних карт. Класифікацію можна покласти в основу легенди геоморфологічних карт.

Особливу увагу необхідно спрямувати на те, щоб класифікація рельєфу була логічно витримана. Категорії рельєфу різного таксонометричного рангу мусять виділятися в ній за логічним принципом поділу понять, підкорятися один одному, як видове поняття родовому, чи як особливе - загальному.

Для відображення різноманітних об'єктів або явищ на спеціальних картах застосовують: засоби якісного фону, ізолій, значковий, ареалів, ліній руху, крапковий, локалізованих діаграм, картодіаграм.

Якісний фон використовується для спеціальної якісної характеристики: явищ, які відображаються; для виділення класифікаційних категорій рельєфу різного за генезисом, віком, за інтенсивністю сучасного розвитку та за іншими ознаками (наприклад, за морфологічними та морфометричними). Цей засіб застосовується як в багатокольоровому, так і в чорно-білому оформленні. Застосовують також тона (спектри кольорів) з різною інтенсивністю.

У випадку чорно-білого оформлення використовують різноманітні штрихові позначення, які відрізняються один від одного за малюнком, інтенсивністю та орієнтацією. Сумісне використання кольорового фону з штриховкою дозволяє значно збагатити карту - дати на ній декілька додаткових якісних характеристик. На геоморфологічних картах подібним засобом суміщають відображення генезису та віку рельєфу, віку та морфометрії, морфоструктури та морфоскульптури.

Значки можуть бути позамасштабні, лінійні та площадні.

Позамасштабні - використовуються для відображення геоморфологічних об'єктів: форм мікро- та мезорельєфу (карстових воронки, суфозійних блюдця, бугрів, зпучення, термокарстових западин та ін.). Кожний значок наноситься по місцю знаходження даного об'єкту - його малюнок в сильно стилізованому вигляді наочно передає зовнішній вигляд форм, які відображаються. Колір значка характеризує генезис, а величина - розмір форм рельєфу в поперечному напрямі, по відносній висоті

(чи за глибиною). Лінійні значки - для позначення ліній за їх геометрією, наприклад, вододільних, берегових, тальвегів, бровок, лінійних геоморфологічних об'єктів, які не виражені за шириною у масштабі карти (морських берегових форм, схилів долин, уступів терас).

Взаємодія географічних і геологічних факторів в ході виникнення рельєфу, тісний зв'язок геоморфології з іншими науками про Землю вимагають виключного різноманіття методів досліджень у вивченні геоморфології. Серед цих методів розрізняються морфографічні, морфометричні, геологічні, географічні, історико-геоморфологічні, геофізичні, топо-геодезичні, дистанційні та ін. Значна роль в геоморфологічних дослідженнях належить геоморфологічному картуванню та ін. Тому принципово важливим при геоморфологічному дослідженні є комплексність методів та методологій у вирішенні питань всебічного пізнання об'єктів в геоморфології.

Загальні геоморфологічні карти поділяються на аналітичні та синтетичні. На аналітичних картах виділяють елементи та форми рельєфу, які відображаються в умовних позначеннях. На синтетичних картах показують комплекси форм рельєфу основними умовними позначеннями декількох геоморфологічних ознак.

На аналітичних картах характеристика рельєфу (генезис, морфологія, вік) подається шляхом сполучення декількох умовних позначень: кольорового фону, штриховки, значків, індексів, ізолій. Довгий час для складання загальних геоморфологічних карт аналітичного типу не існувало загальної легенди. З 1968 року була розроблена уніфікована легенда для геоморфологічних карт масштабу 1:25000 - 1:50000. За Спиридоновим А.І. для побудови загальних геоморфологічних карт карт аналітичного типу необхідно використовувати незалежні одна від одної системи умовних позначень.

Морфологічні особливості рельєфу краще всього відображати горизонталями. Ця характеристика може бути доповнена розробленими позамасштабними умовними знаками: яри, уступи, бровки, карстові воронки, берегові вали тощо.

Генезис рельєфу слід показувати фоновим кольором. Для цього приводиться перелік основних генетичних категорій рельєфу та рекомендовані кольори фону і значки. Для відображення рельєфу, який утворився під впливом діючих послідовно двох факторів застосовують накладання на кольоровий фон ведучого фактору - кольорової штриховки, яка відповідає іншому фактору.

Вік рельєфу найкраще передавати інтенсивністю кольорових тонів. Крім того, наносяться генетичні та вікові індекси.

При чорно-білому оформленні геоморфологічних карт використовують різноманітні штрихові, лінійні та позамасштабні знаки. При складанні карти необхідно пам'ятати, щоб багата за змістом, вона була б наочною та легко читаною.

На синтетичних картах, як вказує А.І. Спиридонов, виділяють морфологічні комплекси (типи рельєфу), які являють собою природне угруповання форм, об'єднаних загальними ознаками: зовнішньою формою, геологічною будовою, походженням та розвитком. Найчастіше на крупно-та середньомасштабних картах кольоровими знаками відображають вулканічні утворення і екзогенезис рельєфу в зв'язку з їх морфологією, а інтенсивністю кольорового фону - морфометричні показники (абсолютні і відносні висоти). Для акумулятивних низинних рівнин застосовують зелені та голубі тона, для денудаційних підвищених рівнин - жовто-коричневі, для гір - коричневі, та червонуваті. Інтенсивність тону посилюється від низьких рівнин до підвищених та від низьких гір до високих. Для відображення геоморфологічних показників, які не ввійшли в систему кольорових позначень, застосовують штриховку. Окремі форми та елементи рельєфу показують значками.

Ознаки, загальні для декількох комплексів рельєфу, виносять в заголовки та підзаголовки. Іноді умовні позначення складаються у вигляді таблиці.

Загальні геоморфологічні карти синтетичного та аналітичного типів доповнюють одна одну. Перші більше застосовуються при польових дослідженнях, другі - для побудови карт більш дрібного масштабу, ніж масштаб польової зйомки, для карт-врізок, оглядових карт, які складаються головним чином камеральним шляхом.

Одним з найважливіших методів вивчення об'єктів в геоморфології є метод побудови розрізів. Останні дають можливість встановити: взаємозв'язки між формами рельєфу та геологічною будовою району, вік порід, які складають форми рельєфу, їх морфометрію, а також визначити основні фактори рельєфоутворення. На основі останніх - генетичні типи рельєфу.

Направлення для побудови розрізів вибираються вхрест простягання основних орографічних елементів. Для гірських областей розріз будується в однакових вертикальному та горизонтальному масштабах, для рівнинних - вертикальний перевищує горизонтальний (у 5 - 10 разів), що робить рельєф

більш виразнішим. Обов'язково розріз повинен бути заповнений геологічним змістом. Існують декілька методів складання геоморфологічних розрізів:

- на звичайному геологічному розрізі відмічаються границі перетину ним на геоморфологічній карті генетичних типів рельєфу, характеристика якого дається у вигляді короткого тексту над геологічним розрізом.

- по одній чи декількох лініях будуються гіпсометричні профілі, часто із спотвореним вертикальним масштабом. Окремі ділянки його замальовуються (чи заштриховуються) смугою біля 1 см в кольорі геоморфологічної карти, яка перетинається лініями розрізів. Такі розрізи тільки доповнюють карту гіпсометричною характеристикою рельєфу.

- побудова сумісних розрізів. Лінії розрізів проводяться вхрест простягання основних орографічних елементів (системи хребтів, гірської країни та ін.) паралельно один одному, приблизно через рівні відстані. На один профіль послідовно накладаються всі інші. Для кожного розрізу показуються різною кольоровою чи пунктирною лінією частини розрізу, не закриваючи попередній. Іноді на результуючий профіль наносять геологічний розріз. Такий метод широко застосовується в гірських країнах, де вони дають можливість виділяти та аналізувати поведінку поверхонь вивітрювання, а також при вивченні річкових долин.

Геоморфологічні ландшафти

Генетичні типи і форми рельєфу, які розглянуто вище, групуються у складні асоціації, які утворюють на земній поверхні геоморфологічні ландшафти.

Геоморфологічний ландшафт являє собою природний або антропогенний територіальний чи акваторіальний комплекс. Це генетично однорідна ділянка ландшафтної сфери з екзогенним геологічним фундаментом, однотипним рельєфом, гідрокліматичним режимом і характерною морфологічною структурою. Головними типами геоморфологічних ландшафтів на континентах є гірські та рівнинні країни. Для морських та океанічних просторів геоморфологічними одиницями є підводні гірські системи і рівнини. Всі вони за своєю природою надзвичайно різноманітні і поділяються на ряд геоморфологічних провінцій та областей.

Геоморфологічна країна – таксономічна одиниця геоморфологічного районування суходолу, що відповідає платформій або геосинклінальній структурі. Вона чітко відокремлена, характеризується певним типом рельєфу, спрямованістю екзогенних рельєфотворних процесів і неотектонічним режимом. За цих умов утворюються акумулятивні та денудаційні рівнини.

У гірських геоморфологічних країнах, які відповідають складчастим системам, основними рельєфотворними факторами є ендегенні інтенсивні позитивні рухи земної кори, складкоутворення, вулканізм тощо. Серед екзогенних - переважають денудаційні процеси, які утворюють поверхні вирівнювання, сприяють значному вертикальному і горизонтальному розчленуванню району.

Територія України розташована в межах трьох геоморфологічних країн - Східноєвропейської рівнини, Кримсько-Кавказької та Карпатської гірських країн.

Геоморфологічна провінція - це частина геоморфологічної країни, що відповідає геоструктурам більш низького порядку. Вони відрізняються будовою геологічного субстрату, інтенсивністю, спрямованістю або часом прояву рельєфотворних рухів земної кори; інтенсивністю проявів екзогенних процесів.

Згідно з геоморфологічним районуванням рівнинна частина України міститься здебільшого в межах Середньоруської провінції. В гірській частині виділяють Карпатську геоморфологічну провінцію, що на території України збігається з Карпатською геоморфологічною країною, і Кримську геоморфологічну провінцію, яка є частиною Кримсько-Кавказької геоморфологічної країни.

Геоморфологічна область являє собою частину геоморфологічної провінції або геоморфологічної країни. Орографічно становить цілісні угруповання форм рельєфу, які представлені височинами, кряжами, низовинами і гірськими масивами.

Серед гірських областей виділяють: геоморфологічну область денудаційно-тектонічних гір Українських Карпат; Передкарпатську область передгірних пластово-денудаційних височин та пластово-акумулятивних підвищених рівнин; Закарпатську область акумулятивних та пластово-денудаційних рівнин; геоморфологічну область структурно-денудаційних гір Гірського Криму; Керченсько-Таманську область пластово-денудаційних та акумулятивних рівнин.

Наведені дані вказують, що рівнинні і гірські ландшафти характеризуються великою різноманітністю. Тому, при їх геоморфологічному районуванні, в основу покладається принцип особливостей геологічної будови, морфології, генезису та історії розвитку рельєфу. У зв'язку з тим, що

геоморфологія гірських країн і рівнин різко відрізняється між собою, розглянемо окремо основні риси їх геоморфологічної будови.

Гірський рельєф в межах материків пов'язаний з рухомими поясами, окремими ділянками тектонічної активізації платформ, а також із зонами рифтогенезу і районами активного вулканізму.

Під **гірськими країнами** розуміють підвищення з висотами понад 500 м над рівнем моря, з різко розчленованим рельєфом і з перевищенням вершин над долинами не менше 200-500 м. За характером простягання розрізняють гірські пасма, масиви і хребти. Важливими елементами гір є їх вершинні поверхні, перевали, поверхні вирівнювання, міжгірські улоговини. За морфологічними ознаками гори поділяються на високі (понад 2000 м над рівнем моря), середньовисокі (від 1000 до 2000 м) і низькі (від 600 до 1000 м). За походженням гори переважно тектонічні і вулканічні.

Утворення гірських систем зумовлене взаємодією тектонічних рухів, породжених внутрішніми тектоно-магматичними перетвореннями речовини Землі, та екзогенними процесами. Тектонічні підняття спричиняють, з одного боку, порушення залягання шарів гірських порід внаслідок складчасто-розривних дислокацій, з другого - врізання річкової сітки та формування вододільних пасом, що призводить до відслонення глибинних шарів земної кори.

Вулканічні гори утворюються при виверженні вулканів. Порівняно з тектонічними горами вони мають локальне поширення, часто зустрічаються у вигляді ізольованих форм, хоча можуть утворювати великі вулканічні нагір'я.

Складчасті гори виникають в результаті утворення великих складчастих піднять, які сформовані із системи лінійних поєднаних складок помірного стиснення. Такі гори зустрічаються досить рідко. Переважно складчасті гори характеризуються розривно-складчастою структурою. Вони складаються із горстів-антикліноріїв і грабенів-синкліноріїв або утворюються на великих горст-антикліналях. Прикладом таких гірських систем є гори Криму і Великого Кавказу.

Насувні гори характеризуються надзвичайно складною складчастою структурою із перевернутими і лежачими лінійними складками. Вони доповнені численними насувами і тектонічними покривами великих амплітуд (до 120 км). Це найбільш розповсюджений тип гірських споруд. До нього належать Альпи, Карпати, Кавказ, Гімалаї, Анди та ін. Гори характеризуються найбільш складним рельєфом, особливо у випадку значної висоти і розвитку в верхній зоні морозного вивітрювання, сніжників і льодовиків.

Складчасто-брилові гори утворюються на складчастому субстраті, який зазнав раніше консолідації протягом платформового етапу розвитку. Вони являють собою розбиту розривними порушеннями складчасту країну, різні частини якої припідняті на різну висоту. Розвиток скидів і глибових піднять може відбуватись одночасно з утворенням складок або розвиватися значно пізніше. В другому випадку - це є результат повторних рухів, що виникають після руйнування і навіть пенепленізації агентами денудації складчастих гір. Класичним прикладом таких гір є хребти Тянь-Шаню, на багатьох з яких збереглися релікти давньої платформової рівнини.

Брилові гори формуються під час руху тектонічних блоків по розривах з мінімальною їх внутрішньою деформацією. В результаті утворюються системи ступінчастих горстів, розділених грабенами. Гори такого типу можуть виникати в товщах пологозалягаючих порід, але переважно утворюються на складчастій основі, яка зазнала вже платформової консолідації. До них належать Алтай та гори Прибайкалля.

Під **рівнинними країнами** суші мають на увазі відносно рівні ділянки земної поверхні, однорідні за походженням і геологічною будовою, часто значної площі, з невеликим (до 200 м) коливанням висот і малим (до 5^0) нахилом. Всі великі рівнини суші розвинуті в межах континентальних платформ. На материкових платформах вони переважно мають двоярусну будову. В основі рівнини, як правило, залягає кристалічний або складчастий фундамент, який іноді виходить на поверхню у вигляді щитів. Вище над фундаментом з різким неузгодженням залягає платформовий чохол. Залежно від напрямку новітніх тектонічних рухів, а також дії екзогенних агентів, всі рівнини умовно поділяються на денудаційні та акумулятивні.

Денудаційна рівнина - це вирівняна поверхня, яка сформувалась в результаті впливу агентів денудації на тектонічно припідняту місцевість в умовах тимчасового або тривалого переважання денудаційних процесів над тектонічними. При тимчасовому переважанні денудаційних процесів над тектонічними формується педиплен, а при тривалому - пенеплен.

Педиплен являє собою вирівняну слабонахилену ($3-5^0$) поверхню по периферії гір і підвищених рівнин. Вона утворилась в результаті нетривалої комплексної денудації тектонічних підвищень

переважно потоковим зливом та ріками відносно базису денудації, який протягом тривалого часу перебуває в стабільному стані.

Пенеplen являє собою залишкову або граничну рівнину, утворену в результаті тривалої комплексної денудації тектонічних підвищень в умовах тривалої стабілізації земної кори та незначних піднять.

Залежно від будови області знесення, денудаційна рівнина може утворюватись дислокованими породами виступів фундаменту або горизонтально залягаючими гірськими породами осадового чохла. Серед денудаційних рівнин виділяють цокольні і пластові.

Цокольні рівнини формуються на території з гіпсометрично високим заляганням порід фундаменту та відносно невеликою товщиною осадової товщі.

Пластові рівнини переважно складені недислокованими або слабодислокованими породами осадового чохла чи пластовими інтрузіями та ефузивами. На території України до пластових рівнин належать Подільська, Приазовська, Тарханкутська, Волинська, Донецька і Придніпровська височини. Пластові рівнини поділяють на пластово-денудаційні і пластово-аккумулятивні.

Пластово-денудаційні рівнини мають вирівняну поверхню внаслідок диференційованих новітніх піднять. За співвідношенням сучасного рельєфу з однопорядковими давніми або новітніми структурами та ступенем денудованості розрізняють структурно-денудаційні і денудаційні пластові рівнини.

Пластово-аккумулятивні рівнини поширені більш широко, ніж денудаційні. Серед них виділяють багато генетичних типів, які суттєво відрізняються за своєю морфологією. Найпоширеніші наступні.

Алювіальні рівнини - один із найбільш поширених типів аккумулятивних рівнин, які являють собою широку річкову аккумулятивну терасу або сукупність терас і заплавин.

Пролювіальні рівнини широко поширені в аридних і семиаридних умовах біля підніжжя гір. Тут великі пролювіальні наземні дельти утворюють суцільний пролювіальний шлейф, морфологічно виражений у вигляді пологої передгірської рівнини.

Моренні рівнини широко поширені на континентах північної півкулі в межах давніх, особливо пізньочетвертинних материкових зледенінь.

Флювіогляціальні рівнини тісно пов'язані з моренними. Це піщані зандрові рівнини, які утворилися під час танення льодовиків.

Озерні рівнини утворюються на місці великих озерних палеодепресій або в результаті злиття декількох дрібних озерних западин, наповнених типовими озерними осадами.

Еолові рівнини широко поширені в аридній і семиаридній зонах. Головна їх особливість полягає в широкому розповсюдженні піщаних пагорбів і гряд. Вони, в умовах відсутності рослинності, постійно переміщуються, утворюючи характерні морфологічні ландшафти піщаних пустель.

Вулканічні рівнини утворюються при виливі на поверхню по тріщинах базальтових лав та аккумуляції мас попелу при вулканічних викидах. Вони захороняють нерівності рельєфу і призводять до вирівнювання поверхні. Більша частина вулканічних рівнин в сучасному рельєфі являє собою високо припідняті сильно розчленовані ущелинами плато.

На утворення рівнин і розвиток їх рельєфу великий вплив мають тектонічні рухи земної кори, географічне положення окремих територій земної поверхні, абсолютна та відносна висота піднять та ряд інших факторів. Тектонічні рухи земної кори визначають можливість утворення денудаційних або аккумулятивних рівнин, а географічне положення місцевості - той чи інший тип рельєфу.

Рівнини формуються тільки на певному гіпсометричному рівні. Простори, розташовані вище цього рівня, піддаються денудації, а нижче від нього - заповнюються осадами. Для суші таким нижнім основним рівнем є рівень Світового океану. Для внутрішніх частин материків - поздовжні профілі рік, що є основною з'єднуючою ланкою між сушею і морем. Верхній денудаційний рівень розташований в горах. Він співпадає з сніговою і льодовиковою лініями.

На поверхні суші протягом всієї геологічної історії внаслідок взаємодії процесів денудації та аккумуляції утворились великі поверхні вирівнювання. В горах і на рівнинах вони мають різне походження. Умови повної або неповної компенсації ендегенних процесів екзогенними визначають їх форму і початкову висоту та сприяють наближенню до рівневої поверхні гравітаційного поля Землі. Поверхні вирівнювання завершують розвиток рельєфу на заключних стадіях геоморфологічного циклу при повному або перерваному розвитку рельєфу.

На території України розрізняють низовинні рівнини з абсолютними висотами 0-200 м (Причорноморська, Придніпровська, Поліська) і підвищені рівнини-височини з висотами понад 200 м

(найбільші - Волинська, Подільська, Приазовська). Поверхня рельєфу у платформовій частині України горизонтальна, у передгірських (Передкарпаття) - нахилена, у міжгірських (Чоп-Мукачівська) улоговинах - увігнута.

Відповідно до морфології поверхні рівнин поділяють на плоскі, ступінчасті, хвилясті, горбисті, пасмові тощо. В Україні рівнини займають майже 95% її території. Загалом на земній кулі рівнини становлять 15-20% поверхні суходолу.

ПЕРЕЛІК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

- 1 Куровець М.І., Гунька Н.Н. Основи геології. Підручник для вузів.- Львів, 1997 р. – 694 с. з іл.
- 2 Пиотровский Б.Б. Геоморфология с основами геологии. - М: Недра, 1977.-244 с.
- 3 Фоменко А.И., Хихлуха В.И. Общая физическая география и геоморфология. – М: Недра, 1987. – 373 с.
- 4 Кизевальтер Д.С., Раскатов Г.Н., Рыжов А.А. Геоморфология и четвертичная геология. – М.: Недра, 1981, 215 с.
- 5 Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. – М.: Высшая школа, 1979, 287 с.
- 6 Лазунов Г.И., Чочиа Н.Г., Спасский Н.Я. Основы геологии антропогена. – Ленинград: Изд. ЛГИ, 1980, 70 с.
- 7 Атлас Івано-Франківської області. Карта геоморфологічного районування Українських Карпат. Масштаб 1:75000 під ред. О.І. Шаблія. Київ: ГУГК ССС, 1990.
- 8 Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. Учебное пособие для вузов/ В.Н. Павлинов, А.Е. Михайлов, Д.С. Кизевальтер и др. – М.: Недра, 1988. – 149 с.
- 9 Гунька Н.Н. Лабораторний практикум із загальної геології. Навчальний посібник для вузів: Івано-Франківськ, Факел, 2002. – 184 с.