

ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 1. РЕЛЬЄФОУТВОРЕННЯ

Лекція № 1. Планетарний рельєф Землі

План

1. Поняття про літосферу та земну кору
2. Елементи та форми рельєфу
3. Класифікація форм рельєфу за розмірами
4. Закономірності планетарного рельєфу Землі
5. Ендогенні рельєфотвірні процеси
6. Екзогенні рельєфотвірні процеси
7. Генетична класифікація форм рельєфу
8. Чинники рельєфоутворення
9. Теорія тектоніки літосферних плит
10. Уплив рухів літосферних плит на формування рельєфу Землі
11. Явище ізостазії та її роль у перетвореннях рельєфу

1. Поняття про літосферу та земну кору

Упродовж першого курсу ви вивчали геологію. Об'єктом її дослідження є Земля з складовими внутрішньої будови – земною корою, мантією, ядром. Фізична географія теж досліджує Землю, але об'єктом її вивчення є географічна оболонка, а об'єктом вивчення галузевої (компонентної) фізико-географічної дисципліни – *геоморфології* – є літосфера як одна із геосфер Землі.

Літосфера включає земну кору і верхню частину мантії, що складена кристалічними породами і розташована вище астеносфери. Земна кора складена гірськими породами у трьох агрегатних станах. Знизу вона обмежена поверхнею Мохоровичича, а згори представлена денною земною поверхнею. Людина наочно бачить останню поверхню у вигляді форм рельєфу.

Земна кора буває п'яти типів. *Материкова земна кора* має найбільшу товщину. Під рівнинами цей показник становить 35 – 40 кілометрів, а під горами – до 70-75 км. В указаному типі є три шари вертикальної будови: осадовий, гранітний та базальтовий. Материкова земна кора, зазвичай, досить давня. Тому вона набуває значної міри жорсткості та стабільності, стійкості. *Океанічний тип земної кори* має найменшу товщину – 5-10 км і двохшарову будову. Вона включає осадовий та базальтовий шар. Це наймолодша земна кора, тому більш пластична й рухлива.

Субматериковий тип земної кори має меншу потужність, ніж материковий тип, у цілому й гранітного шару зокрема. *Субокеанічна земна кора* характеризується більшою товщиною, ніж океанічна при аналогічній будові. Дуже специфічні ознаки має *земна кора під серединно-океанічними хребтами*. Вона має товщину від кількох сотень метрів до кількох кілометрів. Шари в ній не виділяються: уся вона складається із невпорядкованої суміші речовини мантії та ефузивних (вивержених) гірських порід .

Предметом вивчення геоморфології є будова, походження, історія розвитку і сучасна динаміка рельєфу земної поверхні. *Рельєф* – це сукупність нерівностей земної поверхні різного масштабу (розміру).

Найкрупніші риси сучасного рельєфу були визначені ще в мезозої. А відрізок геологічної історії від мезозою до наших днів – це час формування сучасного рельєфу земної поверхні. Його умовно називають *геоморфологічним етапом розвитку Землі* (за Герасимовим і Мещеряковим).

2. Елементи та форми рельєфу

Рельєф будь-якої ділянки земної поверхні складається із окремих форм рельєфу, котрі багатократно повторюються і чергуються між собою. Кожна форма рельєфу складається із окремих елементів. У геометричному відношенні це грані або поверхні, ребра і двохгранні кути. За величиною нахилу поверхні поділяються на субгоризонтальні поверхні зі кутами до 2^0 та схили зі кутами більше 2^0 . Поверхні та схили бувають увігнутими, випуклими та плоскими.

Форми рельєфу між собою відрізняються обрисами, розмірами, походженням. Зокрема вони можуть бути замкненими (моренний пагорб, карстова лійка) або відкритими (яр, балка). За розміщенням стосовно горизонтальної поверхні форми поділяються на додатні та від'ємні. Додатними вважаються форми, котрі виступають відносно якогось субгоризонтального рівня, а від'ємними ті, котрі заглиблені відносно цього рівня.

Прості форми, зазвичай, невеликі за розмірами та мають правильні геометричні обриси. Вони складаються зі простих комбінацій елементів рельєфу. Складні форми є комбінацією з кількох простих форм. Стосовно процесів рельєфоутворення розрізняють акумулятивні форми рельєфу, утворені за рахунок накопичення та відкладення матеріалу (дюна, бархан), та денудаційні форми, котрі сформувалися за рахунок руйнування масивів гірських порід та наступного виносу матеріалу (яр, балка, карстова лійка, суфозійні блюдця).

3. Класифікація форм рельєфу за розмірами

Класифікація форм рельєфу за розмірами такі одиниці згруповані від найбільших до найменших: планетарні, мега-, макро-, мезо-, мікро- та наноформи.

1) *Планетарні* форми – материки і дно океанів. Вони мають площі в десятки мільйонів км^2 .

2) *Мегаформи* – грандіозні рівнини і гірські споруди на суходолі й на дні океанів (займають сотні й десятки тисяч км^2). Наприклад, Східно-Європейська рівнина, Тибетсько-Гімалайська гірська країна, плато Декан, Великий Кавказ, западина Мексиканської затоки.

3) *Макроформи* є частинами мегаформ і мають площі сотні, тисячі та десятки тисяч км^2 . Наприклад, Середньоросійська височина, окремі хребти й западини в гірських країнах.

4) *Мезоформи* – займають площі у кілька км^2 . Наприклад, яри, балки, долини струмків, барханні ланцюги.

5) *Мікроформи* – нерівності, які ускладнюють поверхні мезоформ і займають площі в десятки й сотні м². Наприклад, карстові лійки, прикущикові гряди, баранячі лоби.

6) *Наноформи* – мають площу десятки і сотні см² та м². Наприклад, карстові кари, брижі на дні моря, річки, сурчини, ерозійні борозни.

Приклад підпорядкованості форм рельєфу за розмірами для рівнинного рельєфу:

Євразія (планетарна форма) – Східно-європейська рівнина (мегаформа) – Полтавська рівнина (макроформа) – долина річки Тарапунька (мезоформа) – річище (мікроформа) – купина на заболоченій ділянці днища (наноформа).

Приклад підпорядкованості форм рельєфу за розмірами для гірського рельєфу:

Євразія (планетарна форма) – Гімалайсько-Тибетська країна (мегаформа), хребет Улумузтаг (макроформа) – гора Чогорі (мезоформа) – кар (мікроформа) – мікрозападина в карі (наноформа)..

4. Закономірності планетарного рельєфу Землі

Планетарний рельєф Землі має такі хорологічні (просторові) закономірності своєї організації:

- Сумарна площа материків у 2,43 рази більша площі Світового океану. Це зумовлено аналогічним співвідношенням густини речовин указаних основних видів земної поверхні. Питома вага гірських порід материків у 2,43 рази більша за питому вагу океанічної води.

- Суходіл має антиподом океан (за винятком Південної Америки). Антиподами вважаються ділянки земної поверхні, розташовані на протилежних кінцях діаметрів Землі. Алгоритм визначення антиподів: на паралелях з аналогічною широтою у північній та південній півкулях. Географічна довгота антиподальної ділянки визначається додаванням до довготи пункту, для якого шукається антипод, ще 180⁰. при цьому враховується перехід з однієї півкулі в іншу для визначення реальної географічної довготи, а не абстрактного результату цієї арифметичної дії.

- Півкулі суходільна і океанічна чітко виражені на земній поверхні. Більша частина суходільної півкулі приурочена до північної півкулі і включає ділянки майже усіх материків. Океанічна півкуля охоплює Тихий океан з прилеглими узбережжями.

- Материка є парними у напрямку з півночі на південь, за винятком Антарктиди.

- Більшість материків виклинюються (звужуються) на південь, а вигинаються на схід.

- Південний материк з кожної пари, зазвичай, зміщений на схід по відношенню до північного.

- Обриси берегів південних материків (Африки, Південної Америки та інших) співпадають за принципом пазлів при їх переміщенні та розвертанні.

- Чим більша площа материка, тим він вищий.

- Чим більша площа океану, тим він глибший.

5. Ендогенні рельєфотвірні процеси

Для того, щоб зрозуміти особливості будови і динаміки сучасних форм рельєфу, необхідно вивчити процеси рельєфоутворення, котрі пов'язані з переміщенням та перетворенням речовини. Ці процеси потребують енергії. Основні джерела енергії – внутрішня енергія Землі та сонячна енергія, яка є зовнішньою. У залежності від джерела енергії всі рельєфотвірні процеси поділяються на ендогенні (внутрішні) та екзогенні (зовнішні). Енергія сили тяжіння присутня в обох процесах. Вона обумовлює вертикальні низхідні переміщення (опускання) речовини та земної поверхні.

До *ендогенних рельєфотвірних процесів* відносяться:

1. *Виділення земної кори із мантії* й утворення різних типів земної кори. Материковий тип земної кори поширений під материками, на дні океану в межах підводної окраїни материків, під великими островами та архіпелагами в перехідній зоні. Океанічний тип земної кори розповсюджений під ложем океанічного дна. Субматериковий та субокеанічний типи земної кори приурочені до перехідної зони дна океану. Згадайте, що особливий тип земної кори знаходиться під серединно-океанічними хребтами.
2. *Складкоутворення* - плікативні дислокації, тобто нерозривні, плавні переміщення земної кори. Найпоширеніші види складок – синкліналі (від'ємні структури), антикліналі (додатні структури). У результаті складкоутворення утворюються гори. У молодих горах антикліналям відповідають гірські хребти, синкліналям – міжгірні долини.
3. *Диз'юнктивні (розривні) дислокації* - переміщення блоків земної кори, розділених розломами. До структур, утворених унаслідок диз'юнктивних дислокацій, відносяться додатні їх види (горсти, скиди, насуви) та від'ємні види (грабени). Між указаними геологічними структурами та формами рельєфу на їх основі існує прямий зв'язок. Додатним структурам відповідають додатні форми рельєфу (гірські масиви, плоскогір'я, височини). На основі від'ємних геологічних структур утворюються від'ємні форми рельєфу – западини, ділянки низовин.
4. *Землетруси* утворюють розломи та здійснюють переміщення блоків земної кори як у горизонтальному, так і у вертикальному напрямку. У результаті утворюються додатні і від'ємні форми рельєфу різних розмірів, найчастіше мезоформи. Наприклад, уступи висотою кілька метрів, невеликі пагорби висотою до 7 метрів, островці площею кілька тисяч метрів квадратних, невеликі грабени. Проте найчастіше відбуваються підняття та опускання блоків земної кори, утворюються тріщини. Буває, що ділянки суходолу стають океанічним дном і навпаки. Так, під час відомого Месинського землетрусу 1775 року набережна Лісабона миттєво опустилася під воду і на її місці утворилася затока глибиною до 200 метрів.
5. *Магматизм інтрузивний* утворює додатні форми рельєфу – різноманітні підняття, пагорби не відразу, а внаслідок подальшого «препарування»

(відкриття) інтрузій екзогенними процесами через певний час (навіть дуже тривалий).

6. *Магматизм ефузивний* (вулканізм). При тріщинних виливах вивергаються великі об'єми магми, що широко розливаються і утворюють обширні лавові покрови, виражені в рельєфі вулканічними плато та плоскогір'ям. Наприклад, лавове плато Колумбії, трапові плато Декан та Східно-Сибірське, базальтове плато Патагонії, Вірменське плоскогір'я. Точковим вулканізмом (з центральним виверженням) утворюється низка форм вулканічного рельєфу. У вулканах типу Мон-Пеле з в'язкою лавою кислого складу утворюються вулканічні конуси зі стрімкими схилами. Вулкани гавайського типу - рідкою лавою основного складу формують щитові вулкани. Для них характерна велика площа та приплюснута форма. Окрім власне Гавайських островів, вони представлені на Камчатці (Толбачек), в Ісландії тощо. При виверженнях стратовулканів чергуються вибухи газів, викиди попелу та виливи лави. Стратовулкани мають конічну форму і найбільше поширені у світі. Класичними стратовулканами є Везувій, Кроноцька та Ключевська сопки, Фудзіям У багатьох вулканів на вершині знаходиться кальдера - кругла або овальна замкнена западина. Кальдери утворюються внаслідок газових вибухів або при обривуванні поверхні над жерлом вулкана при втраті ним значної кількості матеріалу. Вулкани, що вивергають лише розпечені гази та водяну пару вибухами, утворюють заглибини - отвори під назвою маари. Останні розташовані нижче рівня денної поверхні і мають глибину до 300 метрів. У них утворюються озера.

7. Повільні вертикальні рухи коливного характеру (чергування піднять та опускань) або *епейрогенічні рухи*. Найбільше значення для утворення та змін сучасного рельєфу Землі мають епейрогенічні рухи, що відбувалися в неоген-антропогеновий час та відбуваються зараз. Такі рухи земної кори називають *неотектонічними*. У періоди піднять утворюються височини та плоскогір'я, повільно «ростуть» гори як молоді, так, і древні, що таким способом переживають відновлення та відродження. У час епейрогенічних опускань формуються низовини та западини, передгірні та міжгірні рівнини.

6. Екзогенні рельєфотвірні процеси

Екзогенні процеси відбуваються за рахунок сонячної радіації, тому у їх поширенні проявляється зональна закономірність. Для різних широт характерні різні види екзогенних процесів. Екзогенні процеси поділяються на гіпергенез (вивітрювання) та денудацію.

Гіпергенез (вивітрювання) - це сукупність фізичних, хімічних та біологічних процесів руйнування і перетворення гірських порід у приповерхневому шарі земної кори. Виділяють фізичне, хімічне й органічне вивітрювання.

фізичне	хімічне	органічне
<ul style="list-style-type: none"> • в результаті переміни температур повітря • замерзання води в тріщинах 	<ul style="list-style-type: none"> • після механічного руйнування гірських порід відбувається хімічна реакція за участю води. 	<ul style="list-style-type: none"> • механічне руйнування гірських порід корінням рослин • хімічне перетворення в результаті життєдіяльності живих організмів.

Унаслідок гіпергенезу утворюється кора вивітрювання, складена елювієм. Коли її пухкий матеріал зноситься вниз, відбувається денудація у вузькому тлумаченні.

У широкому тлумаченні *денудація* є сукупністю руйнівної діяльності всіх екзогенних агентів – текучої води (процес ерозії), льоду (процес екзарації), води океанів і озер (процес абразії), вітру (процеси коразії та дефляції) а також переміщення продуктів руйнування. Локальними результатами денудації є утворення різних від’ємних форм рельєфу, зростання його розчленованості. До денудаційних форм рельєфу відносять яри, річкові долини, трюги (льодовикові долини), карстові печери, кліфи (урвисті морські береги) та багато інших додатніх та від’ємних утворень. А загалом денудація призводить до зниження земної поверхні. Денудація обов’язково обумовлює акумуляцію, тобто відкладення та накопичення денудованих та переміщених гірських порід. Акумуляція вирівнює земну поверхню і утворює великі та малі рівнини. Широко представлені алювіальні, алювіально-лімнічні, алювіально-пролювіальні, лімнічні, еолові рівнини теригенної групи, тобто утворені на суходолі та морські рівнини, що вийшли з-під рівня моря внаслідок неотектонічних піднять. На дні океану найбільші площі займають абісальні (глибоководні) рівнини, сформовані полігенетичними морськими відкладами, відомими під назвою глибоководні червоні глини.

7. Генетична класифікація форм рельєфу

У залежності від впливу ендегенних та екзогенних процесів створена генетична класифікація, у котрій форми рельєфу розділяються за умовами походження (генезису) та розвитку (динаміки).

Геотектури – це форми рельєфу, утворені під дією виключно ендегенних процесів. Вони поділяються на два порядки. Геотектури першого порядку відповідають планетарним формам (материками і дно океанів). Геотектури другого порядку за розмірами відповідають мегаформам (величезні рівнини і гори).

Морфоструктури – форми рельєфу утворені при сукупній дії ендо- і екзогенних процесів при провідній ролі ендогенних процесів. Морфоструктури за розмірами відповідають макроформам.

Морфоскульптури – це форми рельєфу, утворені виключно під дією екзогенних процесів. Морфоскульптури за розмірами відповідають мезоформам, мікроформам та наноформам.

8. Теорія тектоніки літосферних плит

Гіпотеза дрейфу континентів була висунута А.Вегенером на початку ХХ століття. У 2-ій половині цього століття на її підґрунті розвинули теорію «тектоніки літосферних плит».

Літосфера розколота на величезні плити надглибокими розломами глибиною 100 – 150 км до астеносфери. Серед великих літосферних плит є одна океанічна - Тихоокеанська), усі інші – змішані і включають материки і ділянки океанічного дна (Африканська, Північно – Американська, Південно – Американська, Антарктична, Євразійська, Індо - Австралійська). Є плити середнього розміру, наприклад плита Наска. Багато малих літосферних плит, наприклад, Суматранська. Межі літосферних плит проходять по серединно - океанічних хребтах, глибоководних жолобах та високих гірських ланцюгах, гірських країнах, гірських системах та гірських поясах.

Основними рухами для літосферних плит є горизонтальні рухи. Плити повільно переміщуються по розплавленій пластичній астеносфері, несучи на собі материки й океани. Коли літосферні плити насуваються одна на одну, відбувається процес їх сходження, тобто *конвергенція*. Явище розходження літосферних плит одержало назву *дивергенція*. Указані види горизонтальних переміщень супроводжуються певними видами вертикальних рухів. Так, унаслідок дивергенції відбувається *спрединг*, тобто підняття речовини мантії по розломах. Конвергенція супроводжується *субдукцією*, тобто опусканням країв літосферних плит та поступовим їх зануренням у мантію.

9. Уплив рухів літосферних плит на формування рельєфу Землі

Розглянемо геоморфологічні наслідки процесу дивергенції літосферних плит. По розломах на дні океану піднімається магма, потім вона швидко застигає. Таким чином нарощуються краї плит, утворюючи серединно-океанічні хребти. Плити відходять одна від одної зі швидкістю 1 – 12 см на рік. Конвергенція літосферних плит відповідно до своїх двох різновидів має два види наслідків у рельєфоутворенні. Один варіант конвергенції - сходження континентального та океанічного країв літосферних плит. Континентальний край плити має меншу густину речовини і піднімається угору за рахунок ендогенних рельєфотвірних процесів: складкоутворення, розломної тектоніки, землетрусів, вулканізму тощо. При цьому океанічний край іншої плити повільно занурюється під континентальний край сусідньої плити. У результаті утворюються форми рельєфу глибоководні жолоби, а край сусідньої плити піднімається у процесах плікативних та диз'юнктивних дислокацій, формуючи гори. Наприклад, контакт Євразійської і Тихоокеанської плит представлений Курило-Камчатським та Японським жолобами, горами на острівних дугах Курильських та Японських островів.

Там, де стикаються континентальні краї літосферних плит, котрі мають меншу густину речовини порівняно із океанічними краями, утворюються високі гори. Наприклад, на контакті Індо - Австралійської та Євразійської літосферних плит – гори Гімалаї, на контакті Африканської та Євразійської – гори Атлас і Альпи.

10. Явище ізостації та її роль у перетвореннях рельєфу

Ізостація – це процес урівноваження земної кори відповідно до густини й потужності шарів різних речовин, що складають об'єм від верхньої межі земної кори (8848м) до нижньої її межі (70000 – 75000м). У перекладі «ізостація» означає однакова вага. Остання є результатом врівноваження виштовхувальної (архімедової) сили, спрямованої вгору та сили тяжіння, спрямованої униз до центру Землі. Більша величина виштовхувальної сили зумовлює повільні підняття, більша величина сили тяжіння – повільні опускання. При врівноваженні зазначених сил настає ізостація, що проявляється станом тектонічного спокою.

Ізостація будь-якої частини земної кори забезпечує певним співвідношенням товщини шарів різних речовин у об'ємі між абсолютною верхньою та нижньою межами земної кори. У порядку збільшення густини це повітря, вода, гірські породи, магма. На ділянках земної кори океанічного дна та рівнинного рельєфу суходолу діє принцип: недостачі маси на поверхні відповідає її надлишок на глибині. Речовина мантії має найбільшу густину у переліку земних речовин: повітря, вода, гірські породи, магма. Тому на ці ділянки магма притікає, щоб компенсувати дефіцит ваги. При цьому земна кора піднімається вгору і має меншу товщину: під океанічним дном – 5 – 10 км, під рівнинами суходолу – 35 – 40 км.

Під горами діє інший принцип: надлишок мас на поверхні має компенсуватися їх дефіцитом на глибині. Тому «коріння» земної кори під старими високими горами опускається до глибини 60 – 70 км, витісняючи магму, що має більшу густину, ніж гірські породи. Унаслідок дії ізостації рельєф земної поверхні є дзеркальним відображенням поверхні Мохоровичича. Це означає, що найглибшим частинам поверхні Мохо відповідають найвищі частини денної земної поверхні, і навпаки, при найменшій глибині поверхні Мохо висота твердої земної поверхні найменша, більше того, вона визначається як глибина океанічного дна.

Ізостація є не «мертвим» статичним положенням літосфери, а прагненням до нього, що постійно порушується і відновлюється. Руйнування гір, переміщення мас гірських порід і накопичення їх потужних товщ в різних місцях порушують рівновагу земної кори. Під зруйнованими горами мантія піднімається, а товщина земної кори зменшується. Потужний льодовиковий покрив опускає земну кору, а при таненні вгору піднімається мантія. Тому після плейстоценового зледеніння Скандинавський півострів піднімається з і швидкістю приблизно 1 метр за сторіччя. Площа Фінляндії при цьому природним чином постійно збільшується. Балтійське море та Гудзонова затока – залишки прогину земної кори під льодовиком - через декілька десятків тисяч років мають зникнути.

Лекція № 2.

Геотектури та морфоструктури суходолу та океанічного дна

План

1. Основні типи геотектур суходолу. Взаємозв'язок тектонічної будови та рельєфу
2. Морфоструктури рівнин
3. Гіпсометрична класифікація рівнин
4. Морфолого - гіпсометрична класифікація гір
5. Класифікація гір за співвідношенням рельєфу та геологічних структур
6. Морфоструктури гір
7. Ієрархічна класифікація гірського рельєфу
8. Геотектури 2-го порядку океанічного дна
9. Особливості прояву ендегенних процесів на дні Світового океану
10. Морфоструктури підводної окраїни материків
11. Морфоструктури перехідної зони дна океану
12. Морфоструктури ложа океану
13. Морфоструктури серединно-океанічних хребтів

1. Основні типи геотектур суходолу. Взаємозв'язок тектонічної будови та рельєфу

Згадайте із генетичної класифікації, що геотектури першого порядку представлені материками (6 одиниць) та дном океанів (5 одиниць). До основних типів геотектур другого порядку на суходолі відносять величезні рівнини та грандіозні гірські споруди. Приклади рівнинних геотектур другого порядку: Східноєвропейська рівнина, Західно-Сибірська низовина, Великі рівнини, Центральні рівнини, Амазонська низовина, тощо. Приклади гірських геотектур другого порядку: Кордильєри, Анди, Тибетська - Гімалайська гірська країна.

Геотектури рівнин характеризуються абсолютними висотами менше 1000 метрів, відносні висоти на невеликих відстанях змінюються незначно. При цьому окремі пагорби розчленованого рівнинного рельєфу, що зазвичай в народі образно називаються горами, мають відносні висоти не більше 200 метрів. Величезні рівнини відповідають у тектонічній будові платформам, а грандіозні гірські споруди відповідають рухливим (орогенним або геосинклінальним) поясам. Гірські країни зазвичай формуються у зонах контактів літосферних плит.

Древні платформи утворилися в період формування ядер – перших ділянок континентальної земної кори. Їх вік докембрійський – Східно – Європейська, Південно – Американська, Африкано – Аравійська платформи та інші. Де-які платформи або їх частини утворилися в палеозої та мезозої. Це молоді платформи, котрі стали поверхнями вирівнювання і зараз представлені

в рельєфі рівнинами. Прикладом є Західно-Сибірська, Туранська, Скіфська платформи. Частина Східноєвропейської платформи Тиманський кряж утворений каледонською складчастістю, а Донецький кряж – герцинською складчастістю. Платформи мають двоjarусну будову: внизу знаходиться фундамент, представлений зруйнованими складчастими структурами. Цей нижній ярус утворюється після повної денудації гірських споруд аж до стану рівнин. Над верхнім ярусом розташований осадовий чохол із гірських порід теригенного та морського походження. *Платформи* – це стабільні, стійкі, малорухомі ділянки земної кори, які піддаються рухам вертикального й горизонтального спрямування малої амплітуди. В результаті цих рухів складчастий фундамент дробиться на окремі блоки різного розміру, котрі піднімаються або опускаються унаслідок неотектонічних рухів.

Величезні гірські споруди приурочені до геосинклінальних рухливих поясів різного віку, що відповідають байкальській, каледонській, герцинській, мезозойській та альпійській складчастостям. Для геосинклінальних поясів характерна підвищена тектонічна рухливість, що виражається великими швидкостями та амплітудою епейрогенічних рухів, інтенсивним складкоутворенням, потужним магматизмом, вулканізмом, землетрусами. Рельєф геосинклінальних поясів відрізняється значною глибиною та інтенсивністю розчленування.

2. Морфоструктури рівнин

У залежності від поєднання екзогенних і ендегенних процесів у межах геотектур II порядку – платформених рівнин – виділяються типи морфоструктури 1-го, 2-го і 3-го та n-ого порядків.

Тип морфоструктури 1-го порядку I

Цокольні рівнини, плоскогір'я і кряжі древніх та молодих щитів із стійкими неотектонічними підняттями

Утворюються унаслідок стійких інтенсивних піднять ділянок платформи (ендогенний процес). При цьому осадовий чохол був знесений різними процесами денудації (зокрема, екзогенними процесами ерозії, екзарації, дефляції тощо). У результаті утворилися тектонічні структури - щити – ділянки виходу на поверхню кристалічних або сильно метаморфізованих порід фундаменту суцільною нерозчленованою поверхнею. На окремих ділянках допускається наявність непотужного осадового чохла (не більше 500 метрів товщини). Прикладами є Балтійський, Анабарський, Алданський, Канадський з Гренландією щити у межах платформ докембрійського віку. Цокольні рівнини, зазвичай, представлені височинами, тобто в інтервалах абсолютних висот від 200 до 500 метрів. Цокольні рівнини займають майже усю Африку,

окрім Атлаських та Капських гір, рівнинну частину Австралії, Аравійський півострів та Індостан.

Специфічний різновид типу морфоструктур цокольних рівнин – плоскогір'я. *Плоскогір'я* – це великі ділянки типу цокольних рівнин, що утворилися в результаті найновіших неотектонічних піднять плоских і слабохвилястих поверхонь древніх пенепленів (вирівняних поверхонь). Пенеплен – це майже рівнина, утворена на місці гірської країни шляхом вивітрювання та денудації згори на усій площі. За висотою ці рівнини від 500 до 1 000 метрів і чітко відділяються уступами від сусідніх височин або низовин. Іноді їх поверхня перекрита виливами лави. Наприклад Середньосибірське та Вітімське плоскогір'я, плоскогір'я Декан та інші.

Ще одним різновидом цокольних рівнин є кряжі із додатковими відмінними ознаками. *Кряж* – височина, що має видовжену форму і утворена кристалічними або зім'ятими в складки породами фундаментів древніх та молодих платформ. Наприклад Донецький, Єнісейський та Тіманський кряжі. Кряжі характеризуються значними відносними висотами в кілька сотень метрів.

Дрібносопковик – тип рельєфу пенепленізованих країн, що характеризується поєднанням невпорядковано розкиданих пагорбів і гряд із скельних порід та плоских піднятих ділянок. Останні утворилися за рахунок меншої метаморфізації та більшої різноманітності гірських порід. Яскравим прикладом є Казахський дрібносопковик на однойменному щиті палеозойського віку.

Ті ділянки платформ, які знаходились у стані спокою, опускалися або мали незначні підняття, залишилися із порівняно потужним осадовим чохлам поверх фундаменту. Таким чином утворилися інші тектонічні структури – *тектонічні плити* молодих та древніх платформ. Указаним тектонічним структурам відповідають морфоструктури рівнини і плато древніх і молодих тектонічних плит, які піддавалися пологим деформаціям.

Тип морфоструктури 1-го порядку II

Пластові рівнини

Ці морфоструктури мають двохярусну будову: знизу кристалічний фундамент (докембрійського або палеозойського віку) та згори товща осадових порід різного віку та складу. Рівнинність поверхонь древніх та молодих тектонічних плит обумовлена субгоризонтальним заляганням пластів осадового чохла.

Для них характерні нетектонічні рухи різного виду. При підняттях на пластових рівнинах відбуваються денудація і знесення осадового чохла. При опусканнях та в стані тектонічного спокою характерна акумуляція та

нарощування осадового чохла. Унаслідок циклічності неотектонічних рухів процеси денудації та акумуляції чергуються поперемінно.

Пластові рівнини – це другий тип морфоструктур 1-го порядку. Пластові рівнини мають найбільше поширення на земній поверхні серед усіх типів морфоструктур рівнин 1-го порядку. У свою чергу, пластові рівнини поділяються на морфоструктури 2-го порядку, менші за розмірами та з одноріднішими ознаками. Це пластово-денудаційні (П₁) та пластово-акумулятивні рівнини (П₂).

Пластово-денудаційні рівнини утворюються унаслідок неотектонічних піднять малої та середньої інтенсивності та тривалості. При цьому осадовий чохол зберігається, але має малу товщину. За абсолютною висотою пластово-денудаційні рівнини можуть бути і височинами (200-250м), і низовинами (150 – 200 м). Вони характеризуються значним ерозійним розчленуванням та розчленованим (хвилястим, горбистим чи увалистим) рельєфом. На Україні прикладами пластово-денудаційних рівнин є Подільська та Середньоросійська височини.

Пластово-акумулятивні рівнини утворюються при неотектонічних опусканнях території або її знаходженні у стані тектонічного спокою. За абсолютною висотою пластово-акумулятивні рівнини, зазвичай, є низовинами. Таким чином осадовий чохол поступово потовщується, формуються окремі субгоризонтальні пласти гірських порід різної потужності, походження та віку. Для них характерна зцементованість та ущільненість. Вік пластів може бути від докембрійського до антропогенового. Прикладом пластово - акумулятивних рівнин на теренах України є Придніпровська низовина.

Окремий випадок пластових рівнин - *плато*. Це плоска чи слабохвиляста піднята рівнина, відділена чіткими уступами від сусідніх територій, які знаходяться нижче. Вона складена горизонтально чи моноклінально залягаючими пластами гірських порід. Прикладами плато є Устюрт.

Тип морфоструктури 1-го порядку III

Акумулятивні рівнини

Ці рівнинні поверхні утворюються у результаті тривалого накопичення товщ пухких осадових порід різного походження: зокрема еолових (eol), алювіальних (al), лімнічних (lim.). Вік цих відкладів лише молодий - антропогеновий або неоген-антропогеновий. Пласти гірських порід, чітко відділені один від одного, не встигають сформуватися. За абсолютними висотами це переважно низовини низького гіпсометричного рівня – до 100м з ділянками западин з від'ємними показниками нижче рівня моря. Приклади акумулятивних рівнин:

Причорноморська низовина, Прикаспійська низовина з відмітками -28 метрів тощо.

3. Гіпсометрична класифікація рівнин

Рівнинами вважаються форми рельєфу з абсолютними висотами до 500-1000 м, а також незначними перепадами висот (відносними висотами до 200 м) на невеликих відстанях. У гіпсометричній класифікації виділяються три одиниці за критеріями абсолютної висоти. Це низовинні рівнини або *низовини* із абсолютними висотами нижче 200 м. Ця одиниця, зазвичай, включає і западини, котрі характеризуються від'ємними показниками абсолютної висоти. Приклади низовин: Прикаспійська, Ленкоранська, Амазонська, Західно – Сибірська, Паданська та багато інших. Низовинам властиве слабе розчленування, а за характером поверхні вони бувають плоскими та слабохвилястими.

Підвищені рівнини або *височини* мають висоти від 200 до 500м. Наприклад, Середньоросійська, Придніпровська, Валдайська, Великі рівнини Північної Америки тощо. Височинам властиве значне розчленування, а за характером поверхні вони бувають нахиленими, хвилястими та горбистими.

Плоскогір'я характеризуються висотами від 500 до 1000 м. Від гірського рельєфу аналогічної висоти ці форми рівнинного рельєфу відрізняються меншими відносними висотами. Так, гори такої висоти мають перевищення від 200 до 300 метрів, а плоскогір'я відповідно назві характеризуються слаборозчленованим, часто плоским рельєфом із відносними висотами на невеликих відстанях до 200 метрів. Наприклад, плоскогір'я Декан, Східно-Африканське плоскогір'я.

4. Морфолого - гіпсометрична класифікація гір

Критеріями вказаної класифікації є абсолютна та відносна висоти гір, особливості зовнішніх ознак гірського рельєфу. За цими ознаками гори поділяються на низькогір'я, середньогір'я, високогір'я.

Низькогір'я мають абсолютні висоти від 600 до 1000м, при цьому відносні їх висоти коливаються від 200 до 300м. Ці гори мають широкі субгоризонтальні вершини, пологі схили, широкі міжгірні долини. Тут переважає бокова ерозія та акумуляція, тому річкові долини досить широкі, ящикоподібні, терасовані. Екзарація та гляціальні форми рельєфу, зазвичай, відсутні. У низькогір'ях добре представлена акумуляція. Прикладами низькогір'їв є Мугоджари, Хібіни та передгір'я більшості гірських країн.

Середньогір'я характеризуються абсолютними висотами від 1000 до 2000 м (іноді до 2500 м), з перепадами висот 300 – 1000 м. У них м'які обриси вершин, відносні стрімкі схили, їх перегини овальні, порівняно широкі міжгірні долини. Екзарація, зазвичай, відсутня, поєднується глибинна та бокова

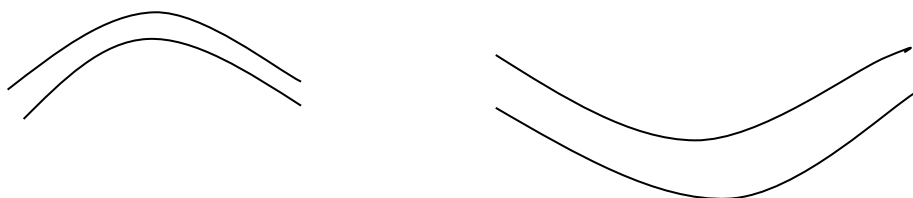
ерозія, річкові долини V- подібні та ящикоподібні, нетерасовані, порівняно широкі. Голих скельних порід майже немає, скрізь присутні ґрунти та рослинність. Поширене хімічне та органічне вивітрювання. Прикладами середньогір'їв є Карпати, Копетдаг, Урал, Сіхоте-Алінь.

Високогір'я – з абсолютними висотами вище 2000 (2500 м), та відносними висотами 1000 – 2000 м. Вони характеризуються інтенсивним розчленуванням, гострими (пікоподібними) вершинами, вузькими гострими гребенями, дуже стрімкими схилами. Річкові долини вузькі та глибокі. У гумідному (вологодому) кліматі утворюються V- подібні річкові долини, а в аридному (посушливому) кліматі - каньйони та тіснини. Усі види річкових долин високогір'їв відносяться до невироблених, тобто вони складаються із стрімких нетерасованих корінних берегів та днища, повністю зайнятого водним потоком. Унаслідок невиробленості повздовжнього профіля річок в їх річищах багато порогів та водоспадів. Загалом зазначені риси зовнішнього вигляду високогір'їв зумовлені інтенсивною глибинною ерозією та екзарацією, тобто екзогенними рельєфотвірними процесами. Також на великих висотах відбувається інтенсивне фізичне вивітрювання, насамперед його різновид морозний гіпергенез із утворення в великих мас уламкових гірських порід – кам'яного та щербистого грубого матеріалу. Не дуже стрімкі схили всуціль покриті осипами, кам'яними морями та кам'яними річками (потоками), більше відомими під назвою куруми. На стрімких схилах пухкі продукти гіпергенезу швидко зносяться. Більшість гір світу відносяться до високогір'їв. Наприклад, Гімалаї, Тянь-Шань, Памір, Кунь-Лунь, Анди, Скелясті гори, Великий Вододільний хребет, Альпи, Кавказ, Анди тощо.

5. Класифікація гір за співвідношенням рельєфу та геологічних структур

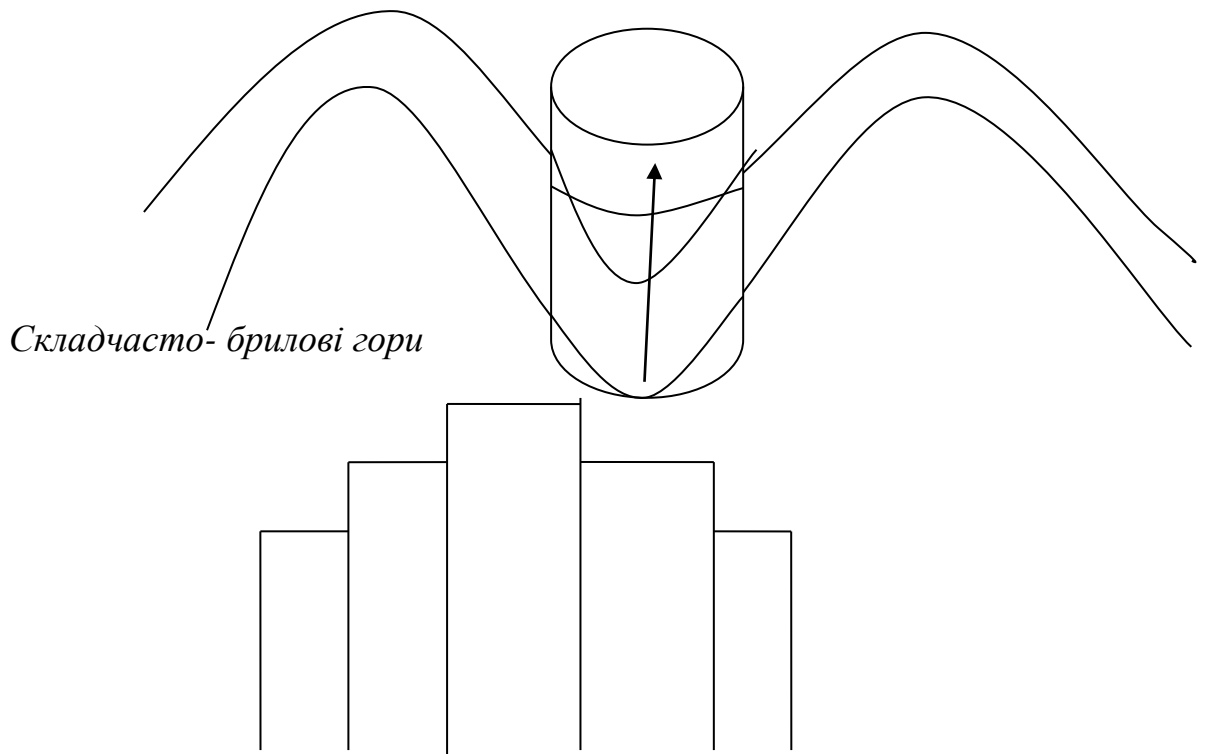
За відповідністю рельєфу й геологічних структур виділяють такі види гір:

1. Складчасті гори. В основі таких гір лежать синклінали та антиклінали. У молодих складчастих горах зв'язок між рельєфом та геологічною будовою прямий, тобто додатним геологічним структурам відповідають додатні форми рельєфу, і навпаки. У древніх зруйнованих складчастих горах цей зв'язок, зазвичай, інверсійний, тобто обернений. Від'ємним геологічним структурам відповідають додатні форми рельєфу й навпаки. Прикладами складчастих гір в альпійсько-гімалайській геосинкліналі є гори Юра, Копет – Даг, Північний Кавказ. Гори далекосхідної геосинкліналі альпійського віку переважно складчасті з добре вираженими правильними складками.



Складчасті гори

2. Складчасто-брилові гори. Зазвичай, це оновлені гори мезозойського віку та гірські системи альпійської складчастості. Наприклад Апалачі, Австралійські Альпи, майже усі гори альпійської складчастості, крім далекосхідних. Зокрема, більшість районів Карпат відносяться переважно до складчасто-брилових гір. У складчасто-брилових горах, що й засвідчує їх назва, поєднуються такі гелогічні структури як горсти, грабени, складки різних видів. Зовні ці гори виглядають як паралельні хребти та ланцюги, розділені глибоким та порівняно широкими міжгірними долинами. В окремих хребтах виражені гірські масиви, що є результатом трансформації первинних складок диз'юнктивними дислокаціями. Для складчасто-брилових відроджених гір характерне поєднання древніх слабонахилених поверхонь вирівнювання на вершинах (нагірних пенепленів) з молодими стрімкими схилами хребтів. Наприклад, на Алтаї нагірні пенеплени займають 30% площі, а в горах Каратау (Середня Азія) аж 50%. Видатний геоморфолог Ю.А.Мещеряков зазначав, що після довгого підйому по гірських кручах на перевалі замість гострого гірського гребеня, властивого молодим горам, раптово відкривається хвиляста рівнина, що йде за горизонт. Міжгірні долини представлені широкими грабенами. Наприклад, Ферганська долина на Тянь-Шані.



Складчасто-брилові гори

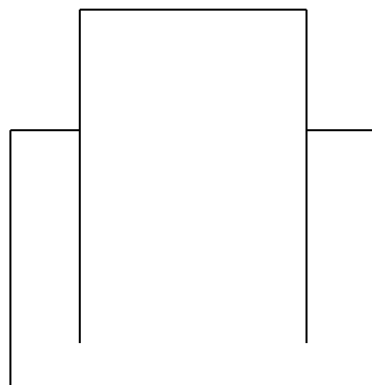
Складчасто-брилові гори

3. Склепінчасто - брилові гори відповідають морфоструктурам відроджених гір. Вони утворюються на основі різних блокових структур, сформованих диз'юнктивними дислокаціями. Індивідуальна особливість цього виду гір полягає у чіткій впорядкованості неотектонічних піднять. Найбільш інтенсивними є рухи в середній частині гірського утворення. Від осьової частини в обидві сторони підняття слабшають. Унаслідок цього гірські споруди мають специфічний зовнішній вигляд, коли гори паралельними смугами – висотними ступенями спускаються обабіч центрального хребта. Так влаштовані гірські країни Прибайкалля і Забайкалля, хребет Черського, Ефіопське нагір'я.

4. Брилові гори. Цей вид гір утворюється завдяки диз'юнктивним розривним дислокаціям. Їх ще називають горами горстового типу, тому що в їх основі лежать скиди, насуви, горсти, грабени. Головним рельєфотвірним процесом є вертикальні рухи блоків пенепленів.

Найпростіший варіант – утворення скидової ступені. Яскравим прикладом є гори Севени як урвище піднятого краю плоскої поверхні Центрального Французького масиву. Аналогічного походження Західні та Східні Гхати (Індостан), С'єри Бразилії, Скандинавські гори. Останні мають вирівняну поверхню, слабо нахилена зі сходу на захід, що різко, уступом обривається до океану.

Горсти обмежені скидами з кількох сторін. Вони утворюють окремі невеликі за площею гірські масиви, що самотньо височіють над сусідніми рівнинами. Вони мають широкі плоскі поверхні та стрімкі, часто урвисті схили. Це масиви Гарц, Тарбагатай, хребти Центральної Африки. А гори Вогези та Шварцвальд утворені з одного горсту, розділеного Рейнським грабеном. Грабен успадкувала та перетворила однойменна річка, сформувавши річкову долину.



Брилові гори

5. Останцеві гори є результатом вибіркової денудації при різній стійкості порід до руйнування. Так препаруються інтрузії, а залишаються кристалічні й метаморфічні породи. Наприклад, гори Аюдаг та Кастель на Кримському

півосторові, нагір'я Ахаггар та Тібесті у Сахарі. Це єдиний вид гір, котрі мають не ендегенне (тектонічне та вулканічне) походження, а екзогенний генезис.

6. Морфоструктури гір

Виділяють 6 типів морфоструктур 1-го порядку:

- I. **Гірські споруди, омолоджені** нетектонічними блоковими підняттями на допалеозойських комплексах (хребти Аравії і Центральної Африки, с'єри Бразилії) і палеозойських комплексах (Урал, Месета, Малий Хінган, Центральний Французький масив, гори Центральної Європи). За морфологічними ознаками це брилові гори.
- II. **Гірські споруди, відроджені** неотектонічними склепінчасто-блоковими підняттями на допалеозойських і палеозойських комплексах. Наприклад Тянь-Шань, Алтай, Саяни. За морфологічними ознаками це склепінчасто-брилові гори.
- III. **Гірські споруди, відроджені** нетектонічними склепінчасто-блоковими підняттями і **перебудовані** рифтогенезом на палеозойських комплексах. Наприклад гори Прибайкалля і Забайкалля, хребет Черського, Ефіопське нагір'я. За морфологічними ознаками це склепінчасто-брилові та брилові гори.
- IV. **Гірські споруди, оновлені** неотектонічними блоковими підняттями й складчастими деформаціями на мезозойських складчастих комплексах. Наприклад Верхоянський хребет, Колимське нагір'я, гори Індокитаю, Склеясті гори. За морфологічними ознаками це складчасто-брилові та брилові гори.
- V. **Молоді гори**, створені неотектонічними склепінчасто-блоковими підняттями, складчастими деформаціями на породах альпійського та тихоокеанського орогенезу (Карпати, Кавказ, Копет-Даг). За морфологічними ознаками це складчасто-брилові та складчасті гори.
- VI. **Молоді гори**, створені підняттями та вулканізмом: Закавказзя, Камчатка, Вулканічний хребет Карпат, Берегові хребти США тощо. За морфологічними ознаками це столові брилові гори і форми вулканічного рельєфу. Столові брилові гори утворюються внаслідок молодих скидів та насувів на ділянках, складених горизонтальними пластами порід, не зім'ятими в складки.

7. Ієрархічна класифікація гірського рельєфу

Проводиться за їх площею від найменшої до найбільшої одиниці

- **Окрема гора** – додатна форма рельєфу, яка ізольовано підіймається над відносно рівною територією, не менше ніж на 200м.
- **Гірський хребет** – лінійно витягнута велика додатна форма рельєфу, обмежена схилами, що спускаються в протилежні сторони.

- **Гірський масив** – ізольована ділянка гір з однаковою шириною і довжиною, відносно слабо розчленована. Наприклад Ельбрус, Татри.

- **Гірські ланцюги** – поєднання гірських хребтів, які протягуються на великі відстані в одному напрямку.

- **Гірські вузли** – райони перетину гірських хребтів, гірських ланцюгів.

- **Гірська країна** – сукупність ланцюгів, хребтів, вузлів, з єдиним віком формування. Наприклад, Алтай, Саяни.

А) **Нагір'я** – велике гірське підняття розміру гірської країни, що поєднує високо підняті рівні ділянки, гірські хребти і міжгірні улоговини з відносно невеликими перепадами висот. Наприклад Вірменське, Алданське, Ефіопське, Тібетське, Гвіанське тощо. За абсолютними висотами нагір'я відповідають середньо – високогір'ям.

- **Гірська система** – має просторову і морфологічну єдність, сформована в одну геотектонічну епоху. Наприклад, система гір Південного Сибіру.

- **Гірський пояс** – величезна гірська споруда, об'єднана просторова і генетично, витягнута на тисячі кілометрів. Наприклад, Альпійсько-Гімалайський, Кордильєри-Анди, Тихоокеанський (на східному узбережжі Азії).

РЕЛЬЄФ ДНА СВІТОВОГО ОКЕАНУ

8. Геотектури 2-го порядку океанічного дна

У результаті цих досліджень вчені встановили, що рельєф дна Світового океану не менш різноманітний, ніж рельєф суходолу. Тут є і величезні гірські пояси, і великі рівнини, і дуже глибокі западини, і крупні вали, і зниження між ними. Щоб не загубитися серед всього цього різноманіття, внести впорядкованість в уявлення про рельєф океанічного дна, аналогічно суходолу була застосована генетична класифікація Герасимова – Мещерякова з виділенням геотектур, морфоструктур і морфоскульптур. Згадаємо що дно западин 5 океанів – це геотектури I порядку. Вони закономірно підрозділяються на геотектури II порядку, котрі є в кожному з океанів. Указані геотектури послідовно змінюють одна одну в напрямку від материків до середини океанів. Це такі типи геотектур :

I. **Підводна окраїна материків** (зі земною корою континентального типу);

II. **Перехідна зона** (із варіантами земної кори - материкової, субматерикової, океанічної, субокеанічної);

III. **Ложе океану** (з океанічною корою)

IV. **Серединно – океанічні хребти** (океанічна кора дуже молода)

9. Особливості прояву ендегенних процесів на дні Світового океану

Згадаємо, що геотектури – це такі форми рельєфу, які утворилися під впливом виключно ендегенних процесів. Одні й ті ж ендегенні процеси діють і на суходолі, і на дні, але прояви їх дещо різні. Саме на цьому ми і зупинимося. Особливості прояву ендегенних процесів на дні океану зумовлені специфікою океанічного типу земної кори. Особливості будови океанічної кори: менша

потужність, відсутність гранітного шару, більша щільність, менша жорсткість. І тому процеси утворення розломів, вулканізму, землетруси мають більше поширення і більш інтенсивні.

На Землі виділяють 3 сейсмічних пояси:

- 1) тихоокеанський (котрий майже повністю співпадає з перехідною зоною),
- 2) серединно-океанічні хребти,

3) Середземномор'я і гори Південної Азії. Крім того, посилену сейсмічністю відзначаються невеликі області на суходолі (Східна Африка, Кордильєри, Центральна Азія, Верхоянський хребет тощо).

Отже, більша частина сейсмоактивних поясів приурочена до геотектур дна Світового океану: перехідних зон і серединно-океанічних хребтів.

Діючі вулкани розташовані також в сейсмічно активних поясах (77% в перехідних зонах, 21 % в у серединно-океанічних хребтах і на ложі океанів). Відомі 780 надводних і 10 000 підводних вулканів. Поширений тріщинний вулканізм по розломах, а у деяких місцях навіть площинний. Значна частина вулканів розташована в межах ложа океану – на Гавайських островах, архіпелазі Самоа та інших островах Тихого та Індійського океанів.

Вулканізм має визначальне значення для формування рельєфу дна Світового океану. Острівні дуги, гігантські океанічні вулканічні ланцюги, багато гребенів і вершин серединно-океанічних хребтів, одиночні підводні гори ложа океану створені вулканізмом.

У результаті тривалих додатних епейрогенічних рухів земної кори утворилися прості форми рельєфу – улоговини, вали і підняття.

Ні складкоутворення, ні блокова тектоніка (горсти, скиди тощо) не утворюють підводних гір. Особливістю океанічного дна є розростання, постійне оновлення за рахунок речовини мантиї, котра піднімається по розломах на поверхню. Цей процес отримав назву – рифтогенез, за його рахунок утворені серединно-океанічні хребти.

10. Морфоструктури підводної окраїни материків

1. Підводна окраїна материків – займає 20% площі дна Світового океану. ($\frac{2}{3}$ у північній півкулі, $\frac{1}{3}$ у південній півкулі). Чим більший океан,

тим менша площа підводної окраїни материків, у Північному Льодовитому океані – 50 % , у Тихому – 5 %. Вона складена материковою корою, але покрита океанічними водами. В її межах виділяють морфоструктури 1-го порядку: **1.** Материковий шельф; **2.** Материковий схил; **3.** Материкове підніжжя.

1. Шельф займає 7,5% площі океанічного дна. Це продовження платформених рівнин суходолу під рівнем океану. Раніше вважалося, що глибина шельфу – 200м, але поширення шельфу визначається і за геологічною будовою. Буває глибина шельфу – 50 – 60м, а буває і до 1 000м, як в Охотському морі. Як же частина суходолу опинилася під водою? Унаслідок танення плейстоценових льодовиків відбулося підняття рівня океану. Інша причина - неотектонічні опускання платформених прогинів (Північне море) і синекліз (Балтійське та Біле моря, Гудзонова затока).

Морфологічні види шельфу: вирівняний, хвилястий, горбистий, ступінчастий, терасований. Шельф розділяється на внутрішній і зовнішній. Внутрішній шельф або прибережна відмілина до глибин 100 – 130м. Тут є вплив хвилювих процесів, що призводить до вирівнювання поверхні шельфу. Глибше на зовнішньому шельфі зберігаються реліктові форми рельєфу, котрі були утворені раніше на суходолі. На різних широтах у відмінних кліматичних умовах вони можуть бути представлені льодовиковим, береговим, флювіальним, аридним та деякими іншими типами морфоскульптури. У тропічних водах на шельфі поширені коралові рифи. Найширший шельф біля берегів Північної Америки у Північному Льодовитому океані (до 1 400км) і в Баренцевому морі (до 1 000км).

2. Материковий схил – розташований нижче шельфу, з кутом нахилу $7 - 15^{\circ}$, але іноді до 50° . У більшості випадків материковий схил має ступінчастий профіль. Ступені шириною десятки і сотні кілометрів називають крайовими плато. Наприклад плато Блейк (на схід від Флориди), Фолклендські плато, Мадагаскарське плато та інші. Їхня поверхня хвиляста або горбиста, прикрита шаром осадових порід. У межах материкового схилу типовими є підводні каньйони з глибиною врізу до 2000м, а протяжністю десятки й сотні кілометрів. Схили стрімкі, профіль V – подібний. Каньйони в більшості прямолінійні. Вони утворені унаслідок крутого підйому платформ і опускання ложа океану. Таким способом утворюються поперечні деформації материкового схилу– ступені, повздовжні деформації – каньйони.

Каньйон починається на шельфі, а закінчується конусом виносу на материковому підніжжі. Схили каньйонів зазвичай ускладнені зсувами, опливінами. Каньйони – продовження на дні океану долин великих рік (Конго, Інд, Гудзон). Через каньйони теригенні осадові породи переносяться вниз. Тектонічно обумовлені каньйони розвиваються також внаслідок ерозії і суспензійних потоків. Останні, до речі, і створюють дрібні ерозійні лощини.

3. Материкове підніжжя – нахилена рівнина, котра прилягає до материкового схилу і протягується смугою шириною декілька сотень км (до 1000км). Похил цієї рівнини – $2^{\circ} - 2,5^{\circ}$. Це типово акумулятивне утворення з потужністю пухких осадових порід до 5 000м (в той час як у середньому для океану – 500м). Велика потужність відкладів виникла в результаті заповнення глибокого прогину земної кори. Головне джерело потужного осадового шару– продукти руйнування гірських порід на суходолі, котрі ріками, льодовиками та площинним стоком виносяться на шельф. Звідти цей матеріал оповзає і виноситься суспензійними потоками через каньйони. Біля гирл каньйонів утворюються величезні конуси виносу. Вся акумулятивна рівнина материкового підніжжя – величезний шлейф із відкладів, котрі накопичуються біля материкового схилу. Поверхня материкового підніжжя зазвичай плоска або горбиста.

11. Морфоструктури перехідної зони дна океану

Перехідна зона займає 9% площі океанічного дна. У ній виділяються такі морфоструктури першого порядку: **1.** Дно улоговин окраїнних морів. **2.** Острівні дуги. **3.** Глибоководні жолоби.

1. Дно улоговин окраїнних морів – із субокеанічним типом земної кори (без гранітного шару, але порівняно потужним).

2. Острівні дуги – це величезні хребти, що являють собою вал базальтової кори, на який насаджений шар вулканічних та осадових порід. Зріла острівна дуга має гранітний вал. Острівні дуги розбиті поперечними розломами, на яких розташовані сучасні діючі вулкани. Інколи ці хребти знаходяться під водою – хребет Вітязь (біля Курильських островів), іноді зливаються у масиви суходолу на материках або у величезних архіпелагах (півострів Камчатка, Куба, Японські о-ви). На острівних дугах проявляється інтенсивний вулканізм.

3. Глибоководні жолоби – розташовані зі зовнішнього боку острівних дуг. Вони бувають дугоподібні або прямолінійні. Форма жолобів V- подібна, але завжди є вузька смуга дна (до 20 км шириною). Вони мають асиметричний профіль: схил до материка більш високий і крутий, складений материковою земною корою, схил до океану нижчий, складений океанічною земною корою. Схили ступінчасті, з каньйонами та суспензійно-ерозійними лощинами. Є 40 глибоководних жолобів, п'ять із них мають глибину більше 10 000 метрів: Маріанський – 11 022 м, Тонга – 10 882 м, Курило – Камчатський – 10 542 м, Філіпінський – 10 497 м, Кермадек – 10 047 м. Геотектура перехідної зони характеризується підвищеною сейсмічністю. Тут спостерігаються висоти до 4,5 км, а глибини – до 11 022 м. Елементарні підрахунки показують тут найбільші перепади висот на Землі – 15,5 км, як більше ніде на суходолі та океанічному дні.

Виділяють такі *типи перехідних зон*:

- 1) Вітязевський – неглибокий жолоб без острівної дуги.
- 2) Маріанський – глибокі жолоби (Маріанський, Тонга, Кермадек) і невеличкі ланцюги островів.
- 3) Курильський – жолоби й більші острівні дуги (часто подвійні), улоговини окраїнних морів.
- 4) Японський – значні за площею архіпелаги (Японські о-ви, Індонезія, Антильські острови), глибоководні жолоби, улоговини морів.
- 5) Індонезійський – масиви островів із жолобами, що оточують їх і знаходяться між ними, кілька міжострівних морів.
- 6) Атакамський – острівна дуга заміщена молодими горами, глибоководний жолоб (наприклад, Атакамський жолоб і гори Анди)
- 7) Середземноморський тип – неглибокий жолоб та острови у морі.

12. Морфоструктури ложа океану

Ложе океану займає 60 % площі дна океану. Має типову океанічну земну кору: тонку й рухливу. В основному рельєф ложа океану рівнинний, але також і різноманітний: є добре виражені додатні та від'ємні форми рельєфу. Ложе океану представлене п'ятьма типами морфоструктур: 1) абісальні рівнини, 2) котловини, 3) підняття і вали різного походження, 4) гори, 5) горбисті масиви.

1) Абісальні рівнини – утворилися внаслідок акумуляції осадових порід, які згладжують нерівності. Плоскі абісальні рівнини утворюються при потужному шарі осадових порід товщиною кілька сотень метрів до 500 м; хвилясті різновиди абісальних рівнин мають товщину відкладів у кілька десятків

метрів, а горбисті характеризуються малопотужним осадовим шаром або навіть повною його відсутністю.

2) **Котловини (улоговини)** мають найбільшу глибину й чітко виражені схили.

3) **Глибоководні підняття і вали** (брилові їх різновиди склепінчастої форми, а брилово – вулканічні являють собою підняття з вулканічними конусами).

4) **Гори** лише вулканічного походження. Вони являють собою гірські ланцюги й хребти, а при виході вище океанічної поверхні - плосковершинні вулкани – гайоти.

5) **Горбисті масиви** завжди знаходяться поруч із серединно-океанічними хребтами поруч із серединно-океанічними хребтами і витягнуті як хребти - рядами. Походження їх зумовлене рухом магми до розломів у серединно-океанічних хребтах.

13. Серединно-океанічні хребти.

Указані геотектури займають 11% площі дна Світового океану. При першому ж погляді на карту видно, що в середній частині майже всіх океанів протягується грандіозна система підняття та хребтів, з'єднаних між собою. Це грандіозна система серединно-океанічних хребтів протяжністю більше 60 тисяч кілометрів. Це гори, але зовсім іншого походження і будови, ніж більшість гір на суходолі. Серединно-океанічний хребет складається з осьової частини і двох флангів (схилів). Осьова частина являє собою чергування *рифтових гряд* і *рифтових долин*.

Фланги – це довгі пологонахилені слабо розчленовані схили. Ось як описують вчені котрим вдалося опуститися в рифтову долину на батискафах, деталі рифтового рельєфу, які вони побачили в світлі прожекторів. «Дикий скелястий рельєф *рифтової долини*. Біля підніжжя скупчені вулканічні конуси, громоздяться кам'яні брили й покрови, кулькові лави базальту. При віддаленні від рифту рельєф згладжується, з'являються покривні осадові породи. Будова земної кори – тонкий шар осадових гірських порід між грядами, потім базальтовий шар (глибина від сотень метрів до 2,5 – 3км), потім шар мішаного матеріалу базальтового шару й верхньої мантії (перидотити, габро). Поверхня Мохоровичича не виражена. Глибина врізу рифту 2 – 3 км, ширина 25 – 30км. Ширина всього хребта – сотні й тисячі кілометрів, висота 1 – 2км, зрідка до 5 – 6км.

Навіть на фізичній карті світу видно, що серединно-океанічні хребти розбиті великими поперечними розломами трансформного характеру на багато відрізків, блоків, зміщених упоперек хребта відносно осьової частини вліво та вправо.

ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 2 ЗОНАЛЬНІ ТИПИ МОРФОСКУЛЬПТУРИ СУХОДОЛУ

Лекція №3

Флювіальний і гляціальний типи морфоскульптур

План

1. Поняття морфоскульптура. Чинники рельєфоутворення
2. Класифікація морфоскульптур суходолу за провідним чинником рельєфоутворення
3. Зональні типи морфоскульптур суходолу
4. Закономірності поширення зональних типів морфоскульптур суходолу
5. Флювіальний рельєф площинного змиву
6. Рельєф тимчасових водотоків
7. Рельєф постійних водотоків. Тектонічні типи річкових долин
8. Морфологічні типи річкових долин
9. Елементи заплавної річкової долини
10. Асиметрія річкових долин. Куести
11. Рельєфотвірні процеси, відклади та поширення гляціального типу морфоскульптури
12. Гірсько-льодовиковий рельєф: денудаційні та акумулятивні форми
13. Зонування територій покривного плейстоценового зледеніння
14. Форми рельєфу геоморфологічної зони екзарації
15. Форми рельєфу геоморфологічної зони льодовикової акумуляції
16. Форми рельєфу геоморфологічної перигляціальної зони

1. Поняття морфоскульптура. Чинники рельєфоутворення

Згадаємо, що таке морфоскульптури. Це форми рельєфу, утворені виключно екзогенними рельєфотвірними процесами. За розмірами це, зазвичай, мезоформи, мікроформи та наноформи. Отже, систематизувати величезну різноманітність морфоскульптур земної поверхні можна за провідним екзогенним рельєфотвірним процесом.

Чинники рельєфоутворення

На конкретні прояви процесів рельєфоутворення впливає низка чинників:

- А. Склад гірських порід.
- Б. Геологічні структури, створені в минулі геологічні епохи.
- В. Кліматичні умови.

2. Класифікація морфоскульптур суходолу за провідним рельєфотвірним процесом

Усі типи морфоскульптур поділяються на дві групи : зональні та азональні. Якщо екзогенний процес визначається кліматичними умовами, то він є зональним. Виділяють чотири зональних типи морфоскульптур:

- 1) гляціальний;
- 2) кріогенний;
- 3) флювіальний;

4) аридний (піщаних пустель, глинистих пустель, кам'янистих пустель).

Якщо процеси рельєфоутворення більшою мірою залежить від складу гірських порід, геологічної структури чи визначаються силою тяжіння, то ці процеси азональні. Вони утворюють азональні типи морфоскульптури:

- 5) карстовий;
- 6) суфозійний;
- 7) гравітаційний;
- 8) береговий;
- 9) антропогенний.

3. Зональні типи морфоскульптур суходолу

Флювіальний рельєф утворюється під дією текучої води, котра є агентом рельєфоутворення флювіального рельєфу. Унаслідок аномально великої сили поверхневого натягу води остання має велику руйнівну здатність. Текуча вода здійснює такі рельєфотвірні процеси: ерозію, транспортування (перенесення) та акумуляцію. Текуча вода знаходиться на Землі у формі лінійного та площинного стоку. Лінійний стік представлений русловим стоком річок та рухом води у тимчасових водотоках. Лінійний стік зумовлює лінійну ерозію. Указана ерозія може бути глибинною та боковою. Площинний стік відбувається унаслідок руху дуже тонкого шару води, котрий має невелику руйнівну здатність. Ерозією гірські породи руйнуються на уламки різного розміру: від великих валунів до суглинистих та глинистих порід. Зруйновані гірські породи переносяться униз за течією та відкладаються (акумулюються) у місцях зменшення швидкості течії. Відклади річок називаються алювій, відклади тимчасових водотоків - пролювій, відклади площинного стоку – делювій. Унаслідок відмінностей прояву ерозії флювіальний тип морфоскульптури поділяється на три підтипи: рельєф площинного змиву, рельєф тимчасових водотоків, рельєф постійних водотоків.

Агентом рельєфоутворення *гляціального типу морфоскульптури* є рухомий лід, тобто льодовики. Льодовики здійснюють кілька рельєфотвірних процесів – руйнування, тобто екзарацію, перенесення та льодовикову акумуляцію. Відклади льодовика називаються морена. Різні морфологічні типи льодовиків утворюють відмінні форми рельєфу. Тому гляціальний тип морфоскульптури поділяється на дві підтипи: гірсько-льодовиковий рельєф та рельєф покривного зледеніння. По мірі віддалення від центрів зледеніння у рельєфотвірній діяльності льодовика переважають різні процеси. Тому в областях покривного плейстоценового зледеніння виділяють три геоморфологічні зони: зону екзарації, зону льодовикової акумуляції та перигляціальну зону.

Кріогенний рельєф утворюється в областях багаторічної мерзлоти. Унаслідок специфіки знаходження вологих гірських порід у замерзломому стані рельєфотвірні процеси кріогенної морфоскульптури є гідротермічними. Вони чітко пов'язані зі зміною температури. Тому тип кріогенної морфоскульптури поділяється на такі підтипи: багаторічного промерзання, сезонного танення й промерзання та багаторічного танення.

Аридний або еоловий рельєф утворюється переважно у районах посушливого клімату, де добре може проявитися рельєфотвірна діяльність вітру, фізичний гіпергенез (вивітрювання), тощо. Рельєфотвірна діяльність вітру виражена такими процесами: коразія, дефляція, перенесення та акумуляція. Літологічний склад гірських порід пустель має вирішальне значення для утворення принципово різних комплексів форм рельєфу. Тому аридний тип морфоскульптури поділяється на три підтипи: рельєф кам'янистих пустель, рельєф глинистих пустель, рельєф піщаних пустель.

4. Закономірності поширення зональних типів морфоскульптур суходолу

Зональні морфоскульптури суходолу залежать насамперед від специфіки кліматичних умов. Кожен тип морфоскульптури поширений у певних кліматичних поясах та областях. Так, *флювіальний рельєф* утворюється при наявності атмосферних опадів. При цьому їх кількість не має вирішального значення. Тому флювіальний тип морфоскульптури займає найбільші площі. Його форми найчастіше зустрічаються в екваторіальних, субекваторіальних, тропічних та субтропічних і помірних широтах, за винятком внутрішньоконтинентальних частин тропічного, субтропічного та помірного кліматичних поясів.

Гляціальний тип морфоскульптури приурочений до полярних та субполярних широт, на котрих утворено покривні та гірсько-покровні льодовики. Форми гірсько-льодовикового рельєфу зустрічаються на усіх широтах, включаючи екваторіальні. Особливо велику площу указані форми займають на прибережних ділянках материків та островах.

Кріогенний рельєф є реліктом холодного плейстоценового періоду, тому його форми зберігаються у районах сучасного холодного клімату, насамперед із дуже морозними зимами. На ділянках, покритих льодовиком, багаторічна мерзлота відсутня, оскільки лід зберігав гірські породи від промерзання. Районами поширення кріогенного рельєфу є субполярні широти та внутрішньоконтинентальні області помірного клімату.

Аридний рельєф приурочений до внутрішньоконтинентальних областей тропічного, субтропічного та помірного кліматичних поясів. Крім того, піщані форми еолового рельєфу знаходяться у місцях скупчення піщаних відкладів різного походження у позапустельних зонах. Це узбережжя морів та океанів, заплави та перші надзаплавні тераси річок, флювіогляціальні та алювіальні рівнини, тощо.

5. Флювіальний рельєф площинного змиву

Флювіальний рельєф формується в результаті дії води, яка тече по поверхні землі. Тобто райони його поширення приурочені до кліматичних областей зі достатнім та надлишковим зволоженням, котрі характеризуються наявністю поверхневого стоку. Текуча вода розмиває (ерозія), переносить (транспортування) і відкладає (акумуляція) гірські породи. Стік розділяється на площинний і лінійний.

Рельєф площинного змиву

Площинний стік - (вода стікає по схилах суцільним тоненьким шаром) змиває з верхніх і середніх частин схилів частинки ґрунту і гірські породи та

відкладає їх у нижніх частинах схилів, утворюючи делювіальні плащі. Відклади – делювій. Форми рельєфу – виположені схили та делювіальні плащі.

Лінійний стік – поділяється на тимчасові та постійні водотоки.

6. Рельєф тимчасових водотоків

- *Ерозійна борозна* - глибиною – 3 – 30см. Ширина дорівнює глибині. Форма веподібна на відстані декілька метрів одна від одної.

- *Ерозійна ритвина* (промоїна) - глибина 1 – 2м, ширина – 2 – 2,5м, поперечний профіль веподібний, на відстані 10м одна від одної .

- *Яр* – глибина 10-20 м (до 80м), поперечний профіль неподібний, схили круті, незадерновані, дно вузьке. Яр, на відміну від борозни та ритвини, має свій власний повздовжній профіль, котрий відрізняється від профілю схилу. Яр росте в глибину за рахунок глибинної ерозії, бокової у ньому майже немає. Як яр росте в довжину? Він як рак росте вершиною, тобто назад. Це регресивна або задкуюча ерозія. Довжина яру сотні метрів, навіть кілометри чи десятки кілометрів.

Яружна ерозія спостерігається, якщо базис ерозії досить низько розташований. *Базис ерозії* – це рівень, на якому водний потік втрачає силу і не може поглиблювати русло. Це перша умова утворення ярів. Вона має поєднуватися зі низкою інших умов:

- а) наявність стрімких високих схилів;
- б) достатня кількість опадів та їх зливовий характер, що забезпечує інтенсивний поверхневий стік;
- в) наявність пухких гірських порід, котрі легко піддаються ерозії;
- г) слабка задернованість поверхні або відсутність рослинності.

У верхній частині ярів є лощини, хоча не завжди. Тобто, якщо яр врізається до рівня базису ерозії і виробляє повздовжній профіль рівноваги, то умов для росту яру вже немає. І він, починаючи з гирла, поступово перетворюється на балку. Глибинного врізу немає, схили стають пологими, задернуюються, дно стає ширшим за рахунок бокової ерозії.

Балка – це від'ємна, лінійно витягнута форма флювіального рельєфу, з пологими незадернованими схилами із значною шириною днища та особливо верхньої частини (на рівні бровки). Можливі донні яри при піднятті території або зниженні базису ерозії, чи внаслідок збільшення кількості опадів. У гирлах ярів та балок формуються *конуси виносу* внаслідок акумуляції наносів, котрі складаються із пролювію.

Під дією лінійної ерозії утворюється: яружний, балочний чи яружно-балочний рельєф. Швидкість росту ярів може бути дуже значною - до 60-80м на рік. Якщо ерозійні процеси відбуваються у місцевості, складеній глинами, утворюється *сиртовий рельєф*, котрий характеризується пагорбами з округлими вершинами й пологими схилами та широкими долинами зі задернованими схилами й днищем. У піщаних відкладах яри неглибокі з нестійкими схилами. В пустелях, де опади випадають рідко й немає постійного стоку, характерні сухі річища тимчасових водотоків: у Африці та Аравії їх називають ваді, в Австралії – крики, у Середній Азії – узбої.

У передгір'ях конуси виносу зливаються і утворюють *передгірні акумулятивні рівнини*, якщо підняття гір було тривалим (передгір'я гір Середньої Азії). Засоби запобігання яружної ерозії – фітомеліорація, гідротехнічні споруди, обвалювання, щілювання, тощо.

7. Рельєф постійних водотоків, тектонічні типи річкових долин

Постійні водотоки створюють форми рельєфу – *річкові долини* – від'ємні лінійно-витягнуті форми рельєфу. Річкові долини дуже різноманітні. На їх формування мають вплив типи морфоструктур, на котрих утворилися річкові долини, історія їх розвитку, зміна положення базису ерозії унаслідок неотектонічних рухів.

Тектонічні типи долин:

- I) повздожні;
- II) поперечні;
- III) діагональні.

I) Повздожні долини співпадають з осями складок, напрямками розломів тощо. Вони поділяються на низку видів:

- 1) синклінальні (з виходами джерел, зсувами);
- 2) антиклінальні (мають ступінчасті схили);
- 3) моноклінальні (розміщені на крилах антикліналей і синкліналей, з асиметричними схилами);
- 4) долини – розломи (мають прямолінійне простягання);
- 5) долини – грабени (з широким плоским дном і розломами, симетричними крутими схилами).

II) Поперечні долини (розташовані впоперек осі складок чи вздовж розломів). Вони представлені двома видами:

1) *Антецедентні долини* – врізалися в хребти по мірі їх підняття. Тобто швидкість ерозійного врізу така ж, як швидкість підняття (наприклад, долини Інди і Брахмапутри). Ці долини перетинають впоперек гірські хребти.

2) *Епігенетичні долини* – були закладені на поверхні, котра складалася із горизонтально залягаючих шарів гірських порід, а потім верхні горизонтальні шари були знесені, а річка поступово врізалася в нижче залягаючий складчастий фундамент. Така ситуація створювалася, коли пластово-денудаційні рівнини ставали цокольними. Такі долини розташовані впоперек зруйнованих складок синкліналей та антикліналей.

III) Діагональні долини простягаються під кутом до хребтів та тектонічних структур.

8. Морфологічні типи річкових долин

1) *Тіснина* – має дуже круті схили, аж до прямовисних. Іноді вони нависають над річкою. Усе дно зайняте річищем. Утворюються в горах зі стійкими породами чи в лесових породах на рівнинах, у карстових областях.

2) *Каньйон* – долина з східчастими, дуже крутими схилами, вузьким дном, повністю зайнятим рікою. Утворюються в умовах сухого клімату на рівнинах, складених горизонтальними пластами слабоводопроникних порід. Наприклад, Великий каньйон Колорадо глибиною 800м у США. В Африці, на

лесових рівнинах Східного Китаю, вулканічних плато Індії, Бразилії теж характерні каньйони.

3) **Венодібна долина** – має схили більш пологі, дно вузьке. Утворюється у регіонах із достатньою кількістю опадів у горах, складених переважно осадовими гірськими породами. На рівнинах такі морфологічні типи долин можуть бути лише молодого віку як перша стадія утворення вироблених річкових долин.

4) **У- подібні** – більш древні. Їх можна розглядати як наступну стадію розвитку неподібних долин у горах. Форма цих долин коритоподібна, що впливає з їх назви.

5) **Трогові** долини, створені як ерозією, так і екзарацією. Форма теж коритоподібна, є «плечі трога», схожі на річкові тераси.

Типи долин № 1; 2; 3; 4; 5 відносяться до невироблених, тобто їх будова найпростіша: днище та схили.

б) **Заплавна долина** має широке днище, котре включає русло й заплаву; та, зазвичай, тераси.

б) Без вираженої річкової долини .

9. Елементи заплавної річкової долини

Заплавна річкова долина складається із річища, заплави, терас та корінного берега.

Заплава – це частина днища річкової долини, піднята над меженним рівнем ріки. Заплава затоплюється водою у повені чи паводки.

Річки мають звиви – меандри, котрі поступово зміщуються вниз за течією. Один берег підмивається, на інший відкладаються наноси. Переміщуючись у смузі меандрового поясу, ріка розмиває породи й відкладає наноси. В результаті утворюються плоскі зниження, вислані алювієм. Так утворюється заплава. На рівнинах ріка у середній та нижній течіях майже досягає профілю рівноваги. Річковий потік у глибину не вривається, а розвивається бокова ерозія. Ріка меандрує все сильніше. Утворюється стариця у результаті прориву перемички між упритул розташованими меандрами.

Складові частини заплави.

- 1) Прируслова (зі валами).
- 2) Центральна (рівна або гривиста).
- 3) Притерасна (знижена, зі старицями).

Надзаплавні тераси – це горизонтальні або слабо нахилені ділянки, витягнуті вздовж схилу долини й відділені від нижчої тераси уступом. Тераси раніше були заплавами. Утворюються при зниженні базису ерозії та вриванні річки нижче рівня заплави.

Типи надзаплавних річкових терас

Виділяють такі типи надзаплавних річкових терас:

- I) Корінні або ерозійні – вривані лише в корінні породи .
- II) Алювіальні – складені відкладами річки.
- III) Змішані (цокольні) – зверху залягає алювій, а знизу - корінні породи.

Алювіальні тераси поділяються на три підтипи:

- 1) Вривані.

- 2) Вкладені.
- 3) Прислонені.

Бувають поховані заплави і поховані тераси при інтенсивному піднятті базису ерозії.

10 . Асиметрія річкових долин. Куести

Найчастіше у північній півкулі річкові береги праві стрімкі , а ліві - пологі .

Причини асиметрії річкових долин:

- а) сила Коріоліса (спрямована у північній півкулі вправо, а у південній вліво) ;
- б) кліматичні чинники – схил південної експозиції пологіший (для річок з субмеридіональним напрямком захід-схід і навпаки);
- в) субконсеквентні долини при моноклінальному заляганні порід (біля підніжжя куест);
- г) однаковий похил поверхні (топографічна теорія Борзова) для приток головних річок;
- д) мандрування річок . Ділянки схилів, котрі підмиваються, стрімкі, а ті, на яких відкладаються наноси, - пологі. На одному й тому ж корінному березі чергуються ділянки крутих і пологих схилів.

Куести - це несиметричні гряди, пологий схил співпадає з падінням броньованого пласта, а крутий перетинає пласти. Утворюються в умовах моноклінального залягання гірських порід за умови дренажу ріками. Куести можуть бути високими хребтами. Наприклад, Скелястий хребет Північного Кавказу, внутрішня куестове пасмо Кримських гір, тощо. Куести на півострові Мангшилак мають висоту 10-20м.

11. Рельєфотвірні процеси, відклади та поширення гляціального типу морфоскульптури

Друге місце за географічним поширенням на Землі після флювіального типу морфоскульптури займає гляціально-нівальний тип, котрий утворюється внаслідок діяльності льодовика. Згадаємо з курсу гідрології , що таке льодовик. Льодовик являє собою великі рухомі маси льоду. Тобто екзогенний агент рельєфоутворення - рухомий лід. Льодовик виконує руйнівну, транспортуючу й акумулятивну роботу. Руйнування гірських порід льодовиком – **екзарація** . Зруйновані уламки гірських порід льодовик переносить на собі і в своєму тілі, а після танення язика чи всього льодовика маса уламкового матеріалу акумулюється на земній поверхні. Відклади, котрі льодовик переносить і акумулює, називається **морена**. Розміри уламкового матеріалу дуже різноманітні – від глинистих та суглинистих часток до окатаних валунів іноді великого розміру (до декількох метрів у діаметрі). Цей матеріал не відсортований, неупорядковано змішаний, тому морену ще називають валунним суглинком.

Велике географічне значення має непрямий, побічний вплив льодовика на гірські породи. Льодовик створює холодний місцевий клімат і сприяє морозному гіпергенезу (вивітрюванню). На льодовику і біля льодовика є скупчення снігу – сніжники. Їх сукупна рельєфотвірна діяльність – нивація. Остання включає морозний гіпергенез, улітку при таненні снігу хімічний

гіпергенез з утворенням глинистих порід, ерозію, соліфлюкцію відталих гірських порід під вагою сніжника, за наявності добре розчинних гірських порід – карстові процеси. Тому тип рельєфу, створений льодовиком, і називається гляціально – нівальним. Які умови необхідні для формування гляціально – нівального рельєфу? Лише одна – наявність льодовика (чи сніжника) та похил земної поверхні, щоб льодовик міг рухатися. Які типи льодовиків існують на Землі? Гірські і покривні. Гірські дуже залежать від рельєфу, відносно невеликі за розмірами, а покривні, навпаки, мають великі розміри, від умов рельєфу не залежить. І формують ці типи льодовиків різні комплекси форм рельєфу, тому весь гляціально – нівальний рельєф поділяють на підтипи:

- I) Гірсько – льодовиковий рельєф.
- II) Рельєф покривного зледеніння.

Поширення рельєфу покривного зледеніння

За свою геологічну історію Земля зазнала чимало епох зледенінь, але в сучасному рельєфі у вигляді реліктів збереглися сліди лише останнього плейстоценового зледеніння, яке поділяється на ряд льодовикових епох та міжльодовикових періодів. Найбільш чітко виражений рельєф максимального (для СНД – дніпровського) та останнього (для СНД валдайського) зледеніння, котре закінчилося 10-13 тис. років тому. Межа максимального зледеніння **у Північній Америці** : по широті ~ 48⁰ пн.ш. від Ванкувера до річки Міссурі – по річці Міссурі до впадіння її в річку Міссісіпі – по річці Міссісіпі до гирла річки Огайо - по річці Огайо до Нью-Йорка.

Межа максимального зледеніння **в Європі** : Брістольська затока – по р. Темзі – гирло Рейну – підніжжя Середньо – Германських гір – підніжжя Карпат – Луцьк – Житомир – до Дніпропетровська – різко на північ уздовж схилу Середньоросійської височини до Брянська – уздовж р. Дону і Ведмедиці до Кірова (58⁰ пн. ш.) - потім до Пермі (62⁰ пн. ш.) - до 110⁰ сх.д. і прямо на північ західніше від р. Лена.

Межа максимального зледеніння в Південній Америці – південь та ареали в Андах.

12. Гірсько-льодовиковий рельєф: денудаційні та акумулятивні форми

Поширення форм гірсько – льодовикового рельєфу відповідає районам поширення сучасного та древнього гірського зледеніння. Ви це вже вивчали у курсі «Гідрологія» і зараз я просто посилаюся на цей матеріал. Гірсько – льодовикові форми рельєфу поділяються на

1) екзараційні та 2) акумулятивні.

- 1) **екзараційні форми** – а) кари,
б) карлінги,
в) сквіплени,
г) трого,
д) баранячі лоби,
е) фіорди.

2) **акумулятивні форми** – а) флювіогляціальні тераси;
б) кінцево- моренні гряди;

в) земляні піраміди.

а) **Кари** – кріслоподібні заглиблення на схилах гір, котрі виникають у результаті морозного вивітрювання. Такі кари можуть бути розташовані з усіх сторін гірської вершини. Розростаючись, вони можуть з'єднатися, тобто перемичок між ними уже не буде, а буде єдине фірнове поле. Таким чином утворюються гострі пірамідальні вершини зі гранями –**карлінги**.

б) Під впливом екзарації і нівачії карлінги інтенсивно руйнуються і з часом на їх місці залишається високогірна хвиляста вирівняна поверхня – **еквіплен**.

в) Результат сумарної руйнівної діяльності річки й долинного льодовика за умови чергування процесів водної ерозії і льодовикової екзарації –**троги** – коритоподібні долини з особливим поперечним профілем. Походження плечей трога: морозне вивітрювання на контакті льодовика зі схилами.

Акумулятивні форми гірсько-льодовикового рельєфу – це моренні пагорби і кінцево-моренні гряди, котрі також характерні для покривного зледеніння.

13. Зонування територій покривного плейстоценового зледеніння

Льодовик, котрий рухається, вирівнює земну поверхню. Форми рельєфу, складені м'якими гірськими породами, він повністю руйнує. Льодовик згладжує форми рельєфу, складені твердими гірськими породами.

В областях покривного зледеніння виділяються зони за переважаючим рельєфотвірним процесом льодовика: 1) Зона екзарації біля центрів зледеніння. 2) Зона льодовикової акумуляції. 3) Перигляціальна зона (діяльності талих льодовикових вод).

14. Форми рельєфу зони екзарації

Форми рельєфу зони екзарації: а) баранячі лоби; б) кучеряві скелі;

в) улоговини (ванни) виорювання; г) шхери.

а) **Баранячі лоби** – височини та виступи, складені кристалічними породами. Вони мають довгий пологий відполірований схил, обернений до льодовика, і крутий короткий схил протилежний. У баранячих лобів довжина коливається від декількох метрів до сотень метрів.

б) **Кучеряві скелі** – скупчення «баранячих лобів». При затопленні їх утворюються невеличкі плоскі острівці – *шхери* і відповідний тип берегів.

в) **Улоговини виорювання**. Великі уламки, брили кристалічних порід, відламані льодовиком, вмерзають у дно і, рухаючись разом з льодовиком, утворюють продовгувасті улоговини – ванни. Більшість озерних котловин Фінляндії, Карелії мають таке походження.

15. Форми рельєфу зони льодовикової акумуляції

Форми зони акумуляції:

а) моренні пагорби; б) кінцево-моренні гряди; в) ками; г) ози; д) друмлини; е) гляціодислокації.

При зупинці та відступі льодовика відбувається танення льоду і морена відкладається на земну поверхню – відбувається акумуляція.

а) Якщо край льодовика довго знаходився і танув на одному місці, додаючи все нові і нові порції морени, то утворювалися **кінцево-моренні гряди** (валоподібні підвищення). Це зазвичай було перед перешкодами у вигляді

височин. Розміри цих гряд можуть бути дуже великими. Так, у Фінляндії височина Сальпаусселькя є кінцево-моренною грядою.

б) При загальному таненні льодовика вся морена відкладається на земну поверхню, утворюючи характерний акумулятивний рельєф горбистих моренних рівнин. **Моренні горби** – мають м'яку округлу форму. Розміри їх різноманітні. Наприклад, їх висота у Литві - 50-60м.

в) **Ками** – горби неправильної форми з нерівною поверхнею. Утворюються при відкладанні на поверхню наносів скупчень води – своєрідних озер, які знаходилися на поверхні льодовика чи в печерах льодовика, чи в проталинах льодовика. Ками складені шаруватим піском із гравієм.

г) Часто зустрічаються «залізничні насипи», але без колії. Це ози. **Ози** – довгі, вузькі, звивисті гряди, схожі на насипи довжиною 30-40км, шириною десятки (рідше сотні метрів), висотою від 5 до 80м. Схили симетричні, круті (до 40°). Ози розташовані незалежно від сучасного рельєфу (перетинають вершини пагорбів, долини річок, озерні улоговини). Складені воднольодовиковими пісками з лінзами піску з гравієм. Ози утворюються при відкладенні на земну поверхню наносів потоків талої води на льодовику і в його тілі, чи відкладів у тріщинах льодовика.

д) **Друмліни** – пагорби довжиною 400 – 2500м, висотою до 45м, шириною 150-400м, асиметричної форми. Походження: морена накопичувалася перед перешкодою і льодовик згладжував її. Інший спосіб: перед перешкодою льодовик розтріскувався, тріщини заповнювалися наносами, а потім при русі льодовика відклади висипалися на височину й згладжувалися. Україна і Білорусія мають області Полісся. Ці області утворені діяльністю льодовика. На них розташовані моренні рівнини, моренні горби, моренно-зандрові рівнини, ози, ками. У зоні льодовикової акумуляції зустрічаються величезні валуни. Валун дніпровського зледеніння із фінського граніту вагою 1 тонна встановлений біля краєзнавчого музею в місті Ромни Сумської області.

16. Рельєф перигляціальної зони

Акумулятивні форми рельєфу представлені такими видами:

а) **Зандрові рівнини (водно-льодовикові)** – після танення льодовика від його краю текли водні потоки. Вони не могли нести крупних уламків, як льодовик і переміщували в основному пісок з невеликим гравієм – це водно-льодовикові відклади, які складають зандрові рівнини. Ці рівнини низькі, плоскохвилясті, часто заболочені. Такого походження Білоруське та Українське Полісся.

б) **Озерно-льодовикові рівнини** – після танення льодовика утворюються спокійні водойми – озера, де відкладається ще тонший матеріал – глина. Після зникнення озер на їх місці залишаються рівнини. Вони плоскі, заболочені. Часто зустрічаються в Українському Поліссі.

Денудаційні форми рельєфу представлені такими видами:

а) **Лощини стоку або прохідні долини.** Сильні потоки талих льодовикових вод при похилі поверхні виробляли від'ємні лінійно - витягнуті форми, коритоподібні, широкі. У Сумській та Полтавській областях багато таких форм. У деяких із них течуть маленькі струмочки, деякі заболочені, деякі сухі.

Язик льодовика підгачував р. Сулу, Хорол, Псел, Ворсклу, що призводило до переливання річкових і талих льодовикових вод через вододіли і утворення долин, які зараз «мертві» - сухі з пологими схилами.

Лекція №4

Кріогенний та еоловий типи морфоскульптур

План

1. Умови та процеси утворення еолового рельєфу, його підтипи.
2. Рельєф кам'янистих пустель
3. Форми рельєфу глинистих пустель
4. Рельєф піщаних пустель, його різновиди
5. Рельєф незакріплених пісків при різних типах циркуляції атмосфери
6. Рельєф напівзакріплених пісків при різних типах циркуляції атмосфери
7. Рельєф пісків позапустельних зон при різних типах циркуляції атмосфери
8. Поняття кріолітозона та процеси утворення кріогенного рельєфу, його підтипи
9. Географічне поширення багаторічної мерзлоти
10. Форми рельєфу гідротермічної зони багаторічного промерзання
11. Рельєф гідротермічної зони багаторічного танення
12. Рельєф гідротермічної зони сезонного танення і промерзання

1. Умови та процеси утворення аридного рельєфу

Аридний рельєф відноситься до зональних типів морфоскульптури. Його формування в першу чергу залежить від кліматичних умов. Згадаємо, що аридний означає «сухий». Отже, головною необхідною умовою утворення аридних форм є посушливий клімат – мала кількість опадів, значне випаровування, тривалі посушливі періоди. Подивимося на кліматичну карту і з'ясуємо, для яких регіонів суходолу характерні такі умови? Це області континентального клімату помірних, субтропічних та тропічних поясів, а також кліматичні області західних узбереж тропічних поясів.

Указана необхідна умова доповнюється комплексом інших умов:

- різкі коливання добових температур (умови для вивітрювання);
- сильні стійкі вітри;
- наявність пухких відкладів;
- слабкий розвиток рослинного покриву.

Рельєфотвірна діяльність вітру проявляється у вигляді дефляції, коразії та переміщення (транспортування) й акумуляції пухкого матеріалу.

Коразія – руйнування корінних гірських порід за рахунок їх обточування, шліфування уламковим матеріалом, котрий переміщується під дією вітру. Якщо порив вітру підхоплює пісок і жбурляє на вас, буває боляче із-за сили удару. Під дією цих сил відбувається руйнування корінних порід.

Дефляція – видування і розвіювання дрібних часток гірських порід. Зрозуміло, що дефляція може відбуватися лише після руйнування гірських порід і утворення їх дрібних часточок унаслідок фізичного вивітрювання.

Формування аридного рельєфу відбувається по – різному в залежності від складу гірських порід. Рельєфотвірна діяльність вітру має різні наслідки у глинистих, кам'янистих і піщаних пустелях та напівпустелях. Тому виділяються *три підтипи аридного рельєфу*:

- 1) кам'янистих пустель;
- 2) глинистих пустель;
- 3) піщаних пустель.

2. Рельєф кам'янистих пустель

У кам'янистих пустелях в умовах великих добових амплітуд температури поверхні відбувається інтенсивне фізичне вивітрювання. Згадаємо, що земна поверхня вдень нагрівається до 100° , а вночі її температура знижується навіть до $+10^{\circ}$; $+5^{\circ}$. Чергування цих процесів обумовлює руйнування гірських порід процесами фізичного вивітрювання. При розтріскуванні гірських порід лунають звуки, схожі на артилерійську канонаду. В результаті замість скель утворюється безліч уламків гірських порід. Найменші з них (глина, пісок) розвіються і видуваються (дефляція) крупніші залишаються і утворюють такі форми рельєфу як щебенисті пустелі.

Унаслідок специфічної дії коразії:

1) утворюються **коразійні ніші** – своєрідні виємки у нижній частині скель, розташованих поперек пануючих вітрів.

Унаслідок неоднакової стійкості гірських порід до руйнування частина скелястих масивів вибірково руйнується, а частина залишається у вигляді.

2) **кам'янистих останців** різного розміру і форми: башти, колони, фігури, що нагадують фортеці і замки, тварин і людей, тощо.

Часто подібні форми вводили мандрівників і дослідників в оману, настільки вони були схожими на руїни древніх споруд. І лише спеціальні дослідження дозволяли з'ясувати їх природне походження. У ролі архітектора й скульптора виступала природа. У різних районах Землі поширені відмінні форми останців у гірських породах, що відрізняються за складом. Наприклад, конгломерати на гірському масиві Демерджі; вапняки і мергелі на околицях Бахчисарая.

3) **котли видування (дефляційні котли)**

4) **кам'яні гриби** (зверху бронюючий пласт як шляпка гриба).

Поширення кам'янистих пустель: Устюрт і Мангишлак; Гобі, Сахара; Наміб (на півдні); Кару, Мохаве, Сонора, Атакама;

3. Форми рельєфу глинистих пустель

У глинистих пустелях, котрі межують з піщаними, утворюються ярданги. Останні являють собою паралельні круті невисокі гряди, розділені борознами шириною до 1 м. Це результат руйнівної дії піску, що переноситься вітром із сусідніх ділянок піщаної пустелі. А вітри теж мають бути особливими: пасатного типу (весь час одного напрямку); або мусонного типу, (із зміною на протилежні напрямки). Яким не здається парадоксальним, але інша поширена

форма рельєфу глинистих пустель утворюється під дією води. Згадаєте, що, якщо в пустелі випадає дощ, то він має інтенсивний характер. Це злива, внаслідок котрої утворюються тимчасові водотоки, що відкладають у зниженнях дрібні уламки гірських порід – глинисті часточки.

Глини – це водотривкі гірські породи. Тому вода у цих зниженнях застоюється і поступово випаровується в умовах дуже високих температур (до + 100⁰С і вище. В таких умовах утворюється тверда кірка, яка розтріскується на багатокутники. Кірка така тверда, що не руйнується навіть під копитами коня з вершником. Не потрібно їхати далеко в пустелю, щоб помилуватися такиром. Його аналоги або моделі частенько утворюються і в нашій місцевості. Згадайте висохлі калюжі після дощу на глинистому чи суглинистому ґрунті.

Географічне поширення глинистих пустель Дешти – Маркох (Іранське нагір'я, Афганістан), Дешти – Лут (Іран), Сахара; Мохаве, Велика Піщана пустеля(Австралія).

4.Рельєф піщаних пустель, його різновиди

Які форми рельєфу піщаних пустель ви знаєте? Орієнтовна відповідь: бархани, дюни. Проте у дійсності різноманітність цих форм дуже велика. Розгляньте таблицю роздавальних матеріалів «Еоловий рельєф піщаних пустель». Навіть побіжний погляд дозволяє з'ясувати декілька десятків форм еолового рельєфу піщаних пустель. Це обумовлюється тим, що формування піщаних форм одночасно залежить від багатьох чинників – закріпленості пісків, кількості пухкого матеріалу, характеристик «природного скульптора» - вітру.

5. Рельєф незакріплених пісків при різних типах циркуляції атмосфери

1. При пасатному типі вітрів:

а) **Бархани** – несиметричні, піщані гряди серповидної форми, розташовані перпендикулярно пануючим вітром, гострими кінцями вперед. Навітряні схили пологі (5 – 10⁰С), підвітряні – круті (30 -35⁰С). Висота – 0,5м (іноді до 40м), ширина – 40 - 70м(до 140м і більше). Ці форми рельєфу зустрічаються дуже рідко .

б) **ембріональні бархани** (маленькі бархани округлої форми).

в) **повздовжні барханні гряди** – висотою до 40 -500м, довжина – сотні кілометрів, ширина до 1км, відстань між окремими грядами - 4-5км. Утворюється при злитті кількох барханів у пустелях зони пасатів. Характерна слабохвиляста форма.

2. При мусонному типі вітрів:

г) **барханні ланцюги** – асиметричні піщані хвилі висотою до 100м, довжиною – від кількох сотень метрів до 10-12км. Між гребенями сусідніх ланцюгів – відстань 1,5 - 3,5км. Барханні ланцюги виглядають як суцільне піщане море з великими хвилями, а на їх тлі – малими хвилями. Більші розміри обумовлені як значними обсягами піску, так і незакріпленістю піску. Ніщо не заважає вітру скупчувати величезні кучугури.

3. При конвекційному та інтерференційному типі вітрів:

д) **схрещені бархани;**

е) **пірамідальні бархани.**

Рельєф незакріплених пісків переміщується під дією вітру.

Ефективні заходи з боротьби з наступом пісків:

- а) закріплення рослинністю: дерева, чагарники, трави;
- б) очеретяні куліси (як при снігозатриманні);
- в) щити з очерету(рогозу);
- г) поливання відходами нафтопродуктів;
- д) вітрозахисні смуги (подібні до наших лісосмуг у степу, лісостепу).

Поширення піщаних пустель:

Каракуми; Кизилкуми; Такла – Макан; Регістан (Афганістан); Пустелі Аравійського півострова: Великий і Малий Нефуд; Руб –Ель- Халі; Сирійська, Тар, Сахара, Лівійська, Наміб (північ), Вікторія (у Австралії).

6. Рельєф напівзакріплених пісків при різних типах циркуляції атмосфери

1. *При пасатах* – розріджений рослинний покрив заважає їх переміщенню.

Повздовжні гряди – довгі, висота від десятків до сотень метрів. Утворюється в результаті розвіювання і відкладення піску. Між грядями – зниження, висота – від кількох метрів до кількох сотень метрів.

2. При *конвективному типі* атмосферної циркуляції:

Бугристі піски – в результаті закріплення пісків пустельною рослинністю, здатною швидко проростати через піски і закріплювати їх корінням. Утворюються при вітрах різних напрямків.

Кущові бугри – при скупченні піску біля кущів (тамариска, саксаула, пустельного очерету тощо). Розміри бугрів залежить від висоти рослин (наприклад , тамариск утворює бугри висотою 4-6м).

3. *При мусонному типі* вітрів.

Поперечні гряди.

4. *При інтерференційних вітрах.*

Грядово - ячеїсті піски – крім головних гряд, витягнутих у напрямку пануючого вітру, низькі поперечні гряди у напрямку другорядних (слабіших вітрів).

Ячеїсті піски характеризуються округлими зниженнями діаметром до 200м, глибиною до 60м.

7. Рельєф пісків позапустельних зон при різних типах циркуляції атмосфери

На берегах морів – **дюнні гряди** (берегові вали), **параболічні дюни**. Для задрових рівнин і тундр – **кільцеві дюни**. Спочатку при порушенні дернового покриву внаслідок дефляції утворюється замкнена улоговина, а потім при конвекційному типі вітрів – навколо котловини насипається вал – кільцева дюна. На берегах морів, озер, заплавах річок зустрічаються кучугури, які утворюються біля кущів.

Солончакові пустелі (кевіри) – на узбережжях морів, що відступають (Каспійського, Аральського), при висиханні озер, а також у зниженнях рельєфу при близькому стоянні солоних ґрунтових вод, при засоленні поливних земель. Утворюються кірка солі, яка руйнується і розвіюється. При неодноразовому повторі – утворюються безстічні западини, наприклад Карагіє (-132м).

8. Поняття кріолітозона та процеси утворення кріогенного рельєфу, його підтипи

Якось до одного професора географа звернувся його друг художник і фотограф із Сибіру з пачкою фотографій, на яких будинки розтиналися малими і великими тріщинами. На деяких знімках споруди взагалі являли собою грудю розвалин. Були фото із деформованим залізничним полотном і дороги, помережені глибокими розломами. В чому справа? Не вміють будувати? Чи може відбуваються землетруси? Ні, винна «багаторічна мерзлота». Лірики називають її «північним сфінксом», а вчені кріолітозоною. Крію – мороз, літос – камінь, зоне – пояс. Звідси – кріолітозона – це товща пухких гірських порід будь якого складу, що має від'ємну температуру й товщину десятки й сотні метрів, знаходиться в мерзломому стані декілька років (від 3 – 4 років до тисячоліть).

При температурі 0° прісна вода замерзає. Оскільки гірські породи просочені водою, то, замерзаючи, вода цементує їх, різко змінюючи властивості. Добре відомі вологі пісок і суглинок, котрі діти можуть копати своїми лопатками. Замерзаючи, вологі гірські породи стають надміцним монолітом, свого роду бетоном, який зруйнує лише вибух.

9. Географічне поширення багаторічної мерзлоти

Сучасна кріолітозона охоплює 25 % суходолу – 40млн км², простягається з величезною смугою вздовж Північного Льодовитого океану по широті 55° – 60° у Північній Америці, по лінії – гирло Печори – Салехард – Ігарка – Чита – Анадир у Євразії.

В області багаторічної мерзлоти до кінця літа тане шар ґрунту товщиною від 20 см до 5 м, а глибше знаходиться товща гірських порід, яка не тане століттями – вічномерзлий шар.

Утворення форм рельєфу в областях «багаторічної мерзлоти» відбувається за рахунок трьох гідротермічних процесів: 1) багаторічного промерзання, 2) багаторічного танення, 3) сезонного промерзання і танення.

10. Форми рельєфу гідротермічної зони багаторічного промерзання

а) Гідролаколіти (або багаторічні бугри пучення) – куполоподібні асиметричні пагорби висотою 8-12м (до 50м), у поперечнику до 200м, котрі мають льодяне ядро, покрите шаром гірських порід товщиною більше 1,5м і торфу 0,5 – 1,0м товщини. Міжмерзлотні води, замерзаючи, збільшуються в об'ємі. А оскільки виходу їм немає і згори, і знизу, то тверді замерзлі породи у верхній частині піднімаються (пучаться), утворюючи гідролаколіти.

б) Валикові полігональні ґрунти - це правильні багатокутники найчастіше зі 5 та 6 сторонами. Їхній діаметр - до кількох метрів. Контури багатокутників утворені тріщинами. В морозобійних тріщинах утворюються льодяні клини глибше діяльного шару, які не встигають танути за літо. Ці клини ростуть в глибину і в ширину, витісняючи вміщуючі їх гірські породи на поверхню у вигляді валиків, розділених канавкою. Ці форми рельєфу приурочені до певних видів гірських порід,

котрі утворюють дрібноземну однорідну масу, складену пісками, суглинками чи глинами. І валики, і полігони складені однією і тією ж породою. На заплавах і терасах розміри валикових полігональних ґрунтів більші. Вали до 2м висоти, а їх діаметр – 100 – 200

11. Рельєф гідротермічної зони багаторічного танення

1. Термокарстові форми: а) термокарстові блюдця; б) термокарстові западини; в) термокарстові улоговини; г) аласи; д) термокарстові лійки; е) термокарстові провали.

Багатолітня мерзлота включає в себе маси підземного льоду: поховані шматки льодовика, замерзлі озера чи болота, замерзлі ґрунтові води.

При зміні кліматичних умов, вирубці лісу, розорюванні відбувається нерівномірне танення багаторічної мерзлоти. Форми, котрі при цьому утворюються дуже схожі на карст, тому їх називають термокарстовими. Великі плоскі улоговини діаметром у кілька кілометрів у Якутії називають аласами.

2. Термоерозійні форми:

а) байджарахи; б) яри, виникають внаслідок термічного й ерозійного впливу водних потоків.

Байджарахи – нестійкі земляні пагорби висотою 0,5 – 1,5м, котрі утворюються у результаті неглибокого танення клиноподібно - жильних льодів. Висота байджарахів коливається від 0,5 до 1,5м.

12. Рельєф гідротермічної зони сезонного танення і промерзання

Представлені такі форми рельєфу: а) соліфлюкційні форми; б) структурні ґрунти; в) сезонні бугри пучення; г) плями-медальйони, д) мерзлотні сальзи.

Соліфлюкція – процес повільного сповзання (на схилах з крутизною 3- 25°) сильно перезволожених ґрунтів і гірських порід по нахиленій поверхні вічномерзлої породи. Розрізняють гряди, язики, соліфлюкційні (натічні) тераси.

Структурні ґрунти – форми рельєфу, котрі утворюються унаслідок сортування неоднорідної ґрунтової маси, насиченої водою при багатократному її замерзанні і таненні. Виділяють різні форми структурних ґрунтів. Кам'яні багатокутники – ділянки в'язкого дрібнозему, оточені валиками каміння діаметром 1 – 2м, кам'яний «бордюр» має ширину 30 – 50см. Кам'яні кільця мають округлу форму. Кам'яні смуги утворюються на схилах і мають незамкнений характер.

Морозне сортування. Верхня частина діяльного тріщин замерзає, збільшуючись в об'ємі, піднімається і підтягує за собою каміння, стовпи, сваї, тощо. Пустота, яка утворюється знизу, заповнюється рідкою породою і водою, котра потім теж замерзає. І так багато разів, поки камінь діаметром до 1,5 – 2м, чи репер, чи стовп повністю не буде виштовханий із ґрунту. Ось чому руйнуються лінії електропередач і будинки у районах поширення багаторічної мерзлоти.

Сезонні бугри пучення бувають двох видів:

а. **Бугри** – **могильники**, прикриті непотужним шаром торфу, котрі зберігають крижане ядро із-за невеликої теплопровідності торфу.

б. Власне **сезонні бугри пучення**.

Плями-медальйони – це голі (без рослинності) глинисті плями округлої форми діаметром від 0,5 до декількох метрів, котрі утворилися унаслідок сезонного замерзання і танення однорідних глинистих порід. На поверхню прориваються по тріщинах рідкі глинисті ґрунти, затиснуті між двома шарами мерзлоти: сезонної і багаторічної, котрі зближуються. Ці прориви – грязьові вулканчики або мерзлотні сальзи.

ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 3.

АЗОНАЛЬНІ ТИПИ МОРФОСКУЛЬПТУР СУХОДОЛУ ТА ОКЕАНІЧНОГО ДНА

Лекція № 5 Карстовий, гравітаційний та суфозійний типи морфоскульптур

План

1. Азональні типи морфоскульптур суходолу
2. Поняття карст та умови утворення карстового рельєфу
3. Класифікація карстового рельєфу за розташуванням
4. Класифікація форм карстового рельєфу за мірою покритості
5. Карст як несприятливе явище та ресурсний потенціал карсту
6. Характеристика форм гравітаційної морфоскульптури
7. Заходи по запобіганню утворення зсувів
8. Поняття « суфозія». Форми суфозійного рельєфу

1. Азональні типи морфоскульптур суходолу

Карстовий рельєф утворюється унаслідок розчинної дії природних вод та антропогенних стоків. Необхідними умовами його утворення є наявність добре розчинних гірських порід та води у рідкому стані. Виділяють такі груп добре розчинних гірських порід: вапняки та мергелі; гіпси, кам'яна, кухонна та калійні солі; доломіти, ангідрити. Карстовий тип морфоскульптури поділяється на два підтипи: поверхневий та підземний.

Береговий рельєф утворюється унаслідок затоплення різноманітних форм рельєфу суходільних типів морфоскульптур. У береговій зоні рельєф суходолу поступово перетворюється специфічними рельєфотвірними процесами, зумовленими динамікою океанічних вод. Це, насамперед абразія – руйнівна діяльність хвиль та течій; перенесення та акумуляція відкладів.

Гравітаційний тип морфоскульптури утворюється під дією сили тяжіння на схилах. Відклади цього типу називаються колювій. **Суфозійний рельєф** приурочений до недренованих ділянок, складених із поверхні гірськими породами дрібного гранулометричного складу, зокрема суглинками. **Антропогенний рельєф** створено безпосередньо діяльністю людини.

2. Поняття карст та умови утворення карстового рельєфу

Поняття «карст» має двояке тлумачення:

- а) *Карст* – це процес розчинення гірських порід водою.
- б) *Карст* – це сукупність форм рельєфу утворених в результаті розчинних процесів.

Термін походить від власної назви вапнякового плато на півдні Європи.

Умови утворення карсту:

1. Необхідні:

- Наявність добре розчинних гірських порід;
 - Наявність води, що контактує із розчинними гірськими породами (атмосферні опади, поверхневий стік, підземні води, води річок, озер ставків, водосховищ, морів тощо)

2. Додаткові

- значна потужність розчинних гірських порід;
- їх тріщинуватість;
- невеликий похил поверхні (щоб води повільно стікали і просочувались);
- підвищене положення масиву гірських порід, або низьке положення ґрунтових вод;
- висхідні тектонічні рухи цієї території;
- достатня, але не надлишкова кількість атмосферних опадів.

Отже, поширення карстового рельєфу обумовлюється розміщенням у верхній, при поверхневій частині літосфери добре розчинних порід.

Відмічаємо, що карст зустрічається на усіх материках, приуроченості до кліматичних умов чи морфоструктур (більш крупних форм рельєфу) немає.

За складом гірських порід виділяється карст у карбонатних породах (вапняки, доломіти тощо) площею 40 млн км², у гіпсах, ангідридах (7 млн км²), соляних відкладах (4 млн км²).

Отже, близько 51 млн км² земної поверхні, тобто 34 % площі суходолу у тій чи іншій мірі піддаються карстовим процесам. Зокрема 66 % території України характеризується поширенням розчинних порід і карстового рельєфу

3. Класифікація карстового рельєфу за розташуванням:

А) Поверхневий карст:

- Карри (лункові, трубчасті у вигляді слідів, борізчасті, тріщинні, тощо)
- Каррові поля
- Карстові блюдця
- Лійки поверхневого розчинення, просочування, провальні
- Улоговини
- Ванни
- Полья, сліпі яри, сухі русла річок
- Карстові мости, арки
- Карстові останці (стовпи, башти, конуси (моготе))
- Ніші
- Гроти

Б) Підземний карст

- Колодязі (до 20м глибиною)
- Шахти
- Безодні (найглибша 1410м глибиною знаходиться у Франції. Це безодня Жан – Бернар в Альпах)
- Печери

4. Класифікація форм карстового рельєфу за мірою покритості

Відкритий карст: карри, каррові поля, карстові лійки поверхневого розчинення (блюдцеподібні, конусоподібні).

Покритий карст: провальні лійки, лійки просочування, ванни, колодязі, шахти, карстові улоговини (поля), сухі річища, річкові долини типу каньйонів, карстові мости, печери, безодні, останці.

Тропічний карст має такі умови утворення: вологий тропічний клімат, дуже чисті масивні вапняки з вертикальною тріщинуватістю. Цей різновид карстового рельєфу характеризується поширенням додатних форм рельєфу: карстових останців (башти, цукрові голови тощо). До районів типового тропічного карсту відносяться Великі Антильські острови, Індокитай.

5. Карст як несприятливе явище та ресурсний потенціал карсту

Карст, як несприятливе стихійне явище проявляється у таких наслідках:

- а. Розчленованість рельєфу.
- б. Нестійкість літогенної основи (швидке руйнування земної поверхні, просадки, провали, обрушування поверхневих шарів гірських порід над підземними порожнинами).
- в. Осушування ландшафтів на території поширення карсту (зниження рівня ґрунтових вод).
- г. Бідність поверхневими водами; відсутність поверхневих водотоків (внаслідок переходу поверхневого стоку у підземний).

Найбільш сильно карст впливає на такі галузі людської діяльності

1. Будівництво гідротехнічних споруд; шосейних та автомобільних доріг; трубопроводів; промислових об'єктів, житлових будинків тощо;
2. Експлуатацію наземного транспорту;
3. Гідроенергетику;
4. Гірничо-видобувну промисловість;
5. Комунальне господарство;
6. Водопостачання;
7. Сільське господарство.

Ресурсний потенціал карсту

- Рекреаційний ресурс
- Ресурс для спелеотуризму.
- Бальнеологічний ресурс (соляні печери і шахти).
- Ресурс підземних карстових вод для водопостачання, поливу, водопою.
- Карстовий рельєф як індикатор у пошуках корисних копалин (нафти, газу).
- Полегшення видобутку корисних копалин (вугілля, сланців) унаслідок зниження рівня ґрунтових вод карстовими процесами.

6. Характеристика форм гравітаційної морфоскульптури

Класифікація гравітаційного рельєфу

Гравітаційний рельєф відноситься до азональних типів морфоскульптури. Його утворення пов'язане з дією сили тяжіння, котра, зрозуміло, діє скрізь на земній поверхні. Проте форми гравітаційного рельєфу поширені не повсюдно.

Вони приурочені до більш менш крутих схилів із певною геологічною будовою (чергування водоносних та водотривких шарів гірських порід горизонтального залягання) або наявністю уламкових гірських порід, утворених гіпергенезом (вивітрюванням).

До форм гравітаційного рельєфу відносяться:

1. Опливини.
2. Зсуви.
3. Обвали.
4. Осипи.
5. Куруми (кам'яні ріки).

Опливини утворюються на крутих схилах ярів, балок, височин, берегах морів та озер. Опливини – повільні переміщення вниз по схилу невеликих мас ґрунту з шаром підстилаючих гірських порід, котрі відбуваються під впливом сильного їх перезволоження.

Зсуви – більш крупні переміщення масивів гірських порід на схилах, складених шарами пухких відкладів, нахиленими у бік похилу земної поверхні, при наявності водотривкого шару, котрий відкривається на схилі.

Поверхня контакту водотривкого і водоносного шарів унаслідок дії джерел поступово знижується за рахунок розчинення відкладів та механічного виносу їх найдрібніших частинок. Тобто відбувається ніби підкопування підземними водами схилу. Цей процес на латині називається суфозія. Остання викликає порушення рівноваги. Під дією сили тяжіння поверхневі шари схилу осідають. На схилі виникає тріщина відриву. Відчленована нею частина схилу поступово сповзає донизу по площині ковзання. Однієї лише дії підземних вод, зазвичай, недостатньо для утворення зсуву. Порушення рівноваги обумовлюється дією низки природних чинників:

а) Сильні дощі або інтенсивне танення снігу (збільшує зволоження відкладів та їх масу).

б) Підмив схилів річковою ерозією або абразією морів, океанів, тощо.

Зсуви бувають простими і складними. Прості зсуви називають *деяпсивними*. Тіло зсуву спокійно ковзає, опускається під впливом власної ваги, шари гірських порід у зсуві не деформуються, зберігають послідовність розташування. У складних або деструктивних зсувах верхня частина тіла зсуву вільно опускається під дією сили тяжіння, а нижня частина зміщується під напором верхніх блоків. Тому гірські породи в нижніх блоках зминаються і утворюють бугри випирання (деструктивна частина). Дуже яскраво це явище виражено біля Одеси.

Розміри зсувів різноманітні. Трапляються гігантські зсуви. Наприклад, долина річки Зеравшан у Таджикистані 24 квітня 1967 року була перегороджена гігантським зсувом із гори Доріваз (об'ємом 15млн м³). Виникла дамба висотою 250м, шириною 600м. Для створення такої дамби людині б знадобилося кілька років. Вище зсуву утворилося велике водосховище, а нижче – сухе русло. Це грозило затопленням долини і поселень. Оперативний спуск води по спеціально проритому каналу попередив катастрофу.

Є не лише природні, а й антропогенні причини зсувоутворення:

- Невмілий надмірний полив.
- Нераціональне скидання вод.
- Вирубка лісів.
- Перевантаження схилів важкими спорудами, залізничними і шосейними дорогами.
- Підрізання схилів.
- Порушення природного дренажу тощо.

Небезпека від зсувів існує для руху транспорту, перекриття річок, заболочення. Зсуви поширені в Києві, Дніпропетровську, Полтаві, Одесі, Криму (Лівадія, Алушта) та в багатьох інших містах та регіонах України.

Якщо крупні маси гірських порід переміщуються швидко, то виникають **обвали**. Маса, котра відділилася від схилу гори, падає і котиться із колосальною швидкістю вниз, розпадаючись на частини. Окремі брили ударяються об дно, відскакують до протилежного схилу і нагромаджуються, утворюючи вал із щебеню та глиб.

У 1963 році в долині річки П'яве (Італія) відбувся обвал гори Ток об'ємом 50 млн. м³. Маса витіснила із озера 150млн. т. води, котра хлинула з висоти 260м. Потік затопив долину – загинуло більше 3 тисяч чоловік.

Осипи – накопичення несортваного уламкового матеріалу (колювію) унаслідок переміщення вивітрених гірських порід по схилах (кристалічні уламкові гірські породи). Унаслідок сповзання утворюється жолоб або лоток осипання.

Кам'яні ріки (куруми) – накопичення у видовженому зниженні несортваного уламкового матеріалу (колювію), котрий повільно сповзає вниз по схилу.

7. Заходи по запобіганню утворення зсувів:

- Перехоплення і відведення поверхневих і підземних вод від небезпечних ділянок.
- Технічно правильне проведення земельних робіт.
- Виположення схилів (підсіпка у нижній частині за рахунок зрізання верхньої).
- Підпірні стінки з дренажем (наприклад, у Криму).
- Ін'єкційне закріплення порід (цементация, тампонажна бітумінація).
- Заліснення зсувів.

Моніторинг за станом зсувів здійснюється на спеціальних зсувних станціях. На основі одержаних даних спостережень розробляються заходи й рекомендації по запобіганню зсувоутворення.

8. Поняття «суфозія». Форми суфозійного рельєфу

Суфозія – це процес виносу найменших частинок гірських порід і розчинених речовин унаслідок інфільтрації поверхневих вод на недренованих (безстічних) поверхнях.

Суфозія (від лат. підкопування) – вилуговування розчинних солей з наступним вимиванням дрібних мінеральних частинок гірських порід вертикальними рухами води. Внаслідок суфозії утворюються підземні пустоти, які зумовлюють просідання земної поверхні і виникнення наземних форм –

блюдець, западин, діаметром до 10м, рідко до 100 – 500м при глибині від 10 до 1500см.

Розрізняють суфозію таких видів:

1. Хімічну (вимив солей).
2. Колоїдну (руйнування мікроагрегатів коагульованих глинистих частинок).
3. Механічну (вимивання дрібненьких частинок ґрунту з пористого скелету ґрунтової маси).

Осідання лесів є результатом їх дуже слабкої щільності, високої пористості і малої водостійкості агрегатів, що складають стінки порід. Під впливом зовнішніх чинників (потрапляння води й дії тиску) ці породи втрачають щільність (піщані і глинисті частинки з'єднують колоїдні мінеральні частини, а при дії води відбувається пептизація – перетворення твердих агрегатів у рідкий колоїдний розчин). Крім пептизації на процес суфозії впливає розчинення солей, що цементують частини лесової породи.

Найбільш сприятливі умови для розвитку суфозійних рельєфотвірних процесів є у лесах, лесоподібних глинах і суглинках. Унаслідок їх багатократного й тривалого змочування породи ущільнюються, зменшуються в об'ємі й просідають. Утворюються замкнені зниження – степові блюдця – глибиною від декількох десятків сантиметрів до декількох метрів. Їх діаметр коливається від кількох метрів до сотень метрів. Рідше зустрічаються набагато більші форми – поди. Їх глибина сягає 10 – 12 метрів, а діаметр – кількох кілометрів. Дуже великі поди характерні для степової зони України, наприклад, – Чаплянський под у Херсонській області на території заповідника «Асканія-нова».

Лекція № 6

Антропогенний рельєф і типи морфоскульптур берегів та океанічного дна

План

1. Антропогенні зміни рельєфу
2. Рельєф, обумовлений сільськогосподарською діяльністю
3. Рельєф, створений при будівництві
4. Рельєф, сформований унаслідок видобутку корисних копалин
5. Рельєф, створений при спорудженні транспортних шляхів
6. Рельєф, обумовлений воєнними діями та підготовкою до війни
7. Берегова зона та рельєфотвірні процеси в ній
8. Морфогенетична класифікація берегів
9. Форми рельєфу берегів, утворених хвильовими процесами
10. Особливості берегів, утворених ендегенними та екзогенними процесами на суходолі
11. Форми рельєфу берегів, утворених нехвильовими процесами
12. Особливості екзогенних процесів на дні океану
13. Морфоскульптури дна океану

1. Антропогенні зміни рельєфу

По відношенню до впливу людини, найбільш стійким природними компонентами є гірські породи із властивим їм рельєфом. Проте на Землі з'являється усе більше малих і навіть середніх форм рельєфу, створених людиною або обумовлених її діяльністю. Окрім того, багато природних форм рельєфу в більшій чи меншій мірі змінені людиною.

а) Антропогенний вплив на рельєф здавна проявляється у сільськогосподарській діяльності. Розорювання земель обумовлює водну ерозію та дефляцію, унаслідок чого поверхня знижується. Так, у 60 – 70 рр. 20 століття в США кожні 7 років змивалося по 1см ґрунту за рік. Крім того, розорюванням обумовлюється розвиток лінійної ерозії (людина ніби натискає на спусковий гачок природних процесів).

Дефляцією у 30-і рр. на Великих рівнинах США і Канади було видуто від 5 до 25см верхнього шару ґрунту. При зрошенні відбувається просадка лесових ґрунтів (1,5 – 3,0м), їх сповзання по схилу.

б) антропогенні зміни в рельєфі у зв'язку з будівництвом міст, промислових підприємств:

➤ Вирівнювання рельєфу (зрізання пагорбів, уступів, височин та засипання ярів, балок, улоговин, знижень). Унаслідок цього рельєф може знижуватися до 50м і більше.

➤ Нецілеспрямоване вирівнювання за рахунок накопичення залишків минулої діяльності людини. Будівельне і господарське сміття, попіл, дорожній

матеріал тощо утворюють так званий культурний шар. Його товщина досягає 44м у Києві і 25м у Лондоні.

➤ Підняття рівня поверхні при засипанні природних низин, перш за все заболочених. При будівництві Центрального стадіону в Лужниках у Москві заплава річки Москва піднята на 5м. Лівобережні масиви у Києві, Сумах, Полтаві споруджувались на намитих заплавах землях. За рахунок засипання мілководних частин морів розширена площа низки прибережних міст (Санкт-Петербург, Токіо).

➤ Активізація зсувів при піднятті рівня ґрунтових вод за рахунок просочування із водогону, каналізації, тепломережі, поливу зелених насаджень.

➤ Активізація карстових процесів за рахунок додаткового надходження води, а також підвищення її розчинної здатності при збільшенні вмісту активних речовин, а також унаслідок зняття покривного шару над розчинними породами. Біля річки Москви утворилися 24 карстових лійки, глибиною до 8метрів. Частина будинків внаслідок цього була зруйнована.

➤ Осідання поверхні міст під впливом додаткового навантаження ваги великих будівель.

в) Антропогенні зміни внаслідок видобутку корисних копалин:

➤ Утворення техногенних форм рельєфу.

➤ Внаслідок відкачування води знижується рівень ґрунтових вод, пересихають колодязі, виснажуються водозабірні свердловини, пересихають струмки і невеликі ріки.

➤ Пил накопичується у ґрунтах, знижуючи їх родючість.

➤ Просідання і деформація земної поверхні.

г) При спорудженні транспортних шляхів:

➤ Затримується та концентрується схилів стік, виникають промоїни та яри.

➤ Унаслідок накопичення води у придорожніх канавах перезволожуються ґрунти, активізуються зсуви (наприклад, руйнування доріг у Криму).

д) При створенні водосховищ:

➤ Розмиваються, обрушуються і відступають береги. У Братського водосховища вони відступили на 700м за 4 роки. Також активізуються зсуви та яри.

е) у результаті воєнних дій та підготовки до війни:

➤ Утворюється белігеративний рельєф.

2. Рельєф, обумовлений сільськогосподарською діяльністю

Виділяють такі форми антропогенного рельєфу, котрі утворилися внаслідок сільськогосподарської діяльності :

➤ **Польдери** – намиті та насипні рівнинні ділянки, створені людиною на місці мілководних морів та відділені від моря греблями й дамбами (40 % території Нідерландів, Калінінградська область, Паданська рівнина в Італії (1000км²), на японських островах). На цих землях вирощують рис, конюшину, овочі.

1 лютого 1953 року внаслідок циклону морська вода прорвала греблю у Нідерландах і проникла на 65км. Загибло 1800 чоловік, ґрунти були знесені, будівлі зруйновані.

➤ **Терасовані схили.** Древні форми рельєфу в Індії, Шрі-Ланці, Китаї, Японії, острові Ява, у Південній Америці, на Кавказі, у Молдові, Криму тощо. Ці схили виглядають як східці висотою сотні метрів.

➤ **Зрошувальні системи:** канали, вали, дамби, греблі у басейні Євфрату, на територіях Єгипту, Індії, Китаю та Середньої Азії.

➤ Осушувальні системи, зокрема дренажні канали.

3. Рельєф, створений при будівництві

Виділяють такі форми рельєфу, що утворилися при житловому та промислового будівництві:

➤ Рівнинні ділянки, зокрема намівні та насипні.

➤ «Чаші осідання».

➤ «Рельєфоїди» - рельєфоподібні штучні форми, створені діяльністю людини (житлові будинки, промислові споруди). Багато із них за розмірами та об'ємом не поступаються крупним природнім формам рельєфу. Так, висота найвищого хмарочоса у Нью-Йорку 412м, у Чикаго – 422м, а для порівняння висота Середньоросійської височини – до 290м.

4. Рельєф, сформований унаслідок видобутку корисних копалин

Виділяють такі форми рельєфу, котрі утворилися при розробці родовищ корисних копалин:

➤ Унаслідок відкритих розробок: **кар'єри , траншеї, канали, відвали.** Крупні кар'єри – на поверхні їх розміри - 2км ширини на 3,6км довжини, глибиною до 1км і більше. Відвали являють собою пагорби, бугри, конуси, гряди й зниження між ними. На місці вироблених каменоломень формується специфічний рельєф белендів – скупчення днищ кар'єрів, провалів, останців, відвалів.

Підземний видобуток створює інші форми рельєфу:

➤ **Терикони** – конусоподібні високі насипи із пустої породи поблизу шахт (висота від 60 -100м до 800м).

➤ **Шахти, підземні камери і галереї.** Утворюються при розробці вапняків, доломітів, солі, гіпсу.

➤ **Провали, «чаші осідання», тріщини.**

5. Рельєф, створений при спорудженні транспортних шляхів

Виділяють такі форми рельєфу, створені при спорудженні транспортних шляхів:

➤ **Насипи автомобільних і залізничних доріг.** Їх протяжність у країнах СНД – 200 000км, у США - 300 000км.

➤ Глибокі **виїмки**, що виникають у процесі експлуатації доріг. Так, на Лесовому плато в Китаї за багато сотень років на місці ґрунтових доріг сформувалися глибокі траншеї (глибиною десятки метрів), котрі утворювали складний лабіринт. Тому для орієнтації винайшли та використовували компас.

➤ Заглиблення – **судноплавні канали.** Наприклад, Великий канал у Китаї споруджено 700 років тому , його довжина 1800км. Каракумський канал використовують для судноплавства – ширина 50 – 100км при довжині 1000км. Суецький канал – глибина 13м, довжина – 161км.

6. Рельєф, обумовлений воєнними діями та підготовкою до війни

Виділяють такі форми антропогенного рельєфу, створені у результаті воєнних дій або підготовки до війни:

➤ **Земляні оборонні вали** (у степах України і Росії протягуються на тисячі км, висотою до 16м).

➤ **Траншеї.**

➤ **Окопи.**

➤ **Бліндажі.**

➤ **Протитанкові рови.**

➤ **Воронки від вибухів бомб і снарядів.** На території В'єтнаму утворилися воронки у кількості 21млн штук від авіабомб та 229млн штук – від снарядів. Їх розміри - діаметр до 6 – 115м, глибиною - до 9м. Один із випробувальних ядерних вибухів в США викликав утворення заглибини діаметром 400м і глибиною до 100м.

Отже, діяльність людини призводить до :

1. Утворення нових форм рельєфу (як знижень, так і підвищень).

2. Змін природних форм рельєфу (зокрема, зміни висоти й стрімкості схилів, посилення чи послаблення рельєфотвірних процесів).

Кількість антропогенних форм рельєфу зростає у зв'язку зі збільшенням масштабу людського впливу на природу. Сучасна діяльність людей, пов'язана з видобутком корисних копалин і будівництвом, переважає ерозійну діяльність усіх річок світу. Світові обсяги гірських порід, котрі щорічно переміщуються людиною у виробничих процесах, у багато разів перевищують об'єми усіх обвалів та зсувів у світі. Усе це підтверджує слова Вернадського В.І., котрий назвав людину великою геологічною силою.

7. Берегова зона та рельєфотвірні процеси в ній

Береговий рельєф формується в береговій смузі (зоні) – області сучасної взаємодії води й суходолу. У формуванні берегового рельєфу беруть участь як хвильові процеси, так і нехвильові (припливно-відпливні течії, акумуляція річкових відкладів, схиліві процеси, діяльність організмів, хімічний вплив води на гірські породи берегів (карст), термокарст, тощо.

Головна роль належить хвильовим процесам. Згадайте, яку величезну енергію мають хвилі. Вони руйнують гірські породи силою гідравлічного власного удару та удару уламків гірських порід, які несуть хвилі. Руйнівна діяльність хвиль називається абразією. Продукти руйнування переносяться і акумулюються.

Тип морфоскульптури берегового рельєфу у залежності від характеру рельєфотвірних процесів та історії розвитку поділяється на три підтипи. Перший підтип: рельєф берегів, утворений ендегенними та екзогенними процесами на суходолі; другий підтип: береговий рельєф, утворений хвильовими процесами; третій підтип: береги, утворені нехвильовими процесами. Серед берегів, утворених хвильовими процесами виділяють глибокі та мілкі береги. Глибокі й мілкі береги мають різну будову, на них по-різному проявляються процеси рельєфоутворення та відповідна трансформація берегових форм рельєфу.

8. Морфогенетична класифікація берегів

У морфогентичній класифікації берегів виділяють три основних типи берегів:

А. Молоді береги, сформовані ендо- та екзогенними процесами та мало змінені морем.

Б. Береги сформовані під дією нехвильових процесів.

В. Береги, сформовані хвильовими процесами.

Кожен із указаних типів поділяється на підтипи. Так, молоді береги об'єднують первинно-рівні та первинно-розчленовані береги. Тип берегів, сформованих нехвильовими процесами, включає п'ять підтипів: потамогенні, припливні, денудаційні, органогенні та термоабразійні. Тип берегів, сформованих хвильовими процесами, як уже зазначалося раніше, поділяється на два підтипи: круті (або стрімкі) береги та мілкі береги.

Указані підтипи, у свою чергу, включають значну різноманітність видів та підвидів форм берегового рельєфу. Для молодих берегів критеріями для такого поділу є різноманітність екзогенних та ендегенних процесів рельєфоутворення та комбінації їх поєднань. Детальніша характеристика нижчих таксономічних одиниць класифікації буде даватися у наступних питаннях цієї лекції.

9. Форми рельєфу берегів, утворених хвильовими процесами

У глибокого берега – надводна частина крута і висока, а біля берега глибини швидко наростають. Форми рельєфу глибокого берега: *кліф* (стрімкий обривчастий берег), *пляж*, *хвилеприбійна ніша*, *абразійна тераса*, *аккумулятивна тераса*. Швидкість відступу кліфу дуже різна (до 35м на рік).

Пляж – неширока смуга берега, котра заливається водою під час припливів і штормів.

При незмінному рівні водної поверхні ширина абразійної тераси – кілька десятків метрів, тому що енергія хвиль гаситься на мілководній терасі(до глибини 200м). Якщо рівень води в океані змінюється, абразійна тераса може сягати у ширину кількох десятків кілометрів.

Мілкий берег у частині, ближчій до суходолу, характеризується перенесенням відкладів до останнього і навпаки. На кінцевій стадії розвитку мілкого берега формується профіль рівноваги. Після того, як сформувався профіль рівноваги, під впливом хвиль відбувається рух наносів уздовж берега внаслідок того, що хвилі підходять до берега під певним кутом, відмінним від прямого кута. У результаті такого вздовжберегового руху наносів формуються дуже динамічні форми рельєфу: ***галькові вздовжберегові потоки та піщані вздовжберегові потоки.***

Ширина галькових потоків становить 30 – 40м на надводному пляжі і 15 – 20м на підводному. Довжина вказаних потоків велика, наприклад, 180км від Туапсе до Піцундського мису. Піщані ж потоки – до 200м шириною. Найдовший з них проходить уздовж Атлантичного узбережжя США з півночі на південь від півострова Лабрадор до півострова Флорида й сягає довжини 3 000км.

При переміщенні наносів уздовж вигнутого берега хвиля мусить розвертатися, щоб підійти фронтом до цього берега. При цьому енергія хвилі

гаситься, а наноси, які вона несе, випадають на дно. Так утворюються **піщані коси**. Вони існують спочатку в підводному варіанті, а потім проявляються і вище рівня моря чи океану. Якщо коси ростуть з протилежних берегів затоки та з'єднуються між собою, то з'являється **пересип**. Ця форма відділяє від моря лагуну із солоною водою, котра фактично є озером специфічного походження.

Якщо біля прямих берегів близько розташовані острови, котрі знаходяться на шляху хвиль одного переважаючого напрямку, то утворюються **томболо** – перемички, що з'єднують острови з берегом.

Береговий бар – гравійний вал, котрий простягається паралельно берегу, а на зрілій стадії відділяє від моря лагуну. Береговий бар має до 20 – 30м ширини і до 10м висоти.

10. Особливості берегів, утворених ендегенними та екзогенними процесами на суходолі

А I. Первинно рівні береги – утворені скидами (прямолінійні). Представлені у таких районах як Кольський півострів, Червоне море, Південна Америка.

А II. Первинно-розчленовані береги:

1) *Тектонічні та ерозійно - тектонічні:*

а) *далматинські* – затоплені гори з паралельним до берега простяганням хребтів і міжгірних долин. Цей вид берегів вперше описаний на Адриатиці.

б) *риасові* – хребти йдуть перпендикулярно до берега і море вдається у міжгірні долини, утворюючи клиновидні затоки. Райони поширення: Іспанія, Корея, Південно-Східний Китай, Ірландія.

в) *лопастні* – затоплені гори зі складним тектонічним розчленуванням. Лопастні затоки і масивні півострови, характерні для Балканського півострова, Охотського моря.

2) *береги ерозійного розчленування:*

а) *лиманні* – при затопленні низької акумулятивної рівнини, розчленованої річками, балками, ярами. Дуже поширені на узбережжях Чорного моря.

3) *льодовиково-тектонічні та льодовиково-ерозійні береги:*

а) *фіордові* береги – довгі, вузькі, звивисті затоки зі крутими берегами. Поширені на узбережжях Північно Льодовитого океану, в Новій Зеландії.

б) *Шхерні* береги являють собою затоплений льодовиковий рельєф (баранячі лоби та кучеряві скелі). Поширення аналогічне фіордовим берегам.

4) *Еолові береги*. Являють собою затоплені форми піщаних пустель (бархани, дюни, грядові та бугристі піски). Характерні для Аральського моря, є на озері Балхаш.

5) *Береги вулканічного розчленування*. Характерні для Курильських островів, Камчатки тощо.

11. Береги , утворені нехвильовими процесами

Б. I. Потамогенні:

1. Дельтові,
2. Алювіальні рівнини.

Б. II. Припливні. Утворюються внаслідок накопичення відкладів.

1. Ватти (осушка) заливаються водою регулярно.

2. Марші (ланди) майже не заливаються водою. (Характерні для Голландії).

Б.III. Денудаційні

1. Обвальні-осипні

2. Зсувні

Б.IV. Органогенні.

1. Коралові

2. Фітогенні (підвищення берегів внаслідок накопичення наносів у мангрових заростях). Зустрічаються в Індійському океані, Червоному морі, Гвінейській і Мексиканській затоках.

Б.V. Термоабразійні. Утворюються у районах багаторічної мерзлоти під термічним впливом океанічної води.

12. Особливості екзогенних процесів на дні океану

Екзогенні процеси дна океану ще більше відрізняються від аналогічних процесів на суходолі, ніж ендегенні процеси. На суходолі поверхня літосфери знаходиться у постійному контакті з атмосферою, яка має дуже мінливі характеристики. Основний результат екзогенних процесів на суходолі унаслідок гіпергенезу й денудації (тобто руйнування) – зниження рельєфу.

В океані контакт гірських порід дна відбувається з дуже мало змінними водами, тому значення екзогенних процесів на дні океану набагато менше, ніж на суходолі. Основним екзогенним процесом є акумуляція - накопичення на дні океану осадових порід

а) Акумуляція – найважливіший із екзогенних процесів рельєфоутворення. Дно океану – найнижчий гіпсометричний рівень на Землі. До нього надходять осадові породи різного походження (теригенні, органогенні, вулканічні, хемогенні і полігенні). 80% осадових порід океану теригенного походження – знесення із суходолу, розмив берегів, морена шельфових льодовиків і айсбергів. Механічний склад варіює від валунів до глин. Теригенні відклади розміщені в основному поблизу материків. Органогенні відклади зосереджені на шельфі. Глибоко на дні – червона глина, котра вкриває ложе океану. Вона за походженням полігенна. Акумуляція відкладів спрямована на вирівнювання: зниження заповнюються, схили виположуються. Потужність донних відкладів сягає до 1,5 – 2км у межах ложа океанів. Найбільша ж їх товщина на материковому підніжжі – до 5 000м.

б) Рух океанічних вод – вітрові хвилі до глибин 150 – 200м, поверхневі течії – до глибин 1500 – 2400м, придонні течії, внутрішні хвилі, суспензійні потоки (під впливом гравітації).

в) Біогенний чинник – утворення коралових рифів. Поширення коралових споруд в екваторіальних, субекваторіальних та тропічних широтах у водах з морською солоністю. Навпроти гирл великих річок, де води опріснені, коралові споруди перериваються.

13. Морфоскульптури дна океану

Результатом дії екзогенного процесу акумуляції є різноманітні рівнини на дні океану: плоскі та хвилясті рівнини материкового підніжжя, абісальні та гіперабісальні рівнини ложа океану. Згадайте, що характер поверхні цих рівнин залежить від потужності осадових відкладів. При значній товщині осадового

шару формуються плоскі та слабохвилясті рівнини, при малій потужності відкладів утворюються сильно- та середньохвилясті й горбисті рівнини.

Для шельфу характерні затоплені форми рельєфу суходолу. Так, на шельфі полярних та субполярних широт часто зустрічаються трогові жолоби, у межах яких утворилися замкнені улоговини, подібні до озерних. Вершини деяких затоплених баранячих лобів, моренних пагорбів та шхер піднімаються майже до рівня води й утворюють обмілини, котрі називаються банками. Для інших широт характерний переважно флювіальний рельєф, насамперед, річкові долини. У тропічних широтах на західних узбережжях на шельфі поширені затоплені форми еолового рельєфу.

На материковому схилі зустрічаються ерозійні лощини, утворені суспензійними потоками. Гравітаційні процеси формують тут зсуви та опливини. Для материкового підніжжя характерні конуси виносу придонних течій та суспензійних потоків. Діяльність коралових поліпів на шельфі теплих морів повсякчас нарощує коралові рифи.

Лекція 7. Теоретико-методичні основи палеогеографічних досліджень

План

1. Чинники та періодичність динаміки клімату
2. Свідчення змін клімату
3. Коротка історія сучасних змін клімату Землі
4. Відмінність понять динаміка та розвиток географічної оболонки
5. Основні етапи розвитку географічної оболонки
6. Інтегральна спрямованість розвитку географічної оболонки
7. Коротка історія розвитку географічної оболонки

1. Чинники та періодичність динаміки клімату

Існують *гіпотези, які пояснюють зміни клімату впливом космічних, астрономічних та геологічних факторів.*

Серед космічних факторів називають коливання сонячної сталої внаслідок безпосередніх змін інтенсивності та спектрального складу сонячного випромінювання, пов'язаних зі змінами у самому Сонці, а також із тим, що Сонячна система на своєму шляху в космічному просторі потрапляла в більш або менш прозорі ділянки.

Астрономічні чинники лежать в основі гіпотез, які пояснюють коливання клімату змінами деяких астрономічних положень Землі.

Наприклад, нахил площини земного екватора до площини земної орбіти змінюється від 22° до $24,5^\circ$ з періодичністю близько 40 000 років.

*Земна орбіта має форму еліпса, в одному з фокусів якого міститься Сонце. Співвідношення фокусної відстані та великої осі, тобто, *ексцентриситет земної орбіти* змінюється від 0,017 до 0,068 з періодом приблизно в 92 000 років. Із зменшенням ексцентриситету орбіта стає близькою до кола, а відстань до Сонця взимку і влітку змінюється.*

Третій астрономічний чинник – це зміни положення точки весняного рівнодення на орбіті у зв'язку з переміщенням (прецесією) земної осі, яке від-

бувається з періодичністю приблизно 26 000 років, що спричинює коливання кількості сонячної радіації за окремі сезони року.

Циклічність перелічених чинників призводить до протилежної дії кожного з них або до підсилення одного фактора іншими. Більшість дослідників основною причиною змін клімату вважають *геологічний чинник*, тобто зміни характеру земної поверхні: розподіл суходолу та моря, зміну абсолютної висоти над рівнем моря, берегової лінії, рельєфу, рослинного покриву.

В одній із гіпотез причину змін клімату пояснюють *переміщенням полюсів Землі*, в інших – *рухом літосферних плит і материків*. Материки перебували то біля полюса, то в теплих широтах біля екватора. Ця гіпотеза дає змогу пояснити такі явища, як наявність решток тропічних рослин в полярних і субполярних широтах та існування полярного клімату в тропіках. Стає зрозумілим, що кам'яне вугілля з рештками рослин вологого тропічного клімату на архіпелазі Шпіцберген не могло утворитися за умов перманентного арктичного клімату і полярної ночі, а лише тоді, коли цей архіпелаг перебував у теплих широтах, значно віддалених від полюса.

Існують гіпотези, які пояснюють коливання клімату *змінами газового складу атмосфери*, особливо кількості вуглекислого газу, який пропускає короткохвильову сонячну радіацію до земної поверхні, а затримує і поглинає довгохвильове теплове випромінювання Землі, що сприяє підвищенню температури земної поверхні. За деякими гіпотезами вважають, що ймовірними факторами змін клімату були періоди *посилення вулканічної діяльності*, унаслідок чого зменшувалася прозорість атмосфери, але водночас зменшувалось і ефективно випромінювання.

2. Свідчення змін клімату

Природа Землі перебуває в процесі безперервних змін і розвитку. Зміни клімату відбуваються в тісному взаємозв'язку і взаємодії з іншими компонентами географічної оболонки. Показниками змін клімату в минулому є викопні флора і фауна, пилок доісторичних рослин, ознаки процесів вивітрювання і нагромадження осадових відкладів, розподіл суші й моря в різні геологічні епохи, рельєф тощо. Питання про клімат минулого розглядаються в історичній геології та палеонтології, а тут ми наведемо лише деякі відомості, пов'язані з кліматологією.

Геологічні дані свідчать про дуже глибокі *зміни клімату Землі*: протягом сотень мільйонів років докорінно змінювалося взаємне розміщення суходолу та океану, змінювалися рельєф, океанічні течії, вулканічна діяльність, склад атмосфери і вплив Космосу.

Вивчаючи палеоклімат, керуються *принципом актуалізму*, який полягає в тому, що в минулому існували такі ж зв'язки між флорою, фауною, вивітрюванням, ґрунтоутворенням та атмосферними явищами, які існують і тепер.

Наприклад, коралові рифи утворюються в мілководних тропічних морях, тому наявність потужних пластів морських вапняків і коралових рифів в шарах кембрію Центральної Європи свідчить про більш теплий клімат, який існував тоді в цих широтах. Про теплий клімат у минулому свідчать сучасні горизонти

бурого вугілля в Європі, у яких трапляються рештки теплолюбних пальм, а також родовища кам'яного вугілля, знайдені в Антарктиді. Ознаками теплого клімату в минулому є також величезні розміри викопних видів плазунів.

Про *холодний клімат* свідчить незначне хімічне вивітрювання з великою кількістю уламкового матеріалу у відкладах. Моренні відклади, викопні льоди, а також відповідні флора і фауна є показниками ландшафтів, пов'язаних зі зледенінням.

Із *сухими періодами* пов'язані відклади солей, особливо коли клімат був жарким. Родовища викопних солей на Землі змінюють положення протягом геологічних періодів. Явища пустельного вивітрювання, переносу пісків, дюноутворення можна простежити в геологічних шарах. Сухі періоди визначаються також за рештками ксероморфної рослинності й степових тварин.

Для *вологого клімату* характерні такі ознаки, як інтенсивне хімічне вивітрювання та його продукти (каолін, залізні, марганцеві та бокситові руди), а також формування торфу, кам'яного вугілля, рештки буйної деревної рослинності.

3. Коротка історія сучасних змін клімату Землі

Учені роблять спроби реконструкції типів клімату минулого. Найбільше даних зібрано про зміну типів *клімату антропогенного періоду* (плейстоцену), а про більш давні геологічні епохи існують відомості загального характеру. Протягом останнього мільярда років клімат Землі в помірних і високих широтах був в основному теплішим, льоди протягом переважної частини цього періоду були відсутні, кліматична зональність не була виражена так чітко, як нині, тропічна флора була поширена до високих широт. На фоні цього теплого клімату неодноразово відбувалися похолодання протягом кількох сот тисяч або мільйонів років. У ці періоди кліматична зональність ускладнювалась, посилювалися контрасти між високими полярними і тропічними широтами. Останнім таким холодним періодом був антропогеновий, під час якого льодовикові епохи змінювалися міжльодовиковими. Від початку першого антропогенного зледеніння минуло 600-700 тисяч років, а останнє закінчилось 10-12 тисяч років тому.

У післяльодовиковий період, за останніх 11 000 років теж відбувалися зміни клімату. Спочатку клімат пом'якшав, що сприяло поширенню лісів, потім настав *кліматичний оптимум*, коли широколистяні ліси досягали максимального поширення в межах лісової та лісостепової зон. У лісах Східноєвропейської рівнини в цей час панували дуб, ліщина і в'яз. Середні річні температури повітря під час кліматичного оптимуму були майже на 3 °С вищими, ніж сучасні. Після цього знову почалося похолодання з коливаннями зволоження і збільшенням ступеня континентальності клімату.

У період існування первісної людини до природних доказів про зміни клімату (наступ і відступ льодовиків, утворення торфовищ, зміни стану озер і річок, нагромадження стрічкових глин в озерах, зміна товщини річних кілець деревини) приєднуються археологічні дані про умови життя і діяльність людини. Крім того, фольклорні та літературні пам'ятки, особливо літописи, містять описи різних явищ погоди і клімату, стану рік, різних природних проце-

сів. За останні 100-200 років проведені метеорологічні спостереження за допомогою приладів. Встановлено, що протягом останніх 5000 років сухий і теплий клімат кілька разів змінювався на вологий і прохолодний з періодичністю 800-900 років (повний цикл близько 1700 років). Ці зміни пов'язують із циклічними змінами припливоутворюючих сил між Землею, Місяцем і Сонцем.

За археологічними та історичними даними, у XI-XIII ст. клімат Європи був м'якшим і сухішим, ніж сучасний, льодовики займали найменшу площу, у Гренландії було розвинуто скотарство. У XV-XVI ст. почалося похолодання. У XVII-XIX ст. клімат був холодним і вологим, льодовики наступали. У 50-х роках XIX ст. почалося сучасне потепління клімату на більшій частині земної кулі. Свого максимуму потепління досягло у 1930-1939 рр. Середньорічні температури в Східній Європі підвищилися за період з 1881-го по 1995 рік на кілька десятих градуса, а в Петербурзі – на 1,1 °С, зменшилася також континентальність. У Західній Європі середня температура зимових місяців зросла на 2,6 °С з кінця XIX ст. до 1920 року. В Арктиці відзначено зростання середньорічної температури за цей же період на 2 °С, а в Гренландії – більш як на 3 °С. Сучасне потепління супроводжується істотними змінами: зменшилися площі зледеніння, з'явилися теплолюбні риби в Баренцовому та Карському морях, почалося падіння рівня Каспійського моря, рівень якого з 1930-го по 1976-й рік знизився на 2 м внаслідок зменшення кількості опадів у басейні Волги. Проте, за період з 1980-го по 2004-й роки рівень Каспію знову піднявся більш як на 1 м.

Ми живемо в *міжльодовиковий період*, хоча великі площі Землі в полярних широтах перебувають під льодовиковим покривом.

4. Відмінність понять динаміка та розвиток географічної оболонки

Географічна оболонка ніколи не залишається застигло сталою. У ній завжди відбуваються зміни, які можна поділити на оборотні та необоротні. Оборотні зміни називаються *динамікою*. Динаміка зумовлена переважно зовнішніми чинниками і має ритмічний характер. По суті, мова йде про ритми різної тривалості (з періодом більше року). При цьому певний стан географічної оболонки у загальних рисах та якісних характеристиках повторюється.

Розвиток географічної оболонки виражається необоротними змінами. при таких змінах повернення до попереднього стану не відбувається, зміни йдуть в одну сторону, в одному напрямку. Необоротні зміни призводять до якісного перетворення географічної оболонки, появи в ній нових об'єктів та властивостей.

6. Основні етапи розвитку географічної оболонки

Остання пройшла довгий і складний шлях розвитку. Догеологічний етап розвитку Землі (4,6-4.0 млрд. років тому) — зародження тонкої земної кори, примітивної добіологічної атмосфери. Географічна оболонка тоді не існувала.

Сформована пізніше географічна оболонка Землі пройшла у своєму розвитку три якісно різних етапи: добіогенний, біогенний, антропогенний.

Добіогенний етап (4 млрд. — 570 млн. років тому) охоплює архейську, протерозойську ери. У цей період відбувалося нарощування й ускладнення

земної кори, утворилися протоплатформи і протогеосинклінали, гідросфера існувала з меншим за сучасний об'ємом води, оформився лише один із океанів — Тихий із солоною водою. У кінці протерозою в океані розвинулося багате життя. Але у цей період біота не грала визначальної ролі у географічній оболонці, ґрунтів не було, атмосфера містила мало кисню, озоновий екран був відсутній.

Біогенний етап (540 млн. — 40 тис. р. тому) включає палеозойську, мезозойську і майже усю кайнозойську ери, за винятком останніх 40 тис. років. Він характеризується інтенсивним розвитком та масовим поширенням біоти як у Світовому океані, так і на суходолі. Живі організми сформували кисневу атмосферу, за їх участю утворилися ґрунти, а води усіх об'єктів гідросфери набули сучасного хімічного та газового складу. Утворилися потужні товщі осадових гірських порід органічного походження.

Антропогенний етап (40 тис. р. назад — наш час). Хоча людина як біологічний вид з'явилася 2-3 млн. років тому, проте її вплив на природу довгий час залишався дуже обмеженим. Якісно новим такий вплив став у верхньому палеоліті, в розпалі останнього (вюрмського) зледеніння 38-40 тис. р. тому. Звідси бере початок антропогенний етап розвитку географічної оболонки. Він характеризується специфічним впливом на природу Землі за допомогою знарядь праці та наукових розробок, створенням величезної кількості штучних об'єктів, синтезованих речовин тощо.

7. Інтегральна спрямованість розвитку географічної оболонки

Головна закономірність розвитку — якісне перетворення складових (компонентів, геосфер, ПК тощо) шляхом переходу від більш простих систем до більш складних. Дуже яскраво такі спрямовані зміни проявилися в органічному світі. Упродовж геологічної історії йшла еволюція від найпростіших організмів до більш складних, яка завершилася появою людини.

Спрямовані зміни характерні також для земної кори і рельєфу. Упродовж геологічної історії збільшуються площі платформ, а площі геосинкліналей скорочуються. Зростає потужність осадової товщі і накопичення в ній біогенних порід, збільшується контрастність рельєфу — збільшується висота материків і глибина океанічних западин.

Географічна оболонка стає усе більш контрастною, різноманітною і складною.

зростає різноманітність геосистем, особливо на суходолі (Згадайте формування природної зональності від примітивно пустельних ландшафтів через широкий спектр до лісових ландшафтів).

Джерелами розвитку географічної оболонки є не зовнішні чинники (значимі для ритмічної динаміки). Сутність її розвитку визначається її власною організацією, зокрема складом із геокомпонентів. Їх утворення відбулося внаслідок гравітаційної та фізико-хімічної диференціації речовини Землі.

Послідуюча взаємодія геокомпонентів означала виникнення комплексної фізико-хімічної взаємодії. Після цього розвиток географічної оболонки визначався особливостями (закономірностями) її організації. На достатньо високому рівні організації географічної оболонки розвинулося життя. Воно

розвивається за власними законами, одночасно сприяючи розвитку геосистем і географічної оболонки в цілому. Отже, географічна оболонка має здатність до саморозвитку.

8. Коротка історія розвитку географічної оболонки

Земля утворилася біля 4,6 млрд. років тому. З цього часу протягом 600 млн. років послідовно формувалися первісні геосфери. Спочатку на поверхні остигаючої планети з'явилася тонка базальтова кора, яку назвали "місячною". Її рельєф, що створювався вулканічними процесами та бомбардуванням метеоритами, на Землі не зберігся. На Місяці подібний рельєф із слідами вулканічних вивержень — базальтовими "морями" (без води), вулканічними і метеоритними кратерами, можна спостерігати і зараз. Вулканічні виверження супроводжувалися виділенням газів із магми. гази утримувалися біля Землі силою земного тяжіння і утворили атмосферу, яка складалася із двоокису вуглецю, азоту, водяної пари, метану та інших газів. Кисню у первісній атмосфері не було.

Близько 4 млрд. років тому охолодження атмосфери до +15°C створило умови для конденсації водяної пари. Почалися інтенсивні зливи, які тривали дуже довго. Вода заповнювала нерівності земної поверхні — виникла первісна гідросфера. З утворення і взаємодії трьох геосфер (літосфери, атмосфери і гідросфери) почалася історія розвитку географічної оболонки. Геологічну історію Землі (географічної оболонки) поділяють на великі часові проміжки — ери, які в свою чергу складаються з періодів. З виникненням атмосфери і гідросфери почався процес фізичного та хімічного вивітрювання — утворення теригенних осадових порід, метаморфізація під потужним шаром осадових порід. Тоді утворювалися гнейси, глинисті сланці.

Уже в архейську еру почалося формування материкового і океанічного типів земної кори. На Землі існували значні масиви суходолу (древні материки) і великі водойми типу морів і океанів. З того часу загальний напрямок розвитку земної кори проявлявся у послідовному розростанні площі материків за рахунок скорочення кількості і розмірів океанічних ділянок поверхні планети. Уже тоді були виражені кліматичні пояси, які визначалися нерівномірним широтним розподілом сонячної енергії на земній поверхні. В атмосфері майже не було вільного кисню. Первинні форми життя, сліди яких знаходять у архейських породах віком понад 2 млрд. років, були анаеробними тобто такими, які можуть існувати без вільного кисню.

Кисень в атмосфері з'явився пізніше — як продукт життєдіяльності зелених рослин. Вони з'явилися і масово поширилися у протерозої. Збільшення вмісту вільного кисню дозволило органічному світу зробити новий крок у еволюції. З'явилися організми, що використовують кисень, — тварини. Живі організми поширилися на всю поверхню планети, виникла біосфера.

Розвиток біосфери відбувався у безпосередньому зв'язку з розвитком інших геосфер і географічної оболонки в цілому. У результаті життєдіяльності організмів у архей і протерозої відбулися корінні перетворення оболонок Землі. В атмосфері з'явився вільний кисень. Велика кількість вуглекислого газу була поглинута рослинами із атмосфери і гідросфери та законсервована у літосфері у

залежах кам'яного вугілля, вапняків, крейди тощо. Живі організми на суходолі брали активну участь у процесах вивітрювання гірських порід.

Упродовж палеозойської ери відбувалися неодноразові підняття та опускання земної кори. Внаслідок опускань площа материків зменшувалася, а площа водної поверхні збільшувалася, а при підняттях — навпаки. У зв'язку з неодноразовими змінами у розподілі суші та моря змінювався клімат Землі. Так, в кінці палеозою при зменшенні площі водної поверхні відбулося значне похолодання. Це, в свою чергу, обумовило найбільш велике в історії Землі гондванське зледеніння. Воно тривало 150 млн. років. Свою назву це зледеніння одержало від величезного древнього материка Гондвана, який в мезозої розколовся на сучасні материки південної півкулі. У часи зледеніння Гондвана була покрита льодовим панциром, потужність якого досягла 6 км.

На початку палеозою головною ареною життя було море. Утворення озонового екрану дозволило живим організмам заселити верхні шари океанічної води і вийти на сушу. Протягом палеозойської ери площа суші зростає, клімат став більш сухим. Зміни в “неживих” геосферах спричинили важливі події в органічному світі: 1) виникнення у кембрії наземної рослинності; 2) виникнення у ордовіку — силурі перших наземних тварин (примітивних скорпіонів і багатоніжок); 3) бурхливий розвиток рослинності на суходолі (хвощі, плаунові, папоротеподібні, голонасінні, деревна рослинність).

У результаті в атмосфері й далі зменшувався вміст вуглекислого газу і збільшувалася кількість кисню. Земна атмосфера за складом ще більше наблизилася до сучасної. У зв'язку з заселенням суходолу рослинами і мікроорганізмами у карбоні починають утворюватися ґрунти і формуватися природні зони (вологі ліси, примітивно-пустельні зони). У мезозої бурхливо розвиваються плазуни, з'являються птахи і квіткові рослини. Важливою подією стає формування природних зон степів і саван. У кінці мезозою гігантські плазуни — динозаври — вимерли. Учені припускають, що їх вимирання викликано зміною клімату. Він став більш сухим і холодним. Зникла рослинність, якою харчувалися трав'яні динозаври. Вимирання останніх привело до вимирання хижих динозаврів. У тваринному світі панування перейшло до ссавців.

У кайнозойську еру відбувалося інтенсивне підняття материків. Їх площа збільшувалася, а площа океанів зменшувалася. Відбувалося утворення великих гірських систем. Збільшення площі і висоти суходолу сприяло охолодженню (Згадайте, що суходіл відбиває більше сонячних променів, ніж океан). Тому в антропогені розвинулося потужне зледеніння, яке охопило простори полярних і помірних широт. Після танення льодовиків на їх місці поступово сформувалися зони тундри і тайги. До такої різноманітності природних умов на суші найкраще змогли пристосуватися квіткові рослини і ссавці, які панують в органічному світі кайнозою до теперішніх часів. В антропогені на Землі з'явилася людина.