

**Факультет техногенно-екологічної безпеки
Національного університету цивільного захисту України**

Кафедра охорони праці та техногенно-екологічної безпеки

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

Текст лекцій

Харків 2017

Підготовлено до друку за рішенням
Вченої ради факультету техногенно-
екологічної безпеки, Протокол засідання
№ 5 від 26 грудня 2016 р.

Укладач: Є.О. Варивода

Рецензенти: доктор технічних наук, професор І.Г. Черваньов, професор
кафедри фізичної географії та картографії Харківського
національного університету імені В.Н. Каразіна;

кандидат географічних наук, доцент К.М. Карпець, старший
науковий співробітник відділу організації науково-дослідної
роботи НУЦЗ України.

Геологія з основами геоморфології: текст лекцій / Укладач: Є.О.
Варивода. – НУЦЗУ, 2017. – 120 с.

Текст лекцій призначений для підготовки фахівців освітнього рівня
«бакалавр» галузі знань 0401 «Природничі науки», за спеціальністю 101
«Екологія» спеціалізацією «екологічна безпека».

Текст лекцій «Геологія з основами геоморфології» розкриває питання
щодо особливостей з геологічної будови, тектонічної структури та рельєфу
Землі для розуміння причин їх впливу на екологічний стан навколишнього
середовища, а також сприяє отриманню знань щодо еколого-геологічних
умов середовища життєдіяльності, розвиненню самостійного мислення у
відповідних питаннях та здібностей до формування суспільно-корисного
світогляду у цій галузі.

ЗМІСТ

	стр
Передмова	6
Розділ 1. Загальні відомості про Землю, Земну кору та процеси внутрішньої геодинаміки	8
Лекція № 1. ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ ЯК НАВЧАЛЬНА ДИСЦИПЛІНА: ОБ'ЄКТ, ЗАВДАННЯ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ	8
1.1 Визначення геології як науки, її об'єкту та завдання.....	8
1.2 Основні геологічні дисципліни та напрямки їх досліджень.....	9
1.3 Методи досліджень в геології.....	11
1.4 Геоморфологія як наука, її об'єкт та завдання.....	12
1.5 Основні напрямки і методи геоморфологічних досліджень.....	13
1.6 Значення геології і геоморфології в практичній діяльності людини.....	16
1.7 Загальні відомості з історії виникнення і розвитку наук.....	16
Завдання на самопідготовку.....	18
Питання для самоконтролю.....	18
Лекція № 2. Земля, її форма, розмір, внутрішня будова та вік.....	19
2.1 Форма й розміри Землі.....	19
2.2 Внутрішня будова Землі.....	20
2.3 Вік Землі та її геологічних об'єктів	23
2.4 Відносний вік геологічних об'єктів та методи його визначення..	25
2.5 Абсолютний вік геологічних об'єктів та методи його визначення.....	27
Завдання на самопідготовку.....	28
Питання для самоконтролю.....	28
Лекція № 3. Основні структурні елементи земної кори.....	28
3.1 Платформи.....	29
3.2 Геосинкліналі.....	32
3.3 Епіплатформні орогенні пояси.....	34
3.4 Процеси, що формують рельєф Світового Океану.....	34
3.5 Основні типи рельєфу дна Світового Океану.....	38
3.6 Закономірності розміщення форм рельєфу дна Світового Океану.....	43
Завдання на самопідготовку.....	44
Питання для самоконтролю.....	45
Лекція № 4. Екологічна геологія.....	45
4.1 Екологічна геологія як наука.....	45
4.2 Базові поняття екологічної геології.....	47
4.3 Структура екологічної геології як науки.....	52

	стр
Завдання на самопідготовку.....	55
Питання для самоконтролю.....	55
Розділ 2. Екзогенні процеси – процеси зовнішньої геодинаміки та їх роль у рельєфоутворенні	56
Лекція 5. Відомості щодо основних форм та елементів форм рельєфу. Морфографія та морфометрія рельєфу	56
5.1 Відомості щодо основних форм й елементів рельєфу	56
5.2 Класифікація форм рельєфу за розмірами.....	57
5.3 Морфографія й морфометрія рельєфу	58
5.4 Поняття про генезис рельєфу	60
5.5 Поняття про вік рельєфу.....	63
Завдання на самопідготовку.....	65
Питання для самоконтролю.....	66
Лекція 6. Екзогенні процеси. Вивітрювання.....	66
6.1 Загальні поняття про екзогенні процеси.....	67
6.2 Визначення процесу вивітрювання.....	68
6.3 Фізичне вивітрювання.....	68
6.4 Хімічне вивітрювання.....	69
6.5 Біологічне вивітрювання.....	70
6.6 Кори вивітрювання.....	71
Завдання на самопідготовку.....	71
Питання для самоконтролю.....	71
Лекція № 7. Гравітаційне переміщення.....	72
7.1 Процеси та умови гравітаційного переміщення.....	72
7.2 Класифікація схилів.....	73
7.3 Схилі процеси і рельєф схилів.....	75
7.4 Розвиток схилів.....	78
Завдання на самопідготовку.....	79
Питання для самоконтролю.....	79
Лекція № 8. Геолого-геоморфологічна діяльність поверхневих текучих вод.....	80
8.1 Флювіальні форми рельєфу.....	80
8.2 Характеристика річкових долин.....	82
8.3 Утворення алювію та його характеристика.....	83
8.4 Типи надзаплавних терас.....	84
Завдання на самопідготовку.....	86
Питання для самоконтролю.....	86
Лекція № 9. Форми карстового, льодовикового та водно-льодовикового рельєфу.....	86
9.1 Карст, умови його розвитку та значення для утворення рельєфу...	87
9.2 Діяльність льодовиків, форми льодовикового рельєфу.....	89
9.3 Водно-льодовикові відклади та форми рельєфу.....	93

	стр
Завдання на самопідготовку.....	94
Питання для самоконтролю.....	94
Лекція № 10. Екологічна геоморфологія.....	94
10.1 Теоретичні засади екологічної геоморфології та еколого-геоморфологічні проблеми.....	95
10.2 Роль рельєфу земної поверхні у житті людини.....	97
10.3 Геоморфологічні ризики і кризові еколого-геоморфологічні ситуації.....	98
Завдання на самопідготовку.....	100
Питання для самоконтролю.....	100
<i>Розділ 3. Геологічна історія земної кори. Тектонічні гіпотези формування рельєфу Землі</i>	102
Лекція № 11. Геологічна історія земної кори.....	102
11.1 Доархейський етап.....	102
11.2 Архейський етап і зелено-камяні пояси	103
11.3 Протерозойський етап.....	103
11.4 Палеозойський етап.....	105
11.5 Мезозойсько-кайнозойський етап.....	105
Завдання на самопідготовку.....	106
Питання для самоконтролю.....	106
Лекція № 12. Тектонічні гіпотези формування і розвитку Землі ...	107
12.1 Гіпотеза кратерів підймання.....	107
12.2 Гіпотеза контракції.....	108
12.3 Пульсаційна гіпотеза.....	108
12.4 Гіпотеза дрейфу материків.....	109
12.5 Концепція глибинної диференціації речовини.....	110
12.6 Гіпотеза спредінга.....	111
12.7 Тектоніка літосферних плит.....	112
Завдання на самопідготовку.....	115
Питання для самоконтролю.....	115
Література.....	117

ПЕРЕДМОВА

Геологія з основами геоморфології – є обов'язковою дисципліною циклу професійно-орієнтованої підготовки фахівців освітнього рівня «бакалавр» галузі знань 0401 «Природничі науки», за спеціальністю 101 «Екологія», спеціалізацією «екологічна безпека».

Мета тексту: формування базових знань про геолого-геоморфологічне середовище та його взаємодію з іншими складовими біосфери Землі.

Завдання тексту:

- ознайомити слухачів з термінологічним апаратом курсу геологія з основами геоморфології;
- ознайомити з загальними відомостями про геолого-геоморфологічні процеси і явища;
- сформувати первинні знання щодо впливу геолого-геоморфологічних процесів на стан навколишнього середовища та безпеку життєдіяльності людини;
- сформувати систему знань та вмінь щодо основних методів аналізу та прогнозу геолого-геоморфологічних процесів і явищ;
- ознайомити слухачів з характеристиками сучасного стану геолого-геоморфологічного середовища в межах України.

У результаті вивчення дисципліни слухачі повинні:

знати:

- основні термінологічні поняття з дисципліни;
- основні поняття про будову, склад і вік Землі та земної кори;
- провідні ендегенні та екзогенні процеси;
- закономірності формування рельєфу земної поверхні;
- шкідливі і небезпечні чинники, що впливають на якість навколишнього середовища в результаті дії геолого-геоморфологічних процесів;
- засоби охорони геологічного середовища від негативного антропогенного впливу;
- передумови виникнення надзвичайних геолого-геоморфологічних ситуацій;
- основні методичні рекомендації та інструкції щодо проведення спостережень за небезпечними геодинамічними процесами;
- засоби попередження та захисту від негативної дії геолого-геоморфологічних процесів.

вміти:

- класифікувати типи і форми рельєфу;
- проводити морфометричну та морфографічну характеристику рельєфу;
- виконувати якісний аналіз впливу геолого-геоморфологічних процесів на стан навколишнього середовища і безпеку життєдіяльності людини;
- мати навички користування картографічними творами для аналізу земної поверхні;
- аналізувати сучасний стан та негативні тенденції геологічного середовища;
- здійснювати прогнозування можливостей виникнення небезпечних процесів (явищ) для прийняття управлінських рішень;
- аналізувати геолого-геоморфологічні дані території для оцінювання потенціалу виникнення небезпечних геологічних процесів та явищ;
- розробляти рекомендації з покращення стану навколишнього середовища на основі аналізу геолого-геоморфологічних даних;
- проводити спостереження за небезпечними геодинамічними процесами.

Слухачі повинні оволодіти наступними **загальними (ключовими) програмними компетентностями**: мати базові знання в галузі інформатики й сучасних інформаційних технологій, навички використання програмних засобів і навички роботи в комп'ютерних мережах, уміння створювати бази даних і використовувати інтернет-ресурси; демонструвати володіння професійно профільованими знаннями і практичними навичками в загальній геології, геоморфології, теоретичній і практичній географії, загальному ґрунтознавстві та використанні їх в області екологічної безпеки, та **професійними програмними компетентностями**: володіти методами відбору проб і проведення хіміко-аналітичного аналізу викидів в навколишнє середовище, геохімічних досліджень, обробки, аналізу і синтезу виробничої, польової і лабораторної інформації, методами складання екологічних і техногенних карт, збору, обробки, систематизації, аналізу інформації, формування баз даних забруднення навколишнього середовища, методами оцінки впливу на навколишнє середовище; вміти виявляти джерела, види і масштаби техногенного впливу; використовувати знання наук про Землю (метеорології і кліматології, гідрології, ґрунтознавства, геології з основами геоморфології) для дослідження явищ та процесів, що відбуваються в природному середовищі.

РОЗДІЛ 1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ, ЗЕМНУ КОРУ ТА ПРОЦЕСИ ВНУТРІШНЬОЇ ГЕОДИНАМІКИ

ЛЕКЦІЯ 1. ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ ЯК НАВЧАЛЬНА ДИСЦИПЛІНА: ОБ'ЄКТ, ЗАВДАННЯ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

План

- 1.1 Визначення геології як науки, її об'єкту та завдання
 - 1.2 Основні геологічні дисципліни та напрямки їх досліджень
 - 1.3 Методи досліджень в геології
 - 1.4 Геоморфологія як наука, її об'єкт та завдання
 - 1.5 Основні напрямки геоморфологічних досліджень
 - 1.6 Методи досліджень в геоморфології
 - 1.7 Значення геології і геоморфології в практичній діяльності людини
 - 1.8 Загальні відомості з історії виникнення і розвитку наук
- Завдання на самопідготовку
- Питання для самоконтролю

1.1 Визначення геології як науки, її об'єкту та завдання

Геологія і геоморфологія – це комплексні науки про склад, будову, походження і розвиток форм поверхні Землі і її внутрішніх геосфер, а також про розміщення у земній корі корисних копалин.

Геологія (з грец. «гео» – земля, «логос» – вчення) – одна з найважливіших наук про Землю. *Геологія* займається дослідженням складу, будови, історії розвитку Землі і процесів, що відбуваються в її надрах та на поверхні.

Земля складається з декількох оболонок, хімічний склад, фізичний стан й властивості яких різні. Об'єктом дослідження геології є *земна кора* (зовнішня тверда оболонка Землі).

Основними завданнями геології є:

- вивчення речовинного складу внутрішніх оболонок Землі;
- вивчення внутрішньої будови Землі;
- вивчення закономірностей розвитку земної кори;
- вивчення історії розвитку життя на Землі й ін.

При геологічних дослідженнях вивчаються, насамперед, верхні шари земної кори в природних оголеннях (виходах на поверхню Землі гірських порід з-під наносів) і в оголеннях штучних – гірських виробленнях (канавах, шахтах). Для дослідження глибинних частин земної кори використовуються геофізичні методи.

1.2 Основні геологічні дисципліни та напрямки їх досліджень

Сучасна геологія використовує найновітніші досягнення і методи математики, комп'ютерних наук, фізики, хімії, біології, географії. Значний прогрес в згаданих галузях призвів до виникнення та розвитку важливих суміжних наук про Землю.

Одним з декількох основних напрямків у геології є вивчення речовинного складу літосфери:

- *гірських порід* (природні агрегати однорідних або різних мінералів, утворених за певних геологічних умов у земній корі або на її поверхні),
- *мінералів* (природна хімічна сполука або окремий хімічний елемент кристалічної будови, що утворились внаслідок прояву геологічного процесу),
- *хімічних елементів* (тип атомів з однаковим зарядом атомних ядер і певною сукупністю властивостей).

Одні гірські породи утворюються з магматичного розплаву й називаються магматичними або виверженими (граніт, базальт, діабаз, інші – за рахунок зміни різних гірських порід під впливом температури й тиску називаються метаморфічними (мармур, кварцит, гнейс, сланець), треті – шляхом осадження й нагромадження в морських і континентальних умовах називаються осадовими (глина, вапняк, крейда).

Вивченням речовинного складу літосфери займається комплекс геологічних наук, що поєднуються часто за назвою геохімічного циклу. До нього відносяться:

- петрографія (грец. "петрос" – камінь, скеля, "графо" – пишу, описую) – наука, що вивчає магматичні й метаморфічні гірські породи, їхній склад, структуру, умови утворення, ступінь зміни під впливом різних факторів і закономірність розподілу в земній корі;
- літологія (грец. "літос" – камінь) – наука, що вивчає осадові гірські породи;
- мінералогія – наука, що вивчає мінерали;
- кристалографія й кристалохімія займаються вивченням кристалів і кристалічного стану мінералів;
- геохімія – узагальнююча синтезуюча наука про речовинний склад літосфери, що опирається на досягнення зазначених вище наук і вивчає історію хімічних елементів, закони їхнього розподілу й міграції в надрах Землі й на її поверхні.

Наступним напрямком геологічної науки є динамічна геологія, що вивчає різноманітні геологічні процеси, форми рельєфу земної поверхні, взаємовідношення різних за генезисом гірських порід, характер їхнього залягання й деформації.

Відомо, що в ході геологічного розвитку відбувалися багаторазові зміни складу, стану речовини, вигляду поверхні Землі й будови земної кори. Ці перетворення пов'язані з різними геологічними процесами і їхньою взаємодією. Серед них виділяються дві групи:

1) *ендогенні* (грец. "ендос" – усередині), або внутрішні, пов'язані з тепловим впливом Землі, напругами, що виникають у її надрах, із гравітаційною енергією і її нерівномірним розподілом;

2) *екзогенні* (грец. "екзос" – зовнішній), або зовнішні істотні зміни в поверхневій і приповерхній частинах земної кори. Ці зміни пов'язані із променистою енергією Сонця, силою ваги, безперервним переміщенням водних і повітряних мас, циркуляцією води на поверхні й усередині земної кори, з життєдіяльністю організмів і інших факторів.

Всі екзогенні процеси тісно пов'язані з ендегенними, що відбиває складність і єдність сил, що діють усередині Землі й на її поверхні.

В область динамічної геології входить:

- геотектоніка (грец. "тектос" – структура, будова) – наука, що вивчає структуру земної кори й літосфери і їхню еволюцію в часі й просторі. Окремі галузі геотектоніки становлять: структурна геологія, що займається формами залягання гірських порід; тектонофізика, що вивчає фізичні основи деформації гірських порід;

- сейсмологія (грец. "сеймос" – струс) – наука про землетруси;

- вулканологія, що займається сучасними вулканічними процесами.

- Історія геологічного розвитку земної кори й Землі в цілому є предметом вивчення історичної геології, до складу якої входить:

- стратиграфія (грец. "стратум" – шар), що займається послідовністю формування товщ гірських порід і розчленовуванням їх на різні підрозділи;

- палеогеографія (грец. "паляйос" – древній), що вивчає фізико-географічну обстановку на поверхні Землі в геологічному минулому. Головними в палеогеографії є осадові гірські породи та викопні організми. Палеотектоніка займається реконструкцією древніх структурних елементів земної кори. Розчленовування товщ гірських порід і встановлення відносного геологічного віку шарів неможливі без вивчення викопних органічних залишків, яким займається палеонтологія, тісно пов'язана як з біологією, так і з геологією;

- четвертинна геологія, яка вивчає історію розвитку Землі за останній період геологічного часу тривалістю близько 1,8 млн. років.

Регіональна геологія вивчає геологічну будову та історію розвитку великих областей Земної кулі. Окремим розділом є морська геологія із завданнями та методами дослідження рельєфу і структури морського дна та їхніх давніших та сучасних осадів (седиментологія).

1.3 Методи досліджень в геології

Методи геології включають як властиво геологічні, так і методи сполучених наук (грунтознавства, археології, гляціології, геоморфології). У числі головних методів можна назвати наступні:

- Метод польової геологічної зйомки охоплює вивчення геологічних оголень, витягнутого при буравленні шпар кернового матеріалу, шарів гірських порід у шахтах, вивержених вулканічних продуктів, безпосереднє польове вивчення геологічних процесів, що протікають на поверхні.

- Геофізичні методи використовуються для вивчення глибинної будови Землі й літосфери. Наприклад, *сейсмічні методи*, засновані на вивченні швидкості поширення поздовжніх і поперечних хвиль, дозволили виділити внутрішні оболонки Землі. *Гравіметричні методи*, що вивчають варіації сили ваги на поверхні Землі, дозволяють виявити позитивні й негативні гравітаційні аномалії, отже, припускати наявність певних видів корисних копалин.

- Астрономічні й космічні методи, засновані на вивченні метеоритів, припливно-відливних рухів літосфери, а також на дослідженні інших планет і Землі (з космосу), дозволяють глибше зрозуміти суть процесів, що відбуваються на Землі й у космосі.

- Методи моделювання дозволяють у лабораторних умовах відтворювати (і вивчати) геологічні процеси.

- Метод актуалізму є в тому, що геологічні процеси, які відбуваються нині в певних умовах, ведуть до утворення певних комплексів гірських порід. Отже, наявність у древніх шарах таких же порід свідчить про, ідентичні сучасним процеси, що відбувалися в минулому.

- Мінералогічні й петрографічні методи вивчають мінерали й гірські породи (пошук корисних копалин, відновлення історії розвитку Землі).

Треба зазначити, що на відміну від більшості природничих наук, що широко використовують як основний метод дослідження лабораторний досвід, геологія є наукою, у якій експериментальний метод досліджень має обмежене застосування. Основні труднощі застосування експерименту в геології полягають у несумірності масштабу часу геологічних процесів із тривалістю людського життя. Геологічні процеси, що протікають у природних умовах, тривають сотні тисяч, мільйони й мільярди років. Тому для вивчення геологічних процесів широко застосовується метод актуалізму (фр. "актюель" – сучасний). Сутність його полягає в розумінні минулого за допомогою сьогодення, тобто спостереження над сучасними геологічними процесами.

Однак, застосовуючи цей метод, необхідно пам'ятати, що сама Земля, фізико-географічні умови на її поверхні, а також умови в надрах, клімат, склад атмосфери, солоність морів і океанів, органічний мир безупинно

мінялися й розвивалися, тому чим далі від нас минула геологічна епоха, тим менш повно застосуємо для пізнання її геологічних умов метод актуалізму.

1.4 Геоморфологія як наука, її об'єкт та завдання

Геоморфологія – це геологічна дисципліна, яка вивчає рельєф земної поверхні, його будову, походження, історію розвитку. Об'єктом дослідження геоморфології є рельєф.

Рельєф – це сукупність нерівностей земної поверхні, різних за формою, розмірами, походженням, віком та історією розвитку.

Головна мета досліджень в геоморфології – це пізнання законів розвитку рельєфу і використання виявлених закономірностей у практичній діяльності людського суспільства. У цьому розумінні геоморфологія тісно контактує з прикладними напрямками інших природничих наук, зокрема, математики, фізики, хімії, геології, біології.

Отже, головним об'єктом, який вивчає геоморфологія, виступає рельєф, тобто сукупність нерівностей земної поверхні різного масштабу. Ці нерівності за орієнтуванням у просторі можуть бути позитивними (горб, гора, хребет тощо) або негативними (западина, провалля, ущелина тощо).

Рельєф не слід розглядати як механічне сполучення якихось абстрактних геометричних поверхонь. Він характеризується цілим комплексом ознак і особливостей, серед яких можна виділити наступні:

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

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

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

- Нарешті, сам рельєф, який являє собою безперервну комбінацію різноманітних поверхонь (від горизонтальних до вертикальних), впливає на активність геоморфологічних процесів, тобто, однією з ознак рельєфу виступає його саморозвиток. Вирішальне значення у саморозвитку рельєфу належить гіпсометрії, тобто, висотному положенню даної ділянки земної поверхні відносно рівня моря (цілком зрозуміло, що геоморфологічні процеси по-різному протікають на низовинах, височинах чи у горах).

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

1.5 Основні напрямки і методи геоморфологічних досліджень

Сучасна геоморфологія є досить розгалуженою наукою, що ділиться на частини, наукові напрямки, галузі й області знання. Вона має різні методи дослідження й вирішує фундаментальні й прикладні завдання.

Поєднує всю цю розмаїтість наукової діяльності те, що кожна із частин геоморфології вивчає рельєф, його походження, вік, еволюцію, взаємозв'язки й взаємний вплив рельєфу на інші природні компоненти.

Серед напрямків геоморфологічних досліджень можна виділити наступні:

- загальна геоморфологія;
- геоморфологія суши;
- геоморфологія дна морів і океанів;
- динамічна геоморфологія;
- історична геоморфологія (палеогеоморфологія);
- планетарна геоморфологія;
- регіональна геоморфологія;
- польова геоморфологія;
- експериментальна геоморфологія;
- математична геоморфологія;
- дистанційна геоморфологія;
- кліматична геоморфологія (рельєфоутворення під впливом клімату);
- геоморфологічна картографія.

Тісно контактуючи з фундаментальними природничими науками (фізикою, математикою, хімією), геоморфологія широко користується і методами цих наук. Ще більше значення у геоморфологічних дослідженнях мають окремі методи, що лежать в основі наук геологічного комплексу (динамічної, історичної, інженерної геології, гідрогеології тощо) та наук, які вивчають зовнішні сфери географічної оболонки (метеорології, гідрології, ґрунтознавства та ін.).

Методологічною основою всіх геолого-географічних наук, а серед них і геоморфології, виступає діалектичний метод пізнання оточуючого середовища. Він ілюструється взаємним зв'язком природних явищ, взаємодією сил, стрибкоподібним характером розвитку тощо.

Серед універсальних загальнонаукових методів, що використовуються у геоморфології, можна відзначити історичний (вивчає рельєф у

послідовному розвитку), генетичний (вивчає походження окремих форм і типів рельєфу), порівняльно-описовий (виявляє різницю у прояві геоморфологічних процесів, вивчає основні фактори формування рельєфу), математичні (забезпечують дослідників кількісною інформацією про рельєф).

В той же час навіть найширший набір методів згаданих наук не може задовольнити спеціальних потреб геоморфології. Виступаючи як самостійна наука, геоморфологія має свій власний об'єкт дослідження (рельєф), а отже, і базується на специфічних методах його аналізу.

В залежності від організації геоморфологічних робіт розрізняють:

- методи польових геоморфологічних досліджень (експедиційні), які спираються на маршрутні обстеження території і поєднуються з геоморфологічним картографуванням;
- методи стаціонарні, що передбачають тривалі спостереження за динамікою рельєфу на спеціально визначених стаціонарах, що організовані у межах характерних для даної території (ключових) ділянок;
- методи камеральні, які спрямовані на опрацювання польових матеріалів, їх узагальнення, моделювання рельєфу тощо.

За спрямуванням геоморфологічних досліджень виділяються дві великі групи методів: геолого-геоморфологічні (спрямовані головним чином на аналіз зв'язків будови поверхні з геологічною основою. За допомогою цих методів визначаються, наприклад, вік рельєфу, особливості його розвитку у минулому тощо) та географо-геоморфологічні, пов'язані з вивченням інтенсивності геоморфологічних процесів, їх прогнозуванням на майбутнє тощо.

Серед найпоширеніших конкретних методів геоморфологічних досліджень можна відзначити наступні:

- Морфологічний метод, що полягає у визначенні зовнішніх ознак, форм і типів рельєфу. Наприклад: гостроверхий хребет, округлий горб тощо.
- Морфометричний метод найчастіше використовується у комплексі з морфологічним і дає уяву про розміри форм рельєфу (висока або низька тераса, глибока ущелина). Морфометричний метод має велике теоретичне і практичне значення при побудові спеціальних геоморфологічних карт, наприклад, карт глибини та густоти ерозійного розчленування території, крутизни схилів тощо.
- Морфоструктурний метод є невід'ємною складовою частиною геолого-геоморфологічних методів дослідження рельєфу і полягає у визначенні співвідношення геологічної будови і сучасної поверхні конкретної території. Вже згадувалося, що крупні форми рельєфу тісно пов'язані з геологічними структурами (гірський хребет, рівнина). Часто структурну обумовленість можуть мати мезо- і навіть мікроформи рельєфу, особливо за умови близького до поверхні залягання корінних порід

(наприклад, будова і спрямування річкових долин або розміщення карстових форм можуть тісно пов'язані з лініями глибинних тектонічних розломів).

- Палеогеоморфологічний метод теж належить до геолого-геоморфологічної групи і полягає у вивченні похованого рельєфу і геоморфологічних процесів минулого з метою виявлення їх ролі у сучасному рельєфі території, а отже, відкриває шляхи до прогнозування подальшого розвитку поверхні. Одним із найважливіших інструментів палеогеоморфології виступає метод кореляції (співставлення віку форм і типів рельєфу за характером і складом геологічних відкладів).

- Морфонеотектонічний метод дає уяву про темпи і спрямування сучасних тектонічних рухів та їх відображення у геоморфологічних процесах (ерозія, акумуляція тощо). Відносячись до групи геолого-геоморфологічних, цей метод відіграє суттєву роль у виявленні зв'язків між формами рельєфу і геологічними відкладами.

- Морфодинамічний метод (група географо-геоморфологічних) дає можливість аналізувати динаміку екзогенних процесів, а отже – прогнозувати темпи ерозії та акумуляції, зміни рельєфу під впливом господарської діяльності людей тощо. Інструментами при реалізації цього методу виступають геодезичні зйомки, математичні та фізичні моделі, статистичні розрахунки тощо. Найбільш ефективно використовується цей метод при виконанні стаціонарних спостережень.

Наведений перелік далеко не вичерпує методичної бази сучасної геоморфологічної науки. В зв'язку з тим, що найкращі результати можуть бути одержані лише за умови використання цих методів у комплексі, можна вести мову про існування єдиного геоморфологічного методу, який розкриває суть процесів та взаємозв'язків при формуванні рельєфу у поєднанні з особливостями внутрішньої структури та походженням форм і типів рельєфу.

Використання геоморфологічного методу базується на системному підході, при якому геоморфологічний об'єкт розглядається як наслідок сукупного прояву взаємопов'язаних та взаємодіючих елементів цілісної природної системи. При цьому обов'язково аналізуються три етапи, що становлять послідовну основу системного підходу:

- по-перше, визначаються джерела енергії;
- по-друге, визначаються рельєфоутворюючі процеси, зумовлені цією енергією;
- по-третє, наводиться характеристика геоморфологічного об'єкту, створеного згаданими процесами. Прикладами таких геоморфологічних систем можуть бути: річкова долина, льодовик у горах, карстове озеро тощо.

Серед новіших методів геоморфологічних досліджень відзначимо аерокосмічні та економіко-геоморфологічні методи. Аерокосмічні зйомки особливо ефективні при виявленні структурних особливостей рельєфу (глобальні структури, глибинні розломи тощо) та при аналізі динаміки

геологічних процесів, особливо у важкодоступних районах або на значних за площею територіях (рух льодовиків у горах, зміна стану меліорованих земель, тощо). Застосування економічних методів у геоморфології дозволяє обґрунтувати найкращі варіанти розміщення промислових та сільськогосподарських підприємств, визначати типи інженерних споруд та ін.

1.6 Значення геології і геоморфології в практичній діяльності людини

Розробка теоретичних проблем геології і геоморфології сполучається з рішенням ряду ключових завдань:

1. Пошук і відкриття нових родовищ різних корисних копалин, що є основною базою промисловості й сільського господарства;
2. Вивчення й визначення ресурсів підземних вод, необхідних для питного й промислового водопостачання, а також меліорації земель;
3. Інженерно-геологічне обґрунтування проектів будови споруджень і науковий прогноз зміни умов після закінчення їхнього будівництва;
4. Охорона й раціональне використання природних компонентів.

Але на думку провідних вчених до початку 21 століття змінилася соціальна орієнтованість у пріоритетах прикладних геолого-геоморфологічних робіт – пошукові й інженерно-геоморфологічні дослідження поступово відходять на другий план, уступаючи свою першість дослідженням екологічної спрямованості. Прикладні геоморфологічні дослідження усе більше орієнтуються на складання різних прогнозів, участь у комплексному моніторингу за станом навколишнього середовища й підготовці інформаційного забезпечення для цілей управління станом навколишнього середовища.

1.7 Загальні відомості з історії виникнення і розвитку наук

Розвиток людського суспільства відбувався у безперервному зв'язку з середовищем, що його оточувало, а таким середовищем є поверхня нашої планети з властивими їй природними умовами. Уже на перших етапах становлення (кам'яна доба) величезну роль у житті людей почали відігравати гірські породи, які використовували для виготовлення найпростіших знарядь праці. Потім в історії людства настали часи, пов'язані з виготовленням металевих знарядь, що зумовлювало потребу винайдення самородних металів (мідь, золото, срібло), а потім і руд міді, олова, заліза.

В писемних джерелах III-II ст. до нашої ери є відомості про деякі мінерали, їхні властивості та поширення. Перше ознайомлення з гірськими породами та мінералами спонукало людину оцінити такі їхні властивості, як твердість, крихкість, піддатливість для обробки. Елементарне вивчення

фізичних властивостей речовини започаткувало напрямок у геології, який пізніше (XVII-XVIII ст.) назвали геогностичним.

З часів розквіту Давньої Греції (VII-V ст. до н. е.) дуже серйозну увагу звертали на вивчення Землі та ті процеси, які на ній відбуваються. Уже тоді сформувалися два протилежні напрями в розумінні геологічних процесів, які в пізніші часи отримали назви нептунізму та плутонізму. Прихильники нептунізму, твердили, що Земля з усіма живими організмами постала з водного середовища і Світовому океану належить головна роль як в утворенні гірських порід, так в формуванні рельєфу.

На противагу цьому, плутоністи стверджували, що все виникло з вогню. Представником цього напрямку був Аристотель який намагався пояснити причини землетрусів та вулканічних вивержень існуванням у надрах Землі розпеченої газоподібної речовини. Він також визнавав, що поверхня Землі та її площа безперервно змінюються внаслідок змін рівня моря та його руйнівної дії. Близькі погляди висловлював і римський географ Страбон, який жив у I ст. до н. е. Зміни обрисів моря і суші він пов'язував з підняттями та опусканнями окремих ділянок земної кори.

За період середньовіччя є дуже мало геологічних даних.

Новий етап у розвитку наук розпочався у XV ст. і пов'язаний з епохою Відродження. Найбільшим досягненням того часу можна вважати появу праць М. Коперніка (1473-1543), який пояснив будову Сонячної системи. На цій основі неодноразово в XVII та XVIII ст. робили спроби створити гіпотези утворення Землі (Декарт, Лейбніц, Бюфон, Гук, Ріхман). Тоді ж відроджено школи нептуністів та плутоністів. Тривалий час перевага була на боці нептуністів, провідну роль серед яких відігравав професор Фрейберської гірничої академії Вернер (1750-1817). Нептуністи повністю відкидали значення для розвитку Землі внутрішніх сил, що певною мірою негативно вплинуло на розвиток геологічних знань.

Значно прогресивнішим було вчення шотландського геолога Геттона (1755-1779), який провідним у формуванні Землі вважав "внутрішній жар", і одночасно вважав, що поверхневі сили призводять до руйнування гірських порід. Зрештою, погляди плутоністів на той час перемогли.

Наступним кроком у розвитку геології стали висновки англійського дослідника Вільяма Сміта (1769-1839), який звернув увагу на різноманітність органічних решток, що трапляються в шарах порід. Цим учений заклав основи історичного напрямку в геології. Відкриття було підтверджене і розвинуте працями Жоржа Кюв'є (1769-1832) і Броньяра (1770-1847) з вивчення фауни викопних хребетних Паризького басейну. Дослідження Кюв'є дали початок нової науки - палеонтології. В першій половині XIX ст. закладено основи геологічного літочислення і складено стратиграфічну схему відкладів земної кори, яка узагальнила всі знання про послідовність утворення гірських порід та історію розвитку нашої планети.

Важливе значення для розвитку геології мали праці М. В. Ломоносова, зокрема ті, які стосувалися ідеї еволюційного розвитку Землі. Значне місце в них відведено вивченню внутрішніх сил та ролі глибинних процесів у формуванні земної поверхні. Учений багато зробив для того, щоб пояснити утворення гірських порід і мінералів. М. В. Ломоносов першим висловив здогад, який поділяють і сучасні дослідники, - значні за розміром форми рельєфу пов'язані з рухами земної кори не лише у вигляді землетрусів, а й повільними підняттями та опусканнями. За його проектами організовано експедиції для вивчення багатьох районів тодішньої Росії, а також і України, зокрема її східної частини.

Кінець XIX початок XX ст. ознаменувався бурхливим розвитком геології та виділенням з неї багатьох самостійних дисциплін: петрографії, літології, гідрогеології, геотектоніки та ін. Розвиток геологічних дисциплін наприкінці XIX ст. пов'язаний зі значним прогресуванням промисловості. З цього часу неухильно збільшувалися об'єми геологічних досліджень, виникали державні інституції для їхнього проведення.

Найбільш значимим для розвитку геології був радянський період, одним з головних досягнень якого став безпрецедентний у світовій практиці розмах геологічних досліджень, що за кілька десятиліть перетворив 1/6 частину суші зі слабо дослідженої території в найбільшу комору корисних копалин. Розмах досліджень був настільки великий, що, незважаючи на розпад СРСР і труднощі, пережиті пострадянськими країнами в результаті прорахунків керування, створена в радянський час мінерально-сировинна база й в XXI столітті послужить основою існування України й майже всіх країн СНД.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: земна кора, літосфера, гірські породи, петрографія, літологія, ендегенні процеси, екзогенні процеси, геоморфологія, рельєф.

Питання для самоконтролю

1. Назвіть об'єкт дослідження геології та основні завдання науки.
2. Назвіть основні геологічні дисципліни та об'єкти їх дослідження.
3. Назвіть дві основні групи геологічних процесів.
4. Окреслите основні методи досліджень в геології.
5. Назвіть об'єкт дослідження геоморфології та основні завдання науки.
6. Вкажіть основні напрямки геоморфологічних досліджень.
7. Окреслите загальнонаукові та спеціальні методи досліджень в геоморфології.

8. Поясніть суть системного підходу в геоморфології.
9. Поясніть значення геолого-геоморфологічних досліджень в практичній діяльності людини.
10. Назвіть загальні відомості з історії виникнення і розвитку наук.

ЛЕКЦІЯ 2. ЗЕМЛЯ, ЇЇ ФОРМА, РОЗМІР, ВНУТРІШНЯ БУДОВА ТА ВІК

План

- 2.1 Форма й розміри Землі
 - 2.2 Внутрішня будова Землі
 - 2.3 Вік Землі та її геологічних об'єктів
 - 2.4 Відносний вік геологічних об'єктів та методи його визначення
 - 2.5 Абсолютний вік геологічних об'єктів та методи його визначення
- Завдання на самопідготовку
- Питання для самоконтролю

2.1 Форма й розміри Землі

Форма Землі є дуже складною і не відповідає точно жодній правильній геометричній фігурі, що визначене її розмірами, швидкістю обертання, станом речовини Землі та іншими факторами.

Земля одна з десяти планет, що обертаються навколо Сонця. Перші відомості про форми й розміри Землі з'явилися ще в стародавній Греції. Античні мислителі (Піфагор - V в. до н.е., Аристотель - III в. до н.е.) висловлювали думку, що наша планета має кулясту форму.

Геодезичні й астрономічні дослідження наступних сторіч дали можливість судити про дійсну форму Землі і її розміри.

Відомо, що формування Землі відбувалося під дією двох сил – сили взаємного притягання часток й відцентрової сили, обумовленої обертанням планети навколо своєї осі.

На рубежі XVII й XVIII ст. уперше Ньютон теоретично обґрунтував положення про те, що під впливом сили ваги Земля повинна мати стиск у напрямку осі обертання й, отже, її форма представляє еліпсоїд обертання, або сфероїд. Ступінь стиску залежить від кутової швидкості обертання. Чим швидше обертається тіло, тим більше воно сплющується з полюсів.

Детальними наступними вимірами, особливо новими методами дослідження зі штучних супутників, було показано, що Земля стисла не тільки на полюсах, але також трохи й по екватору (найбільший і найменший радіуси по екватору відрізняються на 210 м), тобто Земля є не двохосьовим, а тривісьовим еліпсоїдом. Крім того, вченими показана несиметричність Землі стосовно екватора: південний полюс розташований ближче до екватора, чим північний.

У зв'язку з розчленовуванням рельєфу (наявністю високих гір і глибоких западин) дійсна форма Землі є більше складною. Найбільш висока точка на Землі – гора Джомолунгма в Гімалаях досягає висоти 8 848 м. Найбільша глибина – 11034 м виявлена в Марианській западині. Таким чином, найбільша амплітуда рельєфу земної поверхні становить деяким менш 20 км. З огляду на ці особливості, німецький фізик Лістінг в 1873 р. фігуру Землі назвав геоїдом, що дослівно позначає "землеподібний".

Геоїд – деяка уявлювана зрівняна поверхня, що визначається тим, що напрямок сили ваги до неї всюди перпендикулярно. Ця поверхня збігається з рівнем води у Світовому океані, що подумки проводиться під континентами. Це та поверхня, від якої виробляється відлік висот рельєфу.

Площа поверхні Землі складає близько 510 млн. км, з яких 70,8% представляє Світовий океан і 29,2% – суша. У розподілі океанів і материків спостерігається певна дисиметрія. У Північній півкулі це співвідношення становить 61 і 39%, у Північній – 81 і 19%.

2.2 Внутрішня будова Землі

Більшість процесів, що відбуваються у надрах Землі, тією чи іншою мірою, безпосередньо або побічно відбиваються на особливостях будови поверхні, отже, становлять прямий, інтерес як для геології так і для геоморфології.

Цілком очевидно, що вивчення глибинної будови Землі, характеру і спрямування процесів, які протікають у земних надрах, неможливе без застосування системи спеціальних методів. Основну інформацію про глибинну будову Землі людство одержує через систему геофізичних, геодезичних, астрономічних і космічних методів та методів моделювання.

Під *геофізичними методами* розуміють дослідження Землі за допомогою фізичних приладів і закономірностей. Серед цих методів можна виділити сейсмометрію (вивчення особливостей поширення поздовжніх і поперечних пружних коливань у товщі Землі), магнітометрію (вивчення зміни магнітних властивостей порід), гравіметрію (вивчення розподілу сили тяжіння з глибиною та за площею). Комплексне застосування різних геофізичних методів дозволяє визначити глибинне розміщення різних шарів порід, встановити положення границь між ними, висловлювати припущення про склад і фізичний стан порід у цих горизонтах.

Геодезичні методи дозволяють за допомогою інструментальних вимірювань на поверхні Землі (нівелювання, теодолітні зйомки) визначати та оконтурювати на місцевості і на картах ті чи інші геологічні структури (зони підняття або занурення порід, горизонтального переміщення блоків та ін.).

Астрономічні методи дають можливість висловлювати міркування про глибинну будову Землі на основі аналізу руху небесних тіл, поведінки Землі

на орбіті, вивчення складу метеоритів тощо. Останнім часом вони одержали новий поштовх завдяки космічним дослідженням.

Комплексне використання згаданих та інших методів дозволяє виділити в Землі три основних оболонки: земну кору, мантію і ядро.

На підставі сейсмічних даних виділяють *три головні області земної кулі*, розділені між собою чітко вираженими поверхнями поділу першого порядку, на яких швидкість сейсмічних хвиль різко змінюється.

I земна кора (шар А) простежується до глибини 5-10 км в океанах (без урахування води), до 30-40 км у рівнинних платформених областях і до 50-75 км у гірських районах;

II- мантія Землі, простежується від межі з корою до глибини 2 900 км;

III- ядро Землі розташоване в інтервалі 2900-6371 км.

Земна кора – таку назву одержала сама верхня оболонка Землі, що утворилася внаслідок виверження речовини з більш глибоких горизонтів у процесі еволюції планети. У корі зустрічаються всі відомі хімічні елементи, проте основну роль у її будові відіграють кисень, кремній, алюміній, серед інших переважають залізо, кальцій, натрій, калій, магній. Однак у чистому вигляді різні елементи зустрічаються рідко. Найчастіше вони утворюють закономірні сполуки, які називають мінералами. Агрегатні тіла, що складаються з певних мінералів і мають певні фізичні властивості, називають *гірськими породами*.

За характером переважаючих порід у земній корі виділяють три шари: *осадовий, гранітний та базальтовий*.

- осадовий – складений неметаморфізованими осадовими породами;
- гранітний – складений магматичними, багатими на кремнезем породами, а також метаморфічними, близькими за складом до гранітів;
- базальтовий – складений основними магматичними і щільними метаморфічними породами, що збагачені магнієм та залізом.

За потужністю і особливостями будови розрізняють два основних типи кори – материкову та океанічну

Материкова кора має середню потужність близько 35 км, змінюючи її від 30 км (під давніми рівнинами – платформами) до 40-85 км (під горами). Основу материкової кори становить гранітний шар (точніше – магматичні і метаморфічні породи, за складом і властивостями близькі до гранітів), який перекривається осадовим шаром (потужність 0-15 км) і підстеляється базальтовим шаром (породи, за властивостями близькі до базальтів).

Океанічна кора (потужність становить 5-15 км) утворена в основному породами базальтового типу, перекритими відносно тонким (до 1 км) шаром осадових відкладів.

На контактах між цими двома типами земної кори, де перемішуються їх властивості, часто виділяють кору перехідного типу.

Температура земної кори визначається внутрішнім теплом планети. Лише порівняно тонкий приповерхневий шар (у помірних широтах - до

глибини 20 м від поверхні) прогрівається Сонцем і відчуває сезонні коливання температури. Пересічно температура у товщі кори зростає на 3 °С при зануренні на кожні 100 м, досягаючи на межі з мантією 500-1000°C (цю межу часто називають за іменем її першовідкривача – югославського сейсмолога А. Мохоровичича, або скорочено – "поверхня Мохо"). З глибиною зростає і тиск у земній корі, сягаючи у її нижніх шарах 10 000 атмосфер.

За сучасними уявленнями, кора виплавлялася з речовини мантії у процесі її тривалої фізико-хімічної та гравітаційної диференціації. При цьому формувалися базальтовий та гранітний горизонти, а осадовий шар утворився дещо пізніше, як наслідок руйнування більш древніх відкладів.

Вся історія земної кори являє собою безперервний процес формування і розвитку найрізноманітніших піднять і прогинів. У рухомих (так званих геосинклінальних) зонах прогини і підняття мають видовжену форму (іноді на сотні і тисячі кілометрів), де швидкість вертикальних переміщень вимірюється сантиметрами на рік, а загальна їх амплітуда сягає кількох кілометрів. Такі підняття і прогини зумовлюють контрастне розчленування земної поверхні на крупні форми рельєфу – гори, западини тощо. В той же час у більш стабільних ділянках кори (платформах) зони піднять та прогинів охоплюють великі площі, мають здебільшого округлу або неправильну форму у плані, а швидкість вертикальних переміщень не перевищує міліметрів (або й частки міліметра) на рік, утворюючи тут області з незначними контрастами поверхні. Більш детально характеристика геолого-геоморфологічних процесів, які зароджуються у мантії Землі, будуть розглянуті в наступних лекціях.

Мантія Землі. Мантією називають проміжну (між земною корою і ядром) оболонку, що простягається до глибини 2 900 км і відрізняється від кори головним чином за фізичними параметрами. Складена переважно з оксидів кремнію, магнію та заліза.

Густина речовини зростає з глибиною від 3,6 до 5,5 г/см³; тиск на межі з ядром перевищує 1,3 млн. атм., а температура збільшується від 1 000-1 200°C у верхніх шарах до 3 800-4 700 °С поблизу нижньої границі. Наведені цифри, звичайно, досить наближені, оскільки одержані вони не прямими спостереженнями, а за допомогою комплексу побічних методів (геофізичних тощо).

З точки зору морфогенезу (рельєфотворення) особливу цікавість становить верхня мантія (до глибини 300-400 км від поверхні Землі), де на глибинах 100-350 км розміщується зона відносного пом'якшення і рухомості порід – *астеносфера*. Тут температури зростають більш інтенсивно, ніж густина, в зв'язку з чим достатньо навіть незначного зменшення тиску, щоб речовина астеносфери розплавилася, утворюючи високотемпературну тістоподібну масу - магму (від грец. – "місиво"). При плавленні зменшується густина речовини, отже, зростає її об'єм, і магма вривається (вивергається) в

земну кору, застигаючи в ній (інтрузивний магматизм), або й повністю прориває товщу кори і виливається на її поверхню (ефузивний магматизм або вулканізм).

Частина верхньої мантії, розташована над астеносферою, разом із земною корою утворюють єдиний генетичний комплекс, відомий під назвою *літосфера* (з грец. – "кам'яна оболонка").

З верхньою мантією Землі, крім магматизму, пов'язані також землетруси, тектонічні зрушення у земній корі та на її поверхні.

Серед процесів у більш глибоких шарах мантії (нижня мантія), які мають геоморфологічне значення, можна відзначити диференціацію речовини (важкі елементи опускаються до центру Землі, формуючи її ядро, а більш легкі витискуються до поверхні). Ці конвекційні потоки речовини виступають як головний рушійний механізм у розвитку планети. Так, замикаючись у верхній мантії, згадані переміщення призводять до утворення горизонтальних астеносферних течій. Не дивлячись на незначну швидкість (сантиметри на рік), ці течії зумовлюють розкол літосфери на окремі брили і спричиняють їх переміщення у просторі, відоме під назвою *дрейф материків*.

Ядро Землі. Центральна частина планети має не зовсім вивчену хімічну будову і фізичний стан (одні дослідники вважають ядро переважно залізним, інші – силікатним). Однак очевидно, що при надвисоких температурах (понад 4000-5000 °C) і величезному тиску (понад 3,5 млн. атм.) відбувається повне переродження хімічних властивостей речовини: електронні оболонки атомів руйнуються й їх ядра немов би розчинюються у загальній масі електронів. Отже, до речовини ядра не підходить жодна з назв відомих нам хімічних елементів.

За наявними геофізичними даними стверджується, що зовнішнє ядро (на глибинах 2900-5100 км) знаходиться у розрідженому стані, в той час як внутрішнє ядро обов'язково повинне бути твердим (в іншому випадку неодмінно змінився б характер руху планети).

Таким чином, на морфогенезі Землі різною мірою відбиваються особливості природи всіх трьох внутрішніх оболонок. При цьому вирішальну роль відіграють процеси, що протікають у літосфері та астеносфері, і в першу чергу – у земній корі.

2.3 Вік Землі та її геологічних об'єктів

З початку зародження цивілізації людину постійно цікавив вік Землі, тривалість і послідовність геологічних подій. Перші наукові спроби визначення віку Землі відбувались, починаючи з XVII ст., коли вчений Н. Стенон запропонував проводити визначення відносного віку гірських порід на основі аналізу пластів осадових порід і на виявленні серед них більш молодих або більш давніх без врахування віку порід в роках.

Першу спробу вирішити цю проблему визначенням абсолютного віку Землі намагався зробити у XVII ст. великий І. Ньютон. За його розрахунками вік нашої планети складав всього 6000 років. Пізніше французький природознавець Ж. Бюффон, виходячи з припущення про первинний вогняно-рідинний стан Землі, визначив час, необхідний для її застигання. Він складав 75 тисяч років. Це значення, котре базувалось на експериментальних даних заміру швидкості охолодження нагрітих металічних куль, Ж. Бюффон приймав як мінімальний вік нашої планети.

З часом робились спроби визначення віку Землі, виходячи із сучасної швидкості накопичення соляних відкладів в морях та океанах. Вони дозволили приблизно оцінити вік Землі в 90-350 млн. років.

Ці та інші спроби вирішити цю проблему базувались на сучасній природній одиниці часу, котра прийнята людством і складає на добу 86 400 с. Однак геологічні дані дають підставу вважати, що в давні часи тривалість доби була меншою від сучасної. Зокрема, визначення кількості добових кілець, які нарастають на скелетах коралів, показало, що в девонському періоді (приблизно 380 млн. років тому) в році було 400 ± 7 діб, що відповідало тривалості доби дещо менше 22 годин.

З наведених даних видно, що в основу визначення віку Землі та її геологічних тіл покладено досить приблизні допущення, а тому оцінка віку з цих позицій надзвичайно умовна і не може відображати всієї послідовності геохронологічних подій в їх розвитку. Тому геохронологія подій в історії розвитку Землі, її вік, а також історія розвитку і вік земної кори, в межах котрої зосереджена основна діяльність людства, є предметами детального вивчення вченими на протязі останніх століть, оскільки ці питання мають надзвичайно важливе теоретичне і практичне значення.

Зараз в історії формування і розвитку Землі виділяють два великих, нерівнозначних по своїй тривалості етапи – догеологічний і геологічний.

Догеологічний етап, котрий також ще називають космічним або планетарним, охоплює проміжок часу від моменту виникнення Землі як планети до початку формування земної кори. Його історія не може бути відновлена геологічними методами, і наші знання про цей етап базуються на загальних уявленнях про розвиток Землі як однієї з планет Сонячної системи.

Основним змістом догеологічної еволюції Землі було розшарування первинно однорідної речовини на оболонки, котре завершилось формуванням твердого тіла Землі та її атмосфери.

Геологічний етап охоплює відрізок часу від початку формування земної кори до сьогодення, коли на земній кулі почали вже проявлятися дві основні групи процесів – ендегенні та екзогенні.

З появою екзогенних процесів поверхня Землі стає ареною розвитку процесів руйнування, транспортування продуктів руйнування і формування товщ осадових гірських порід. Поєднання дій екзогенних і ендегенних процесів робить можливим наступне перетворення осадових порід в процесі

метаморфізму, магматизму та вулканізму в інші види порід, що поступово і постійно змінює будову земної кори. В результаті формується неоднорідна за складом земна кора сучасного стану.

Складний, довготривалий процес розвитку земної кори можна відновити на основі вивчення її речовинного складу, форм залягання мінеральних мас, структурних форм різних геологічних тіл, залишків тваринного і рослинного світу, котрі збереглися при захороненні в мінеральних масах земної кори.

Для достовірного визначення складних поєднань гірських порід і структурних форм земної кори і щоб зробити з цього практично важливі висновки і рекомендації необхідно вміти визначати послідовність утворення складових земної кори і геологічних об'єктів, в першу чергу гірських порід.

Для в'ясування вказаного вище в геології існують два різних напрямки: *абсолютне і відносне літочислення*. Відносне визначає вік геологічних об'єктів і послідовність їх утворення стратиграфічними методами; абсолютне – встановлює час виникнення гірських порід, проявлення геологічних процесів, їх тривалість в астрономічних одиницях (роках) радіологічними методами.

2.4 Відносний вік геологічних об'єктів та методи його визначення

Визначення віку гірських порід являє собою важливу і складну проблему, вирішення якої дозволяє встановити тривалість і послідовність геологічних процесів.

Методи визначення відносного віку гірських порід базуються на їх порівняльному аналізі та виявленні більш давніх і більш молодих порід. Ці методи не дозволяють встановити тривалість геологічного процесу в абсолютних одиницях часу, але з високою точністю визначають відносний вік сумісно залягаючих порід. Зараз розроблено і успішно застосовується декілька таких методів, основними з котрих є стратиграфічний, палеонтологічний та петрографічний методи.

Стратиграфічний метод (від лат. стратум – шар) базується на вивченні взаємного співвідношення шарів (пластів) простягання комплексу пластів і окремих горизонтів по площі та встановлення послідовності їх утворення в часі.

В природі відклади переважно накопичуються шарами, що залягають один на одному. Тому нижній шар завжди більш давній від розташованих над ним шарів. Це правило справедливе для непорушеного (первинного) залягання шарів, тобто залягання, яке сформувалось в процесі осадкоутворення. Однак первинне залягання може бути змінене наступними тектонічними рухами, в результаті чого шари можуть зім'ятися в складки, розірватися і переміститися один відносно одного.

Виходячи з наведеного вище, можна зробити висновок, що стратиграфічний метод можна застосовувати тільки в тому випадку, коли в розрізі кожний вищий пласт залягає узгоджено на нижньому пласті без розмиву і пов'язаний з останнім поступовим переходом. Таке узгоджене залягання дає підстави вважати, що формування вищого пласта проходило відразу після накопичення нижнього пласта, тобто, коли вся товща утворилась в процесі безперервного осадконакопичення.

В районах, де пласти гірських порід зім'яті в складки складної конфігурації, вияснити співвідношення порід надзвичайно трудно. Як приклад, можна навести дані розповсюдження пластів одного або різного віку Скибових зон Карпат і Передкарпатського прогину.

В закиданих тут в процесі насуву складках пласти більш давніх порід залягають вище молодих. В таких умовах можна легко помилитись при визначенні послідовності утворення і залягання порід.

Тому користуватися цим методом доцільно в рівнинних районах, які характеризуються горизонтальним або пологим заляганням пластів. В районах складної геологічної будови цей метод можна застосовувати при вивченні одиноких або близько розташованих розрізів, коли можна візуально прослідкувати розповсюдження окремих пластів. В таких випадках визначити відносний вік товщі пластів можна тільки за допомогою палеонтологічного та петрографічного методів.

Палеонтологічний метод. Органічний світ Землі за час її геологічного розвитку безперервно і безповоротно змінювався. Тому кожному відрізку геологічного часу відповідали тільки характерні для нього рослини і тварини, котрі були найбільш широко розповсюджені у цей період. Дане положення дало можливість встановити, що одновікові відклади близького походження повинні вміщувати подібні комплекси органічних залишків. Таким чином, на основі органічних залишків можна порівнювати між собою пласти в потужній товщі на основі їх палеонтологічної характеристики.

В основі палеонтологічного методу лежить закон, згідно з котрим в природі не може існувати зворотна еволюція органічного світу. Організм ніколи не може вернутися до передпредкового стану навіть тоді, коли він знаходиться в умовах, близьких до умов існування його предків. Тому однозначно стверджується, що в історії розвитку організмів не може бути повторення однакових видів рослин і тварин.

Можливість широкого використання палеонтологічного методу як найбільш надійного при визначенні відносного віку гірських порід базується на збереженні органічних залишків в осадових породах, які складають верхню частину земної кори. Ці залишки зустрічаються переважно у вигляді окаменіlostей скелетних частинок організмів (раковин, панцирів, кісток), частково або повністю заміщених мінеральними сполуками кремнезему або кальциту.

Визначення відносного віку гірських порід можливе тільки в тому випадку, якщо вони вміщують залишки найбільш характерних для даного шару порід викопних організмів, котрі жили в період його формування. Тому кожному відрізку геологічного часу відповідає певний вид, рід, клас, сімейство тваринних або рослинних організмів, котрі є визначальними при визначенні віку порід і називаються викопними залишками.

При палеонтологічному методі використовують як видимі неозброєним оком залишки організмів (макропалеонтологічний метод), так і мікроскопічні залишки, котрі розрізняються тільки під мікроскопом (мікропалеонтологічний метод) у вигляді дуже простих мікроорганізмів.

Таким чином, за палеонтологічними залишками можна досить легко і надійно розчленувати монотонну товщу порід на ряд самостійних стратиграфічних горизонтів.

Петрографічний метод. Розчленування товщі порід і встановлення відносного віку петрографічним методом полягає у виділенні інтервалів шарів або груп шарів, які відмінні від підстеляючих або перекриваючих інтервалів пластів за кольором, речовинним складом, структурними і текстурними особливостями, включеннями, піщанистості, глинистості та іншими петрографічними показниками. Потім в розрізі встановлюють найбільш помітні, відмінні від інших шари.

Але треба зазначити, що петрографічний метод доцільно застосовувати тільки на обмеженій площі. Застосування його в більш широких масштабах і у віддалених один від одного розрізах може призвести до ненадійного встановлення відносного віку окремих шарів і прошарків в одній і тій же товщі порід. Адже доказано, що часто гірські породи одного і того ж віку мають зовсім різний склад і, навпаки, одновікові породи можуть відрізнятися за петрографічним складом, що вказує на різні умови їх формування.

2.5 Абсолютний вік геологічних об'єктів та методи його визначення

Відносний вік гірських порід легко визначити в тих випадках, коли відклади містять викопні рештки тварин або рослин. Однак дуже часто гірські породи взагалі не містять залишків фауни і флори, а якщо й містять, то вона непридатна для визначення відносного віку порід. В результаті відносний вік окремих порід визначити практично неможливо геологічними методами, а тому в геології їх часто називають "німими" товщами. Сюди в першу чергу необхідно віднести магматичні і метаморфічні гірські породи. Для визначення віку магматичних, метаморфічних і частково осадових порід в останні десятиліття почали широко застосовувати ізотопні методи. Вони дозволяють визначити абсолютний вік гірських порід, тобто вік порід, виражений в одиницях часу – роках, котрий базується на основі сучасного абсолютного літочислення.

Методи ядерного визначення абсолютного віку гірських порід базуються на тому, що швидкість радіоактивного розпаду елементів постійна і не залежить від умов, що існували та існують на Землі. Це було доказано експериментальними даними на основі спостережень за швидкістю розпаду при температурі 7000 °С, тиску понад $2 \cdot 10$ Па, в сильному магнітному полі та при дії космічного випромінювання.

Широке застосування радіологічних методів дозволило визначити абсолютний вік багатьох древніх порід, котрі належать до різних підрозділів шкали відносного літочислення, і прийти до висновку, що формування земної кори розпочалось близько 4,5 млрд. років тому.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: геоїд, будова Землі, мантія, астеносфера, поверхня Мохо, стратиграфічний метод, палеонтологічний метод, петрографічний метод, геохронологічна шкала.

Питання для самоконтролю

1. Назвіть яку форму має Земля і якими факторами це обумовлено.
2. Перелічите основні методи, за допомогою яких людство отримує інформацію про внутрішню будову Землі.
3. Назвіть оболонки першого порядку, які складають внутрішню будову Землі.
4. Перелічите основні шари, що складають земну кору та виділяються за характером переважаючих гірських порід.
5. Назвіть типи земної кори, що виділяються за потужністю та особливостями будови.
6. На які шари диференціюється мантія і чим це обумовлено?
7. Назвіть підходи до визначення віку порід.
8. Охарактеризуйте суть методів визначення відносного віку гірських порід.
9. Окресліть суть методів визначення абсолютного віку гірських порід.
10. Охарактеризуйте геохронологічну шкалу.

ЛЕКЦІЯ 3. ОСНОВНІ СТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ ЗЕМНОЇ КОРИ

План

- 3.1 Платформи
- 3.2 Геосинкліналі
- 3.3 Епіплатформні орогенні пояси
- 3.4 Процеси, що формують рельєф Світового океану

3.5 Основні типи рельєфу дна Світового океану

3.6 Закономірності розміщення форм рельєфу дна Світового океану

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

3.1 Платформи

Площа материків разом з підводною окраїною, а також альпійськими епігеосинклінальними континентальними утвореннями й ділянками з корою материкового типу в межах перехідних зон океанів становить приблизно 230 млн кв.км.

За структурою материки – складні гетерогенні утворення, що сформувалися протягом тривалої еволюції літосфери і її верхньої частини земної кори.

Складність еволюції й послідовність різних стадій утворення материків знаходять висвітлення в їх тектонічній і геологічній будові. У межах материків виділяються: 1) відносно стійкі (більше стабільні) області, що одержали назву *платформ*, і 2) області, що володіють великою тектонічною рухливістю – *геосинкліналі*.

Платформами називають порівняно стійкі ділянки земної кори, що виникли на місці консолідованих складчастих споруд.

За часом утворення виокремлюють *давні* і *молоді* платформи.

Для *давніх* платформ характерною ознакою є чітко виражена двоповерхова тектонічна структура: перший – це структурно-тектонічний поверх представлений складно побудованим складчасто-метаморфічним кристалічним фундаментом архейсько-ранньопротерозойського віку, другий – це чохол платформи, представлений комплексами фанерозойських осадових утворень порівняно невеликої товщини (у занурених ділянках до 10-12 км) з доволі простою тектонічною будовою (горизонтальне і субгоризонтальне залягання шарів та незначна їхня порушеність).

В межах давніх платформ нема значних проявів магматичної діяльності. Це великі переважно рівнинні ділянки земної кори неправильної кутащої форми. Така конфігурація зумовлена обмеженням території платформ різноспрямованими зонами випрямлених ділянок глибинних розломів, які відокремлюють платформи від суміжних геосинкліналей та орогенних областей.

Для *молодих* платформ різко відмінною є структура фундаменту. Фундамент сформований складно дислокованими комплексами різновікових утворень – від пізньодокембрійських до мезозойських включно. Отже, на відміну від кристалічного фундаменту, характерного для давніх платформ, тут фундамент (нижній структурно-тектонічний поверх) є складчастою спорудою, його називають *складчастим фундаментом*.

Відмінна і конфігурація молодих платформ. Ці платформи звичайно неправильних обрисів і ніби охоплюють з різних боків давні платформи. Назви їм дають територіально з уточненням віку.

Наприклад, із заходу до Східноєвропейської платформи прилягає молода Західноєвропейська платформа байкальсько-герцинського часу утворення. Це означає, що її складчастий фундамент утворений структурами байкальського, каледонського та герцинського циклів тектогенезу, і лише після цього відбулась кратонізація території. Тому названо її за останньою герцинською орогенією – герцинська Західноєвропейська платформа.

Кратонізація – стабілізація ділянки континентальної кори, яка достатня для накопичення осадових товщ.

Як найяскравіший приклад давніх платформ можна навести характерні особливості геологічної будови давніх Східноєвропейської та Сибірської платформ:

1. У їхній будові виділяють два головні структурно-тектонічні поверхи – нижній і верхній. *Нижній* сформувався внаслідок консолідації доплатформних геосинклінальних утворень та складений дуже інтенсивно дислокованими і метаморфізованими скельними породами, що пронизані численними інтрузіями та розбиті розломами. Його називають *кристалічним фундаментом* платформи, її *цоколем*. *Верхній* – це осадовий плащ (чохол, покрив) платформи. Складений він шарами осадових порід, що порівняно спокійно залягають.

В окремих регіонах фундамент виходить на денну поверхню або безпосередньо під кайнозойські утворення. Такі ділянки платформ називають *щитами* (Канадський щит Північно-Американської платформи, Український і Балтійський Східноєвропейської, Алданський Сибірської та ін).

Ділянки платформ, де фундамент занурений на глибину і перекритий комплексами осадових порід значної товщини, називають *плитами* (наприклад, Скіфська плита Східноєвропейської платформи).

2. Порівняно незначна амплітуда вертикальних коливань земної кори з градієнтом, на порядок меншим, ніж у геосинклінальних областях. Такого типу рухи (одного знака) захоплюють великі території. З ними пов'язані великі морські трансгресії і регресії.

3. Осадові формації платформ поділяють на два типи: *континентальні* і *морські*. В початкові етапи формування осадового плаща простежувалися дельтові, лагунні та озерні осади – сіроколірні піщано-глинисті утворення, нерідко вугле- (для молодих платформ) або гіпсоносні. Вони утворюють так звану *базальтову лагунно-континентальну формацію*.

Подальший розвиток трансгресії моря привів уже до утворення мілководних піскуватих та піскувато-глинистих відкладів *нижньої*, або *трансгресивної морської теригенної формації*, а подальший процес прогинання - до утворення карбонатної платформної формації. До цієї

формації належать потужні товщі крейди та мертелів крейдового віку на Східноєвропейській платформі.

Наступна стадія пов'язана з відступом і обмілінням моря: в умовах аридного клімату нагромаджувалися мілководні морські та континентально-лагунні відклади - піски, глини, мергелі, черепашкові вапняки, гіпси, солі. Це так звана *евапоритова червоноколірна формація*. В гумідних областях нерідко розвивалася *вугленосна формація*, складена сірими глинами, пісковиками, з прошарками вапняків та вугілля. Після регресивного циклу на платформах усталився континентальний режим, і формаційний ряд завершився рядом континентальних формацій. Головне місце серед них посідають за умов аридного клімату – *червоноколірна теригенна континентальна формація*, а за умов гумідного – *каолін-кварцово-піщана*. В особливу групу виділяють *покривно-льодовикову формацію*.

4. Потужність осадового плаща платформ порівняно невелика і становить 2 км, і лише в окремих депресіях тривалого розвитку вона зростає до 8-10 км і більше.

5. Тектоніку осадової товщі характеризує полого та субгоризонтальне залягання шарів, яке в окремих місцях ускладнене пологими ізольованими складками або групами складок (переривчаста складчастість).

Найбільшими платформними структурними елементами з достатньо повнорозвинутим комплексом осадових товщ є *синеклізи*.

Це великі за площею пологі депресії (улоговини) ізометричної, рідше видовженої конфігурації. Їхні осьові розміри можуть досягати сотень і навіть тисяч кілометрів з відповідною площею. Падіння шарів тут дуже полого – перші метри на кілометр. Наприклад, це Українська крейдова синекліза (Дніпровсько-Донецька западина по відкладах крейдової системи).

Великі платформні підняття називають *антекклізами*, наприклад, Воронізька антеккліза Східноєвропейської платформи.

Синеклізи і антекклізи зазвичай виражені в рельєфі у вигляді великих височин і западин. Випробовуючи повільні, але стійкі в часі висхідні рухи, щити й антекклізи створюють денудаційні (або цокольні) рівнини. Основний рівень рельєфу таких рівнин обумовлений денудацією. Підняття й денудаційний зріз протягом тривалого часу приводять до вирівнювання, зрізанню древніх структур.

6. Прояви магматизму не характерні і пов'язані лиш з тектонічно активними зонами вздовж великих розломів. Вони виражені тріщинними виливами переважно основної базальтової лави, а також утвореннями трубок вибуху (залишки вивідних каналів давніх вулканів). Магматизм на платформах виявляється переважно на початкових стадіях становлення (авлакогенний етап), або під час горотворення в суміжних геосинкліналях.

Розвиток платформ. В розвитку платформи виділяють два різко відмінні етапи з різною спрямованістю тектонічних рухів, а отже і тектонічних процесів, що з ними пов'язані.

На першому етапі відбувається занурення, з огляду на що простежується морська трансгресія і нагромадження морських осадових порід. Це занурення пов'язане із суміжними геосинкліналями, однак дещо затримане в часі. Відбувається подрібнення фундаменту розривами і переміщення окремих блоків. Водночас формуються синеклізи та переривчасті, нерідко коробчасті складки, які відображають блокові рухи кристалічного фундаменту.

У разі переходу в пізніші стадії циклу спрямованість рухів на платформі інша. Опускання змінюються загальним підняттям з регресією моря. В окремих прогинах, частково або повністю відшнурованих від моря, нагромаджуються вугленосні (у гумідному кліматі) або соленосні (в аридному) відклади. Кожен тектонічний цикл завершується загальним підняттям платформи. На цьому етапі завершується формування платформної складчастості.

Описана загальна схема спрямованого розвитку платформ у кожному тектонічному циклі може мати свої характерні особливості, які частково змінюють загальну тенденцію, ускладнюючи ті чи інші процеси.

3.2 Геосинкліналі

Складність розвитку земної кори пов'язана з циклічністю та незворотністю багатьох процесів, що в цілому засвідчує спіральність становлення її головних структурних елементів, до яких належать геосинкліналі, орогени і платформи.

Геосинкліналі (утворюють геосинклінальні пояси) – це найважливіші елементи земної кори, на яких у пізніші історичні етапи формувалися інші геоструктури.

Розвиток геосинкліналей пов'язаний з глибинними розломами, що і визначає їхню лінійну протяжність. Упродовж усієї історії розвитку земної кори геосинкліналі виникали, розвивались і замикались. На їхньому місці утворювались гірські споруди, а потім і платформи. Фундамент усіх платформ складчастий. Нерідко окремі частини платформ були втягнуті в нові, повторні геосинклінальні процеси. Це особливо стосується крайових частин платформних площ.

Під *геосинкліналями* розуміють наймобільніші ділянки земної кори, де найактивніше виявляються різноманітні тектонічні рухи. Геосинкліналі мають такі *ознаки*:

1. Значні потужності комплексів осадових скельних порід (10-15 км для одного тектонічного циклу) з великими градієнтами (зміна товщини шарів на одиницю довжини) потужності шарів впоперек

простяганню геосинкліналі, тобто зміни можуть відбуватися швидко і різко;

2. Широкий розвиток магматичних процесів – як інтрузивних, так і ефузивних. Це свідчить про значну роздрібненість та високу проникність тут земної кори, а також про існування магмопідвідних каналів, якими можуть бути розломи.
3. Прояви усіх типів метаморфізму;
4. Підвищений геотермічний градієнт;
5. Характер тектонічних рухів: інтенсивне занурення на ранніх етапах розвитку, розвиток складчастості і підняття складчастої системи на завершальному етапі. Як наслідок – формування гірської споруди.

В історії розвитку земної кори виділяють декілька головних етапів складко- та горотворення. Неодноразово ці процеси відбувалися в докембрійському часі, що призвело до повної зміни, метаморфізації та часткового переплавлення найдавніших порід архею і протерозою.

Найвідомішою і достатньо поширеною в межах України є складчастість у докембрію, яку називають *байкальською*. Вона виявилася наприкінці протерозою і закінчилася на початку кембрію. Досить відомою в планетарному масштабі виступає так звана *альгонкська епоха складчастості*, яка розділила архей та протерозой. Її прояви достатньо повно відображені як на американському континенті, так і на європейському. Кожна епоха складчастості мала декілька фаз, які звичайно виявлялися в різних місцях і дещо зміщені в часі.

Для фанерозою характерні такі чотири головні епохи складчастості: каледонська, герцинська, мезозойська (кімерійська), і альпійська.

Каледонська складчастість пов'язана з раннім і частково середнім палеозоєм. Найінтенсивніше вона виявилася наприкінці силуру. В цей час сформувалися складки Скандинавських гір, Шотландії й Уельсу, північні дуги Тянь-Шаню та ін.

Герцинська складчастість була найінтенсивнішою в пізньому палеозої (карбон-перм), захопивши величезні простори Європи і більшу частину Центральної Азії. З нею пов'язують складчастість Донецького кряжу, Уральських гір, південних дуг Тянь-Шаню та інших складчастих споруд.

Мезозойська (кімерійська) або тихоокеанська складчастість виявилася головним чином в юрському періоді і, частково, в крейдовому. З нею пов'язане формування складчастості в межах азійської частини Тихоокеанського поясу – північний схід Сибіру та Далекого Сходу. На Україні її прояви відомі в Гірському Криму, складчастому фундаменті Степового Криму, де юрські відклади зім'яті в складки і метаморфізовані.

Альпійська складчастість є наймолодшою і виявилася в кайнозої. В цей час формувалися Альпи, Апенніни, Карпати, Кавказ та інші гірські складчасті системи. Терени розвитку альпійської складчастості представлені

рядами гірських хребтів та глибоких депресій. Для цих територій характерні сильні землетруси і місцями активний вулканізм. Це свідчить про сучасну активність тектонічних процесів, тобто активний етап горотворення.

3.3 Епіплатформні орогенні пояси

Головним напрямом еволюції земної кори з кінця докембрію було розширення площі платформ завдяки геосинкліналям, тобто розширення платформ і зменшення геосинкліналей.

Орогени – це гірські складчасті споруди, які виникли на місці геосинкліналей. Вони сформувалися внаслідок дії орогенічних тектонічних рухів достатньо швидко, епізодично (орогенічні фази). Головним наслідком орогенічних рухів є складкоутворення, яке змінюється загальним підняттям – гороутворенням.

Епіплатформні орогенні пояси є специфічними структурами післяплатформного розвитку деяких регіонів. До них належать системи гірського поясу Центральної Азії: Тянь-Шань, Алтай, Саяни та ін. Ці сучасні високогірні гірські споруди виникли не безпосередньо після формування та підняття складчастих геосинклінальних систем, а на місці вже сформованої платформи.

Яскравим прикладом є Тянь-Шань, північна частина якого перетворена в платформу вже в післякаледонський час (*епікаледонська платформа*), а південна - у післягерцинський. Упродовж мезозою та палеогену ця територія зазнала інтенсивних процесів денудації, які вирівняли рельєф. Проте в неогені та четвертинному періоді тут значно активізувались, тектонічні рухи – відбулися підняття та прогинання земної кори. На цьому місці сформувався високогірний рельєф сучасного Тянь-Шаню, де найвищі підняття чергуються з глибокими депресіями. Загальний розмах тектонічних рухів за цей час перевершив 10 км. На вершинах гір збереглися поверхні у формі склепінь, тоді як у прогинах простежуються зворотні форми. Виникли ніби велетенські хвилеподібні складки. Водночас системами глибоких розломів гірських хребти відділені від западин, земна кора розділена на окремі блоки, які переміщуються з різними швидкостями або в різних напрямках. Переважають вертикальні рухи. Поєднання блокових рухів та хвилеподібних вигинів створює своєрідну брилово-хвилясту структуру, що дуже характерна для гір Тянь-Шаню.

В Алтайській гірській системі переважають брилові структури, які є проявом вищого ступеня консолідації фундаменту. Отже, за геологічною будовою *гірські споруди* можуть бути складчастими, брилово-хвилястими та бриловими. Останні два типи розглядають як *епіплатформні орогенні пояси*.

3.4 Процеси, що формують рельєф океану

Площа, зайнята Світовим океаном і його морями, становить майже 71% всієї земної поверхні, але знання про будову й рельєф цього величезного простору до початку 20 століття були вкрай убогими й навіть невірними.

Помилковою виявилася існуюча раніше думка про одноманітний, рівнинний характер ложа океану. Тільки дослідження першої половини й середини 20-го ст. показали, що рельєф дна Світового океану настільки ж складний і різноманітний, як і рельєф материків, що тут спостерігаються:

- потужні гірські хребти величезної довжини;
- окремі гори;
- вулканічні конуси, що піднімаються на багато тисяч метрів;
- вузькі, лінійно витягнуті жолоби;
- великі глибоководні западини;
- різкі й круті уступи;
- піднесені плато й інші елементи рельєфу.

Найважливішим фактором, що визначає особливості морфоструктури дна Океану є будова земної кори: менша потужність – 5-10 км; відсутність гранітного шару; інша щільність; інша твердість у порівнянні з континентальною корою.

Ендогенні процеси проявляються на дні Океану, як і на суші утворенням розламів, розколів, тріщин, але мережа їх значно густіше. Вулканізм розповсюджений ширше, виливи магми відбуваються не тільки по лініях розламів, але й відразу на великій площі (майданні). Землетруси, приурочені до певних сейсмічних зон, що збігаються із рухливими тектонічними поясами, супроводжуються зсувом дна (підняттям і опусканням деяких його ділянок) і викликають оповзання схилів.

У результаті тривалих вертикальних рухів океанської кори утворюються порівняно просто побудовані форми структурного рельєфу - улоговини, вали.

Особливість океанічного дна - це розростання, постійне відновлення за рахунок порід мантиї, що піднімаються по розламах рифтових зон на поверхню.

Основні особливості океанічного типу земної кори.

1. Своєрідною є її будова. Під осадовим шаром потужністю від декількох сотень метрів до декількох кілометрів залягає проміжний шар змінної потужності, нерідко називаний просто "другим шаром". Сейсмічні хвилі поширюються в ньому з більшими швидкостями, чим в осадовому, але меншими, чим у гранітному шарі. Припускають, що проміжний шар складається з базальтових лав і ущільнених осадових порід. Під ними залягає базальтовий шар, потужністю 4-7 км. Результати глибоководного буравлення й геофізичних досліджень показують, що цей шар складається з таких порід, як габро, базальти й ін. Таким чином, найважливішою специфічною

особливістю океанічної кори є мала потужність і відсутність гранітного шару.

2. Особливу будову земна кора має в областях переходу від материків до океанів – у сучасних геосинклінальних поясах, де вона відрізняється строкатістю й складністю будови. Характерними рисами перехідних областей є складне взаємосполучення й різкі переходи одного типу кори в інший, інтенсивний вулканізм і висока сейсмічність. Такий тип будови земної кори можна назвати геосинклінальним.

3. Своєрідними рисами характеризується земна кора під серединно-океанічними хребтами. Вона виділяється в особливий, так званий рифтогенний тип земної кори. Її найважливіша особливість - залягання під осадовим або проміжним шаром порід, у яких пружні хвилі поширюються зі швидкостями 3-7,8 км/с, тобто набагато більшими, ніж у базальтовому шарі, але меншими, чим у мантиї. Вчені вважають, що тут відбувається змішання речовини кори й мантиї.

Екзогенні процеси, що формують морфоскульптуру дна Світового океану.

Провідна роль у формуванні морфоскульптури належить масі води, що володіє певними фізичними й хімічними властивостями:

1. *Рух океанічних вод* – хвилювання, плин й інше мають обмежене рельєфоутворююче значення. Вітрові хвилі впливають на дно до глибини 150 - 200 м і впливають на його рельєф тільки в прибережній смузі. Постійні поверхневі плини, що мають вітрове походження, охоплюють більшу товщу води; їх механічний вплив на дно проявляється до глибини 1500-2400 м. Придонні плини переносять лише дрібні суспензії. Брижі, сліди розмиву й інші мікроформи рельєфу, сфотографовані на глибинах до 6 000 м, фахівці пояснюють впливом внутрішніх хвиль.

2. У формуванні рельєфу підводних схилів і їхніх підніж беруть участь *суспензійні потоки* (каламутні). Це плини, що містять у зваженому стані велику кількість твердих часток мінерального, а почасти й органічного походження. Вода, що містить велику кількість такого зваженого матеріалу, більше щільна, чим нормальна прозора морська вода.

Причинами утворення суспензійних потоків є наступні: а) підводні зсуви й обвали мас гірських порід, що перебувають у стані хиткої рівноваги на схилах підводного рельєфу. Імпульсом для їхнього обрушення можуть служити землетруси, виверження підводних вулканів, хвилі цунамі й інші явища. Так, наприклад, Ж. Кусто повідомив в 1966 році, що під час занурення в батискафі в підводному каньйоні Тулон, батискаф, ударившись об стінку каньйону на глибині близько 1600 м, викликав обвал. Так формується горбисто-западинний рельєф у підніж схилів; б) ріки, що впадають у море, у період повіддя, коли їхній твердий стік збільшується проти меженного в багато разів; в) у прибережних місцевостях, де за умовами рельєфу й клімату може мати місце утворення грязьових потоків

(селів), такий потік при впаданні в море може послужити причиною утворення суспензійного потоку; г) сильні штормові хвилі, що розмивають пухкий матеріал пляжів і захоплюють його в більше глибокі частини підводного схилу. У підводному каньйоні Вар на глибині 700 м були зібрані гальки, покриті плівками гудрону; д) припливно-відливні плинні й деякі глибинні океанічні плинні часто можуть привести у зважений стан пухкі відкладення океанічного дна й викликати утворення суспензійного потоку. Суспензійні потоки характеризуються здатністю до транспортування матеріалу, а також, до ерозії.

3. *Відкладення, що нагромадилися на підводних схилах*, можуть переміщатися під дією сили ваги - оповзати, обпливати. Цьому сприяє сильна насиченість донних опадів водою (середнє насичення - близько 50%), що робить їх більш важкими та надає пластичність. В результаті багаторазових оповзань виникає особливий горбисто-западинний рельєф підніж схилів.

4. Деяку роль у формуванні морфоскульптури дна грають *плавучі льоди*, особливо материкові й річкові, утримуючі великі уламки й дрібні частки гірських порід. При таненні цього матеріалу на дні накопичуються льодовикові відкладення. Широка смуга айсбергових відкладень оточує Антарктиду. Розміри айсбергів вражають. Так в 1992 році від Антарктиди відпав айсберг 74 x 22 км. У Північний Льодовитий океан уламковий матеріал приносять річкові льоди. Вчені вважають, що загальна кількість матеріалу, принесеного льодами в Океан, становить близько 0,4 млрд. т у рік.

5. *Діяльність організмів* і створювані ними форми рельєфу, зменшуючись із глибиною, в основному обмежується материковою обмілиною. Для морфоскульптури має значення відкладення органогенних відкладень, що вистилають величезні площі 171 млн. кв. км. дна Океану, при щорічному надходженні приблизно в кількості 1 млрд. т. У розподілі органогенних відкладень виявляється залежність від клімату й глибини.

Кременисті відкладення, наприклад, можуть відкладатися на будь-якій глибині, вапняні ж - на глибині не більше 5 км, тому що глибше вони розчиняються.

6. *Відклади Океану*. Дно океану – гранично низький гіпсометричний рівень на Землі. На нього надходять відкладення, що утворюються за рахунок процесів як підводних, так і відбуваються на суші, причому останні переважають. Якщо загальна кількість відкладень, що надходять в Океан за рік, становить приблизно 21,72 млрд. т, то на теригенні відкладення (знос із суші й розмив берегів) доводиться більше 80% цієї кількості. Теригенні відкладення різного механічного складу (від валунів до глинистого мулу) поширені на площі близько 50 млн. кв. км. В основному вони зосереджені біля материків, але як компонент, що входить до складу так званої глибоководної червоної глини, є присутнім у глибоких, вилучених від материків частинах океанів.

Нагромадження на дні Океану відкладень (теригенних, органогенних, вулканогенних, хемогенних і полігенних) – найважливіший з екзогенних процесів рельєфоутворення. Відбуваючись безупинно, протягом усього часу існування океанів, цей процес спрямований у загальному на вирівнювання: заповнення знижень, вирівнювання схилів. З нагромадженням опадів зв'язане формування великих плоских і горбкуватих абісальних рівнин. Таким чином, рельєф дна Океану формується так само, як і рельєф суші, під сукупною дією ендегенних і екзогенних процесів, але останні уступають за своєю інтенсивністю екзогенним процесам на суші.

3.5 Основні типи рельєфу дна Світового океану

В частині земної поверхні, що перебуває під водами Світового океану можна виділити 4 основні зони:

- А. Підводна окраїна материка;
- Б. Перехідна область від материка до ложа океану;
- В. Ложе океану;
- Г. Серединно-океанічні хребти.

Перераховані зони представляють комплекси форм і, отже, у свою чергу можуть бути підрозділені на морфологічні елементи другого порядку.

А) Підводна окраїна материка.

Під цією назвою в цей час поєднують три елементи субмаринного рельєфу:

- материковий шельф;
- материковий схил;
- материкове підніжжя.

Загальним для цих трьох частин є однакова материкова будова земної кори, що складається із трьох ярусів – осадового чохла, гранітного й базальтового шару. У порівнянні із платформними ділянками материків на материковій обмілині потужність гранітного шару зменшена, на материковому схилі цей шар стає ще тонше, до його границі з ложем океану, він зовсім виклинцюється, поступаючись місцем значно більш тонкої (не більше 8-10 км) океанічній земній корі, у якій гранітний шар зовсім відсутній.

Материковий шельф (або обмілина) – це продовження платформних рівнин суші під рівнем Океану. Займана ним площа становить усього 7,5% від всієї площі Океану й 18% від площі суші.

Донедавна під материковою обмілиною малася на увазі значно вузька смуга підводної частини берегової платформи, що простирається до глибин близько 200 м, тобто до тих глибин, де ще позначається вплив хвильових рухів морських вод на ґрунт дна. Але зараз існує інша думка. Границя шельфу з боку океану визначається не глибиною, а його геологічною будовою й рельєфом, пов'язаним з історією розвитку. Глибина краю шельфу

може значно перевершувати 200 м, досягаючи 500 м і більше (в Антарктиди, наприклад, 650 м), шельф Охотського моря досягає глибин 1 300 м.

Переважна частина Баренцева моря лежить на глибині більше 200 м. Середня ширина материкового шельфу - близько 65 км, але місцями його зовсім немає, а місцями він значно ширше. Самий широкий шельф - у берегів Північної Америки в Північному Льодовитому океані (до 1400 км) і у берегів Євразії в Баренцевому морі (1000 км).

Причини утворення материкового шельфу наступні:

- затоплення суші у зв'язку з підняттям рівня Океану, викликаного таненням льодовика в післяльодовиковий час;
- затоплення у зв'язку з опусканням суші в області новітніх платформних прогинів (наприклад, Північне море);
- в результаті руйнування берега хвилями.

Рельєф шельфу характеризується рівнинністю. Плоскі рівнини зустрічаються рідше, переважають хвилясті й горбкуваті, місцями сильно розчленовані. Іноді можна бачити східчасті, терасовані шельфові рівнини.

Смуга шельфу, що перебуває безпосередньо у берега називається *внутрішнім шельфом* або прибережною обмілиною, знаходиться під дією хвильових процесів, які її вирівнюють, і тому найбільш рівна. Границя внутрішнього шельфу розташована на глибині 100- 130 м, тобто там, де хвилі ще помітно впливають на дно.

Глибше, на *зовнішньому шельфі*, значно менше підданому дії хвиль, зберігаються реліктові форми рельєфу, що сформувалися на суші: баранячі чола, моренні пагорби, абразійні тераси, затоплені річкові долини. Під впливом процесів, що протікають на зовнішньому шельфі, вони повільно змінюються, поступово здобуваючи риси, властиві формам підводного рельєфу.

Материковий схил – нахил дна від зовнішнього краю шельфу до глибин океану. Іноді зовнішній край шельфової зони представляє чітко виражену брівку, іноді зустрічаються стрімкі уступи. Але материковий схил може бути не скрізь виражений і мати різну будову. Найбільш типові для материкового схилу значна крутість (7-15°) у верхній частині, прикритій малопотужними відкладами або без відкладень і виположеність у нижній частині за рахунок відкладення наносів.

Характерним елементом материкового схилу є *підводні каньйони*, які глибокі (до 1000 м і більше), зі скелястими схилами. Розміри каньйонів різні: звичайно вони досягають у довжину декількох десятків кілометрів, завширшки – кілька кілометрів. Але відомі каньйони (як правило, продовження більших рік, наприклад, Конго, Інду, Гудзону), що мають у довжину сотні кілометрів.

Більші каньйони можуть мати "припливи" – бічні каньйони. Для підводних каньйонів характерна прямолінійність їхнього протягу. По каналах відбувається перенос матеріалу з берегової зони долілиць. Дуже часто вони є

"каналами стоку" опадів, принесених ріками, у них можуть переміщатися суспензійні потоки.

Підводні каньйони можуть мати різне походження: *ерозійне* – тому що деякі каньйони прив'язані своїми верхів'ями до усть наземних рік; *тектонічне*; *ерозія й суспензійні потоки*. Вода, що містить велику кількість зваженого матеріалу, більше щільна, чим нормальна прозора вода й має здатність еродувати. Але треба зазначити, що, імовірно, причини можуть комбінуватися.

Материкове підніжжя – широка, похила, злегка горбиста рівнина, розташована між нижньою частиною материкового схилу й океанічним ложем, це форма підводного рельєфу, створена процесом опадоутворення й яка вирізняється найбільшою потужністю осадової товщі, що досягає 3-4,5 км. Під товщею опадів перебуває континентальна кора, що виклинюється убік океану. Зазвичай це похила слабо хвиляста рівнина, що виникає від злиття конусів виносу суспензійних потоків і зсувних мас. Підніжжя облямовує материковий схил смугою до тисячі кілометрів. Континентальне підніжжя простирається від схилу на 300- 500 км, тобто по довжині перевершує його в 5-7 разів (середня ширина континентального схилу 70 км).

До утворень на континентальних підніжжях варто віднести глибоководні конуси виносу – підводні дельти (фени), іноді гігантських розмірів. Це самі більші на нашій планеті розподільники й сховища теригенних, тобто породжених на суші опадів, що виносяться з континенту в океан ріками.

Б) Перехідна зона від материка до ложа океану.

Термін "геосинклінальні області" був уведений у науку вченим Д.А. Архангельським. Останнім часом в спеціалізованій літературі широко застосовується як синонім цього поняття термін "перехідна зона".

Зміст останнього терміна двозначний: по-перше, у ньому втримується вказівка на те, що мова йде про області, що лежать між материками й океанами; по-друге, таке найменування має на увазі, що тут у процесі історичного розвитку структури земної кори відбувається перехід одного типу земної кори в інший.

Під сучасними перехідними або геосинклінальними областями розуміються області сучасного горотворення, що протікає на стику материків і океанів.

Мегарельєф перехідних зон складний і своєрідний. У типовій перехідній зоні виділяються:

1. улоговина окраїнного глибоководного моря;
2. острівна дуга;
3. глибоководний жолоб.

Характерні риси перехідних зон:

- Незвичайно більша контрастність їхнього рельєфу - зміна на порівняно невеликих відстанях висот у кілька тисяч метрів над

рівнем океану й ще вдвічі більших глибин у глибоководних жолобах;

- Максимальна інтенсивність і контрастність тектонічних рухів земної кори в межах цієї зони;
- Всі геосинклінальні області є поясами високого ступеня сейсмічності. Більша частина катастрофічних і руйнівних землетрусів відбувається саме в цих областях.

У межах перехідних зон відзначається певна закономірність у розподілі глибинних вогнищ землетрусів: – поверхневі землетруси із глибиною залягання вогнищ від декількох кілометрів до 60 км розташовуються під днищами глибоководних жолобів; – більше глибокі землетруси, мають центри під острівними дугами й частково під улоговинами окраїнних морів; – нарешті, найглибші землетруси, вогнища яких лежать на глибині 300- 700 км, мають свої центри під улоговинами окраїнних морів або навіть під прилягаючою сушею.

Морфологія окраїнних морських улоговин. Улоговини окраїнних морів розташовуються між материком і острівними дугами. Мають чітко виражений материковий схил і досить крутий протилежний борт, утворений підводним схилом острівної дуги. У багатьох улоговинах дно плоске або хвилясте, нерідкі також улоговини зі значними підводними горами й підняттями. Так, на дні Японського моря є підводна височина Ямато до 2000 м відносної висоти. Максимальна глибина таких морів коливається від 2- 3 до 4, іноді до 5- 5,5 км.

Відзначається певний закономірний зв'язок між глибинами улоговин і потужністю відкладень, що залягають на їхньому дні: звичайно, чим глибше море, тим менше потужність опадів. В Охотському морі при глибині до 3,5 км потужність осадового шару 5 км, а в Беринговому морі глибиною 4 км потужність опадів складає лише 2,5 км.

Характерною рисою будови земної кори під улоговинами є відсутність гранітного шару.

Окраїнні улоговини відрізняються значною сейсмічністю. До них присвячені епіцентри землетрусів. Деякі підняття в улоговинах окраїнних морів являють собою безпосередні продовження складчастих гірських споруджень прилягаючої суши.

Морфологія острівних дуг. Острівні дуги одержали свою назву завдяки тому, що утворюючи їхні ланцюжки островів, дійсно розташовуються по дугах окружностей, опуклих у бік океану й описаних різними радіусами кривизни.

Це величезні хребти звичайно простягаються уздовж внутрішньої сторони глибоководного жолоба. Для острівних дуг характерний сучасний вулканізм. Розташування вулканів на острівних дугах підлягає певній закономірності.

Острівні дуги звичайно розбиті глибокими розламами, що мають поперечне або близьке до поперечного простягання. Саме на перетині осі острівних дуг із цими розламами й розташовуються найбільші діючі вулкани. Більшість острівних дуг перебуває в зоні 9- балних землетрусів. Для них характерні різко диференційовані тектонічні рухи земної кори, що характеризуються значними швидкостями.

МОРФОЛОГІЯ ГЛИБОКОВОДНИХ ЖОЛОБІВ. Глибоководні жолоби являють собою вузькі депресії - прогини в земній корі, що мають у плані найчастіше дугоподібну форму. На цей час відомо 35 глибоководних жолобів, з них 28 -у Тихому океані. 5 жолобів мають глибини більше 10 тис. м, з них Маріанський - більше 11 000 м. Поперечний профіль глибоководного жолоба близький до V- образного, але завжди є хоча б вузька смуга плоского дна.

В) Ложе Світового океану.

Ложе Світового океану займає величезний простір – більше 200 млн. кв. км. Середня глибина ложа - близько 4 км. Земна кора – типова океанічна. У кожному океані ложе перебуває між серединними хребтами з однієї сторони й перехідною до материка зоною – з іншої. Ложе океану відповідає в структурному відношенні океанічним платформам, або талассократонам.

Мегарельєф дна океану представлений розмаїтістю структур: *Глибоководні улоговини* – западини із глибинами від 4000 до 6000 м, а деякі ще більш глибокі (Філіппінська – до 7559). Площі цих западин сильно різняться за величиною, але деякі з них досягають величезних розмірів. Так, Ангольська западина східної Атлантики простягнулася більш ніж на 3100 км по своєму самому довгому меридіональному поперечнику. За своєю морфологічною характеристикою днища цих западин розрізняються за двома типами: А) улоговини з рівним днищем; Б) западини зі складним горбкуватим рельєфом.

Гайоти – підводні вулканічні гори з усіченими конусами в результаті абразії або нівелювання опадами. Типовими гайотами є підводні гори в районі Гавайського архіпелагу. Більшість гайотів мають круті схили – до 15-20°. На них іноді зустрічаються подоба терас. Але звичайно вершина гайотів піднімається до глибин 1300- 1500 м.

Підводні хребти, підняття. Хребти мають підвищену потужність земної кори, а деякі, як, наприклад, Маскаренський – материковий тип кори. Структури хребтів – брилові або брилово-вулканічні. Підводні височини – *плато*.

Окрему категорію підняттяв ложа становлять *мікроконтиненти*. Це великі асейсмічні спорудження складчасто-брилової будови з корою материкового типу.

Земна кора ложа океану місцями розчленована *глибинними розламами*. Деякі з них простежуються на багато тисяч кілометрів.

На ложі океану є великі геоморфологічні елементи, утворені не глибинними процесами, а зовнішніми. Наприклад, в екваторіальній зоні

Тихого океану, на схід від островів Лайн, на 2 тис. км простягається пологий і невисокий Тихоокеанський екваторіальний вал. Його ширина становить – до 500 км. Положення вала збігається із зоною підвищеної продуктивності планктонів в області екваторіальної протитечії, а, отже, з підвищеними швидкостями біогенного опадонакопичення. Протягом декількох десятків мільйонів років кістякові залишки планктонних організмів утворили товщу опадів більше 600 м, що проявляється в рельєфі у вигляді акумулятивного валу.

Іншою формою екзогенного походження є канали глибоководних рівнин, які вважаються руслами суспензійних потоків.

Особлива форма рельєфу – знаки брижі на поверхні осаду. Знаки брижі - це система субпаралельних підводних валів і балок, які їх поділяють. Вони нагадують вітрові брижі, виникаючі на поверхні води. Їх поява на дні пов'язана з перерозподілом часток осаду під впливом струменів придонного плину.

Г) Серединно-океанічні хребти.

Серединно-океанічні хребти (СОХ) – це зв'язна планетарна система потужних лінійно витягнутих підняттяв ложа океанів. Вони присвячені здебільшого до осьових частин Океанів і в ряді місць переходять із характерної для них структурою й властивостями на материкові й островні простори суші. Загальна довжина серединно-океанічних хребтів СОХ – 80 тис км.

У морфологічному відношенні серединно-океанічні хребти представляють здебільшого широкі (до 2 тис. км) валоподібні підняття, часто зі складно розчленованими схилами. Вони піднімаються своїми гребньовими частинами на 3500- 4000 м над днищами примикаючи глибоководних улоговин, що примикають. Серединно-океанічні хребти перерізані численними розломами, по яких окремі блоки кори переміщені на значні відстані в горизонтальному напрямі (трансформні розломи). З хребтами пов'язані землетруси, вулканізм, високий тепловий потік. У цих зонах утворюється і нарощується нова земна кора.

3.6 Закономірності розміщення форм рельєфу дна Світового океану

1. Елементи геотектури закономірно поміняють один одного в напрямку від серединних хребтів до материків: серединні хребти, ложе Океану, перехідна зона, підводна окраїна материків.

2. Морфоструктура кожної геотектури також виявляє зміну великих елементів при загальній їхній лінійній протяжності:

- рифтові долини, рифтові гряди й фланги хребтів;
- горбкуваті простори, глибоководні простори й абісальні рівнини
- ложа;

- глибоководні жолоби, острівні дуги й окраїнні моря перехідної зони;
- підніжжя, материковий схил і шельф підводної окраїни.

3. Від серединних хребтів убік материка змінюється й морфоскульптура дна Океану. Головна причина цього - посилення процесів опадонакопичення, вирівнювання первинного (створеними ендегенними процесами) рельєфу. Вплив кліматичних умов, як сучасних, так і пануючих у минулому, проявляючись у морфоскульптурі, надає їй риси горизонтальної (широтної) зональності.

Найкраще зональність рельєфу виражена на шельфі: так, для субполярних шельфів, розташованих у границях колишнього материкового заледеніння, характерні форми рельєфу, пов'язані із заледенінням; шельфи в помірних широтах, що не піддавалися заледенінню, вирівняні з ерозійними або акумулятивними формами; для шельфів тропічних широт типові форми органогенного походження (коралові будівлі).

Порівнюючи рельєф суші з рельєфом дна Океану, можна виявити подібність і розходження:

- основні елементи рельєфу й на суші й дні Океану – гори й рівнини, але для суші типові гори складчасті й складчасто-брилові, а для дна – вулканічні;
- у сукупній дії екзогенних процесів на суші переважає руйнування, а вирівнювання великих ділянок океанічного дна пов'язане з накопиченням відкладень – основним екзогенним процесом;
- вплив кліматичної зональності, що так яскраво проявляється в морфоскульптурі суші, у донній морфоскульптурі виражений значно слабкіше, і в основному обмежується шельфом;
- риси вертикальної зональності якщо й спостерігаються в морфоскульптурі дна, але безпосереднього зв'язка із кліматом не мають і обумовлені зміною рельєфоутворюючих екзогенних процесів із глибиною: – хвильові процеси й вплив плинів на незначних глибинах; – ерозія, зсуви, обпливання – на схилах; опадонакопичення – у підніж.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових термінологічних понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: платформи, кратонізація, кристалічний фундамент, щит, плита, синеклізи, антеклізи, геосинкліналі, орогени, орогенні пояси, шельф, материковий схил, материкове підніжжя, геосинклінальна область, острівна дуга, глибоководні жолоби, гайоти, серединно-океанічні хребти.

Питання для самоконтролю

1. Які тектонічні структури називають платформами?
2. За якими ознаками вирізняються давні і молоді платформи?
3. Яку структуру мають давні платформи?
4. Які є два типи осадових формацій платформ?
5. Які основні етапи виділяються в розвитку платформ?
6. Які тектонічні структури називають геосинкліналями?
7. Які існують основні теорії тектонічних рухів?
8. З якими рухами пов'язана деформація земної кори?
9. Який ключовий фактор визначає особливості морфоструктури дна Світового океану?
10. В чому полягають ключові особливості океанічного типу земної кори?
11. Назвіть основні типи рельєфу дна Світового океану.
12. В чому полягають подібності і розходження рельєфу суші з рельєфом дна Океану?

ЛЕКЦІЯ 4. ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

План

- 4.1 Екологічна геологія як наука
 - 4.2 Базові поняття екологічної геології
 - 4.3 Структура екологічної геології як науки
- Завдання на самопідготовку
Питання для самоконтролю

4.1 Екологічна геологія як наука

Більшість геологічних процесів за довжиною у часі і своїми масштабами значно перевищують як вік існування людства, так можливості впливу на них господарської діяльності людини. Але протягом останнього століття вплив людини на навколишнє природне середовище, у тому числі і на надра, в окремих своїх проявах досягнув масштабів геологічних явищ і почав перевищувати їх адаптивні можливості. Наслідки цього і стимулювали появу екологічної геології як науки.

В системі геологічних наук *екологічна геологія* розглядає взаємовплив людини і геологічного середовища, що виходить за межі традиційного предмету досліджень геології і є ознакою самостійності.

Згідно Є.Ф.Шнюкову, *об'єктом екологічної геології* є верхня частина кори земної кулі, включно з антропогенними морфоструктурами і підземною

гідросферою, тобто ті складові геологічного середовища, що в той чи інший спосіб зазнають впливу господарської діяльності людини.

Екологічна геологія розглядає ті геологічні процеси, явища і утворення, на які людина безпосередньо чи опосередковано може вплинути (викликати, підсилити, призупинити), наслідками чого є виникнення загрози життю, здоров'ю людини і умовам її життєдіяльності, виведення з стану рівноваги природних екосистем і скорочення біорізноманіття.

Крім того, екологічна геологія розглядає і ті геологічні процеси, на які людина суттєво вплинути не може, але які несуть аналогічні загрози. Можна провести аналогію екологічної геології з загальною геологією. Остання об'єднує окремі розділи, які вже давно є самостійними науками геологічного циклу, але ще не втратила свого значення не тільки тому, що вивчення її основ дає загальне уявлення про геологію взагалі, але й тому, що це єдина «система координат» і методологічна основа, яка дозволяє систематизувати всю наявну геологічну інформацію.

Об'єкт дослідження екологічної геології – традиційний для наук геологічного циклу: теоретично – це літосфера зі всіма її компонентами, в прикладному плані – її приповерхнева частина, розташована переважно в зоні можливого природного і техногенного впливу, яка в екологічній геології отримала назву геологічне середовище. Вона досліджується як багатокomпонентна динамічна система, що включає породи, підземні води і гази, і впливає на існування і розвиток біоти, у тому числі і людського співтовариства.

При такому визначенні об'єкту екологічна геологія досліджує системи "літосфера – біота", "техногенне змінена літосфера – біота", або "літосфера – інженерна споруда – біота", прямі і зворотні зв'язки між абіотичними і біотичними підсистемами, а кінець кінцем – частіше всього вплив "неживого" на "живе", хоча, якщо говорити ширше, – взаємодію літосфери і живого.

Всі ці названі системи із змістовної точки зору є системами еколого-геологічними. Головна їх відмінність – наявність живого і неживого компонентів. Біота (як живе) мешкає і функціонує в літосфері або безпосередньо на її поверхні. З практичних позицій нижня межа цих систем не є стабільною. Для природно-технічних еколого-геологічних систем вона більшістю дослідників проводиться на глибинах від перших сотень метрів до 10-12 км і відповідає глибині розповсюдження в літосфері техногенної дії. Для природної еколого-геологічної системи положення нижньої межі варіює в ще більшому діапазоні – від глибини залягання ґрунтових вод до мантийного рівня, якщо оцінюються причини неоднорідностей геофізичних полів в літосфері. Отже, у кожному конкретному випадку глибина залягання нижньої межі системи повинна визначатися і обґрунтовуватися індивідуально, залежно від вирішуваних екологічних задач і специфіка геологічної будови літосферного блоку.

З верхньою межею об'єкту дослідження питання не менш складне, оскільки в поняття геологічне середовище, багато дослідників включають не тільки породи, але також ґрунти, поверхневі води і біоту. Річ у тому, що до педосфери як об'єкту дослідження можна підходити з різних позицій. Якщо підходити до ґрунту як до мінерально-органогенної породи, яка виконує роль першого геохімічного бар'єру на шляху міграції техногенних забруднень, або середовища розвитку екзогенних процесів, то вона повинна входити в об'єкт екологічної геології.

Поверхневі води і атмосфера з позицій екологічної геології розглядаються в ранзі суміжних середовищ, інформація по яких використовується при рішенні функціональних еколого-геологічних задач.

Предмет дослідження екологічної геології – знання (система даних) про екологічні функції (властивості) літосфери. При цьому розглядаються функціональні зв'язки в системі "літосфера – біота" або "природно-технічна система – біота".

Як і більшість геологічних наук, екологічна геологія досліджує задачі трьох типів: *морфологічні, ретроспективні і прогностні*.

Морфологічні задачі – це задачі, пов'язані з вивченням складу, стану, будови і властивостей аналізованої системи, її еколого-геологічних умов в цілому. По суті, це фіксація сучасних еколого-геологічних умов їх сучасного стану на певну тимчасову дату.

Ретроспективні задачі – задачі, звернуті в минуле і зв'язані з вивченням (точніше, відновленням) історії формування об'єкту дослідження, формування його сучасної якості. Рішення ретроспективних задач спирається на дані, які отримані при дослідженні морфометричних задач. Саме ця інформація використовується при відновленні послідовності і характеру подій у часі (історичні аспекти), і розкритті причинно-наслідкових зв'язків (генетичні аспекти). Ці задачі розв'язуються в логічній тимчасовій системі (геологічний час); але заключні етапи розглядаються у фізичному часі з точкою відліку від початку ери техногенезу, тобто початки XVIII сторіччя.

Прогностні задачі – задачі, пов'язані з вивченням поведінки, тенденцій розвитку досліджуваної системи в майбутньому під впливом різних причин природного і техногенного походження. Методологія рішення прогностичних задач розроблена значно слабкіше, ніж морфологічних і ретроспективних.

4.2 Базові поняття екологічної геології

Базовими поняттями екологічної геології є геологічне середовище, екологічні функції літосфери та еколого-геологічні умови і їх стан. Поняття екологічні функції літосфери було введено в 1994 р. В.Т.Трофімовим і Д.Г.Зілінгом. Останніми роками з'явилася необхідність оцінити літосферу як речовинну і енергетичну основу існування біоти і, в першу чергу людського співтовариства. Виникла необхідність розглянути в нерозривному зв'язку

атрибутивні екологічні властивості літосфери і їх сучасний стан з екологічним станом біоти і умовами розвитку людського суспільства.

На думку цих дослідників, теоретичною і методичною основою такого дослідження і є вчення про екологічні функції літосфери. З другого боку, останнім часом все гостріше відчувається недолік інформації про екологічну роль літосфери при розгляді екосистем різних рівнів організації, включаючи і екосферу Землі. Наступив той момент коли до літосфери з екологічних позицій вже не можна відноситися тільки як до літогенної основи для розселення біоти. Прийшов час оцінити роль літосфери як одного з провідних чинників в становленні екосистем, яку забезпечують існування життя на Землі.

Поставлена задача потребує більш детального розгляду природних і техногенне обумовлених властивостей літосфери, що впливають на функціонування біоти. Літосфера є верхньою твердою оболонкою планети товщиною від 50 до 200 км, що має велику міцність і яка переходить без чіткої різкої межі в нижче лежачу астеносферу. Вона включає земну кору і тверду частину верхньої мантії, відокремлену від земної кори межею Мохоровічича (межа Мохо). Зверху літосфера обмежується гідросферою і атмосферою, частково в неї проникаючими. В літосфері протікають вельми різноманітні геологічні процеси, результати яких у вигляді переміщень земної кори, вивержень вулканів і інших явищ можна спостерігати на поверхні планети.

Доступна спостереженню поверхнева частина літосфери складена частиною твердими, а частиною відносно рихлими гірськими породами. Основними факторами, що визначають фізичний стан гірських порід в об'ємі літосфери, є температура кількість флюїдів і тиск. Температура в літосфері підвищується з глибиною. При цьому зростають з глибиною також тиск і щільність речовини, що обумовлене дією ваги перекриваючих гірських порід. Так на глибині 30 км температура складає приблизно 900°C при тиску близько 8·10⁸ Па.

Неоднорідність літосфери є слідство всієї геологічної історії нашої планети, енергетичної взаємодії головних протилежно спрямованих процесів, які слід розглядати як механізм зворотного зв'язку саморегулювання і поступальної еволюції Землі. Енергію, що витрачається на геологічні і біологічні процеси, Земля одержує в основному від Сонця. Проте і в самій літосфері – в земній корі і в мантії – також існують джерела енергії, до яких слід відносити, в першу чергу, реакції розпаду радіоактивних елементів, що протікають з виділенням великої кількості тепла.

Безперервний масо- і енергообмін літосфери з гідросферою, атмосферою, космічним простором і з внутрішніми глибинними сферами Землі, таким образом, є тим механізмом, який лежить в основі всіх спостережуваних в літосфері і на її поверхні геологічних і біологічних процесів. Взаємовідношення останніх є своєрідною реалізацією екологічних

функцій літосфери. В такому контексті літосфера являється одним із джерел енергії, додатковий до сонячної радіації і космічного випромінювання, вона виступає як її перетворювач, накопичувач, поглинач і як передаюче середовище.

Значна частина цієї енергії витрачається на підтримку геологічних процесів, а також на створення умов, придатних для життєдіяльності представників рослинного і тваринного миру, які населяють нашу планету. Ці якості літосфери виникають з особливостей її будови, стану і геологічних процесів, що відбуваються усередині неї і на її поверхні і реалізуються через її екологічні функції.

Поняття екологічних функцій літосфери визначається наступним чином: *під екологічними функціями літосфери* розуміється все різноманіття функцій, що визначають і відображають роль і значення літосфери, включаючи підземні води нафта, гази, геофізичні поля і геологічні процеси, які в ній здійснюються, в життєзабезпеченні біоти і, головним чином, людського співтовариства.

Пріоритетне виділення в екосистемі людській популяції обумовлено її активною дією на середовище незаселеного, причому на глибини, значно перевищуючі вплив решти біоти. В такій якості літосфера не вивчалася і не вивчається в рамках традиційної біоекології, біогеографії і екологічного ґрунтознавства.

Основне з екологічних позицій "призначення" літосфери – ресурсне і енергетичне життєзабезпечення біоти – реалізується через ресурсну, геодинамічну, геофізичну і геохімічну функції. Отже, все різноманіття функціональної залежності між природною і техногенно перетвореною літосферою та біотою і людиною (як біологічним видом, так і суспільною соціальною структурою) зводиться до чотирьох екологічних функцій – *ресурсної, геодинамічної, геофізичної і геохімічної*.

Визначимо їх зміст: *ресурсна екологічна функція літосфери* визначає роль мінеральних, органічних і органомінеральних ресурсів і геологічного простору літосфери для життя і діяльності біоти як біогеоценозу, так і соціальної структури; *геодинамічна екологічна функція літосфери* відображає властивості літосфери впливати на стан біоти, безпеку і комфортність мешкання людини через природні і антропогенні процеси і явища; *геохімічна екологічна функція літосфери* відображає властивості геохімічних полів (неоднорідностей) літосфери природного і техногенного походження впливати на стан біоти в цілому, включаючи людину, зокрема; *геофізична екологічна функція літосфери* відображає властивості геофізичних полів (неоднорідностей) літосфери природного і техногенного походження впливати на стан біоти, включаючи людину.

На фоні еволюції природних середовищ в геологічній історії Землі можна виділити два основних тимчасових етапи. Перший етап – суто природний, охоплює часовий період від зародження життя на Землі (близько

3,5 млрд. років тому) до появи людської цивілізації і другий етап – природно-техногенний, якій охоплює часовий інтервал біля 200 років і є, головним чином, породженням техногенезу. Матеріальним носієм прояву екологічних функцій літосфери, який можна зміряти і відобразити на картографічних моделях є екологічні властивості літосфери.

Таким чином, *екологічна властивість літосфери* – одна із сторін літосфери, її специфічний, екологічно значущий атрибут, обумовлений природою її речовинного складу, геодинамічних, геохімічних і геофізичних полів і органічно пов'язаний з життєзабезпеченням біоти, умовами її існування і еволюції.

Екологічні властивості літосфери слід розглядати як результат її еволюційного розвитку і техногенного перетворення, з яким пов'язане існування біоти і її подальше функціонування. Це екологічна складова (грань) літосфери що вивчається екологічною геологією.

Поняття еколого-геологічні умови і їх стан є логічним розвитком уявлень про екологічні функції літосфери. Вони дозволяють перейти від вивчення і аналізу взаємозв'язків і залежності в системі "літосфера - біота" до оцінки конкретних матеріальних носіїв цієї інформації.

Під *еколого-геологічними умовами* (обстановкою) слід розуміти сукупність конкретних екологічних властивостей (функцій) літосфери, які відображають сучасний або палеостан умов життєдіяльності живих організмів в даному об'ємі літосфери як середовищі їх мешкання. Ця обстановка може змінюватися як від місця до місця, так і в часі.

В умовах техногенезу і унаслідок розвитку природних катастрофічних процесів такі зміни відбуваються дуже швидко, нерідко практично миттєво, навіть з історичної точки зору.

У формуванні еколого-геологічних умов ведуча роль може належати як всім екологічним функціям, діючим одночасно, так і, по суті, якій-небудь одній функції, наприклад, геодинамічній, яка в даний період за своєю інтенсивності або масштабом оказує найбільшу дію на біоту і як би пригнічує роль інших функцій. В останньому випадку слід говорити про еколого-геологічні умови, особливості яких обумовлені геодинамічними характеристиками літосфери.

Зміни еколого-геологічних умов можуть відбуватися достатньо швидко. Етапні особливості даного об'єкту – еколого-геологічної системи слід назвати станом еколого-геологічної обстановки (умов), нерідко зване геологами екологічним станом літосфери.

Зміст цього поняття визначають так: *стан еколого-геологічної обстановки (умов)* – тимчасовий її стан, оцінюваний специфікою прояви одного, декількох або сукупністю екологічних властивостей (функцій) літосфери в даний момент часу, визначаючих ступінь (рівень) сприятливості і можливості мешкання живих організмів.

Стан еколого-геологічної обстановки оцінюється через тимчасовий стан певних властивостей літосфери і характеризує рівень дії цих властивостей на живі організми. Згідно цьому визначенню, оцінка екологічного стану літосфери повинна включати, з одного боку, визначення рівня ресурсної і енергетичної дій літосфери на живі організми і, з другого боку, вказівку на специфічні реакції на цю дію живої матерії. Цей критерій придатний для живих організмів всіх рівнів організації екосистеми.

Якщо найбільш сильно діють на біоту особливості, наприклад, геофізичної функції, то доводиться говорити про стан еколого-геологічних умов, обумовлених проявом геофізичної функції (властивостей). Часто геологи використовують для позначення цього більш коротке словосполучення: еколого-геофізичний стан літосфери.

В цьому ж значенні використовуються і такі поняття, як еколого-ресурсний стан літосфери, еколого-геодинамічний стан літосфери, еколого-геохімічний стан літосфери.

Таким чином, стан еколого-геологічних умов, визначуваний для конкретної території або літосферного блоку відображається на індивідуальній фактологічній оцінці і забезпечується чіткою тимчасовою прив'язкою або часовим інтервалом – сучасний стан, стан на конкретну дату.

Обидва введені поняття – еколого-геологічні умови і стан еколого-геологічних умов є матеріальним атрибутом об'єкту вивчення, і характеризуючи їх параметри можна виміряти, оцінювати, класифікувати і моделювати що забезпечує не тільки рішення теоретичних еколого-геологічних проблем, але і практичних задач.

При оцінці стану еколого-геологічних умов використовуються показники різних типів. Вони можуть бути:

- *тематичними;*
- *площинними (просторовими);*
- *динамічними.*

Перші – *тематичні* – представляють змістовні показники, які характеризують стан еколого-геологічної системи, біоти або їх окремих компонент.

Просторові критерії оцінюють площу або об'єм порушень за перерахованими вище тематичними показниками.

Динамічні критерії характеризують швидкість наростання несприятливих змін, виявлених по тематичних показниках.

Із змістовної точки зору всі ці критерії достатньо багатоманітні: біотичні, геологічні, медико-санітарні, соціально-економічні, причому всі вони включають по декілька показників.

Серед них можуть бути як *прямі* так і *індикаторні* показники. Перші регламентуються нормативно-директивними документами і виражаються по відношенню до ГДК, ГДВ, ГДС, ГДН або фону і кларку. Вони

загальноприйняті і використовуються як при еколого-геологічних, так і інженерно-екологічних дослідженнях.

Індикаторні (індикаційні) критерії більш специфічні. В ресурсній групі вони включають залишкові запаси з урахуванням досягнутого рівня споживання (кількість років); для ресурсів, необхідних для життя біоти і ресурсів геологічного простору критерії оцінки поки взагалі не розроблені.

В геодинамічній групі вони включають, крім площинних, об'ємних (енергетичних) і динамічних, ще і медико-санітарні (для оцінки впливу катастрофічних процесів), ботанічні і зоологічні.

В геохімічній групі критеріїв – це оцінка ступеня забруднення літосфери через геохімічні і біохімічні показники (Z_c – сумарний показник хімічного забруднення; A_k – відношення вмісту елемента в золі рослин до його вмісту в гірській породі), коефіцієнт техногенного навантаження, надлишок, недостача або дисбаланс елементів в породах ґрунтах і рослинності. В геофізичній групі критерії оцінки розроблені украй слабо, за винятком оцінки рівня радіаційного випромінювання.

4.3 Структура екологічної геології як науки

Загальне поле логічної структури екологічної геології включає визначені за об'ємом частини поля логічної структури різних геологічних наук і свою «власну частину» логічної основи, той стрижень який дозволяє цілеспрямовано використовувати теорії, що привертаються, ідеї і закони окремих геологічних наук.

Найбільший об'єм інформації і методів дослідження для екологічної геології "поставляють" інженерна геологія, геокріологія, гідрогеологія, геохімія геофізика і геологія корисних копалин. Інші науки геологічного циклу і їх логічні структури грають меншу роль.

До важливіших елементів власної частини логічної структури екологічної геології можна віднести наступні: положення про те, що структура властивості і просторові закономірності в будові приповерхневої частини літосфери (геологічного середовища) і її екологічні функції є результат історико-геологічного розвитку у взаємодії із зовнішніми природними середовищами і техносферою; положення про те, що динаміка (швидкість, характер руху) літосфери, її компонентів і зміна екологічних функцій обумовлені їх природними властивостями, виглядом і інтенсивністю взаємодії із зовнішніми, у тому числі техногенними, середовищами; закон відповідності при взаємодії організмів з навколишнім середовищем; закон відповідності характеру розвитку суспільства і стану природного середовища (основний екологічний закон).

Саме ці положення формують екологічний стрижень, об'єднуючий наукові основи інших наук геологічного циклу, і складають власну частину

логічної основи екологічної геології. Ще однією основоположною проблемою є питання про рівні організації і таксономії об'єктів.

Для екологічної геології можна прийняти наступні рівні організації літосфери: *елементарний*, якій включає геофізичний (фізичні поля і частинки); атомно-молекулярний (елементи, з'єднання), мінералогічно-петрографічний (мінерали, гірські породи); *локальний геологічний* (масиви гірських порід, стратиграфо-генетичні комплекси гірських порід); *регіональний* (геологічні формації, структурні поверхи, регіональні геосистеми); *планетарний* (геооболонки).

Кожний з виділених таксономічних рівнів організації літосфери вивчається певним комплексом геологічних дисциплін, кожна з яких спирається на свої теорії і ідеї. Так, для планетарного рівня, головним чином використовуються наукові основи тектоніки, структурної геології, геофізики і регіональної геології, для локального рівня – інженерної геології, гідрогеології, літології, геохімії і геофізики, для елементарного рівня – геохімії, інженерної геології для дослідження фізичних полів – тільки геофізики.

Ресурсна екологічна функція літосфери вивчається переважно методами геології корисних копалин і гідрогеології. Причому це відноситься тільки до планетарного рівня організації літосфери. На регіональному рівні до них підключаються інженерна геологія і геокріологія. На локальному рівні пріоритет переходить до мінералогії, петрографії і гідрогеології, інженерної геології і кріолітології.

При вивченні геодинамічної екологічної функції літосфери на всіх рівнях її організації домінують інженерна геологія, геокріологія, геохімія, геофізика, геологія корисних копалин. Решта наук геологічного циклу грає дещо меншу роль. При вивченні геофізичної і геохімічної функцій літосфери домінують геохімія, гідрогеологія і геофізика.

У складі екологічної геології виділяються декілька наукових розділів, відповідальних за вивчення певних екологічних функцій літосфери. Такими розділами є: *екологічне ресурсоведення, екологічна геодинаміка, екологічна геохімія і екологічна геофізика.*

Екологічне ресурсоведення досліджує весь спектр морфологічних, ретроспективних і прогностичних питань і проблем, пов'язаних із забезпеченням біоти і, в першу чергу, людського співтовариства мінерально-сировинними ресурсами літосфери і ресурсами геологічного простору з позицій використання його для потреб людства в епоху активного техногенезу.

Акцент в дослідженнях робиться не на пошуки і підрахунок запасів корисних копалин, а на оцінку їх відповідності сучасному рівню споживання і раціонального використання з урахуванням екологічних наслідків. По суті повинне розв'язуватися питання про регламентацію споживання мінерально-сировинних ресурсів літосфери з урахуванням збереження і

нормального функціонування екосистем високого рівня організації. З екологічних позицій оцінюються і ресурси геологічного простору.

Екологічна геодинаміка досліджує морфологічні, ретроспективні і прогностні задачі, пов'язані з вивченням дії природних і антропогенних геологічних процесів на біоту як з позицій оцінки можливих катастроф, так і комфортності її мешкання. Останнє відноситься, як правило, до людського співтовариства. До основних задач відносяться: розробка методів оцінки стійкості приповерхневої частини літосфери до зміни її геодинамічних параметрів під впливом природних чинників і техногенезу з урахуванням екологічних наслідків; еколого-геологічне обґрунтування інженерного захисту від небезпечних і катастрофічних геологічних процесів (природних і антропогенних), що впливають на існування і комфортність життєдіяльності біоти і людського співтовариства.

Екологічна геохімія досліджує морфологічні, ретроспективні і прогностні задачі, пов'язані з вивченням впливу геохімічних полів і геопатогенних аномалій (неоднорідностей земної кори) природного і техногенного походження на біоту. Серед цих полів виділяються літогеохімічні, гідрогеохімічні, сноугеохімічні, біогеохімічні і атмогеохімічні. Об'єктом дослідження є речовинний (мінеральний) склад літосфери, міграція рухомих з'єднань хімічних елементів, їх аномальних концентрацій і характер дії на біоту з використанням методів геохімії, мінералогії, петрографії, гідрогеології і даних медико-біологічних оцінок стану біоти. В практичному аспекті такі дослідження мають на увазі тісну співпрацю екологів-геологів з медиками і санітарною службою, оскільки оцінка аномалій повинна проводитися з медико-санітарних позицій.

Екологічна геофізика досліджує морфологічні, ретроспективні і прогностні задачі, пов'язані з вивченням геофізичних полів природного і техногенного походження, їх відхиленням від норми і дією на біоту. Для цього притягуються методи геофізики, геотектоніки, сейсмотектоніки і дані медико-біологічних дисциплін. Тут також необхідна тісна співпраця з представниками медико-санітарної служби. Таким чином, екологічна геологія і її наукові розділи тісно пов'язана з проблемою геологічного забезпечення сталого функціонування екосистем, включаючи людське співтовариство. При цьому вона спирається на теорії і методи багатьох геологічних наук, таких як інженерна геологія, геокрінологія, гідрогеологія, геохімія, геофізика і геологія корисних копалин. Решта наук геологічного циклу – геотектоніка, петрографія, мінералогія і інші – грають дещо меншу роль, і їх теорії і методи залучаються з урахуванням характеру вирішуваної еколого-геологічної проблеми. Крім того еколого-геологічні дослідження передбачають широке використання інформації медико-біологічного і соціально-економічного характеру.

Завдання на самопідготовку

Підготувати доповіді за темами: «Екологічна геологія в системі геологічних наук, її об'єкт, предмет та завдання»; «Основні екологічні функції літосфери»; «Особливості техногенного впливу на геолого-геоморфологічне середовище», «Класифікація техногенних впливів на літосферу».

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттю «екологічна геологія».
2. Охарактеризуйте об'єкт дослідження, предмет і типи задач екологічної геології.
3. Визначте базові поняття екологічної геології.
4. Охарактеризуйте ресурсну, геодинамічну, геофізичну і геохімічну функції літосфери.
5. Дайте визначення поняттю «еколого-геологічні умови».
6. Які показники використовуються для оцінки стану еколого-геологічних умов.
7. Охарактеризуйте структуру екологічної геології як науки.

РОЗДІЛ 2. ЕКЗОГЕННІ ПРОЦЕСИ – ПРОЦЕСИ ЗОВНІШНЬОЇ ГЕОДИНАМІКИ ТА ЇХ РОЛЬ У РЕЛЬЄФОУТВОРЕННІ

ЛЕКЦІЯ 5. ВІДОМОСТІ ЩОДО ОСНОВНИХ ФОРМ ТА ЕЛЕМЕНТІВ ФОРМ РЕЛЬЄФУ. МОРФОГРАФІЯ ТА МОРФОМЕТРІЯ ФОРМ РЕЛЬЄФУ

План

- 5.1 Відомості щодо основних форм й елементів рельєфу
- 5.2 Класифікація форм рельєфу за розмірами
- 5.3 Морфографія й морфометрія рельєфу
- 5.4 Поняття про генезис рельєфу
- 5.5 Поняття про вік рельєфу
- Завдання на самопідготовку
- Питання для самоконтролю

5.1 Відомості щодо основних форм й елементів рельєфу

Рельєф будь-якої ділянки земної поверхні складається з окремих *форм*, що чергуються між собою. Кожна форма рельєфу складається з певних *елементів* (наприклад, долина ріки складається із заплави, терас, корінних берегів; у гори можна виділити підніжжя, схили, вершину, які між собою тісно зв'язані).

Кожну форму рельєфу можна уявити у вигляді геометричного тіла, обмеженого характерними точками та лінійними елементами. І хоч реально жодна з форм рельєфу (за дуже незначними винятками) не має чітких геометричних обрисів, визначення окремих елементів "геометризованих" форм є чи не єдиним шляхом до кількісних оцінок земної поверхні та окремих її ділянок, що має надзвичайно важливе практичне значення.

У природі геоморфологічний аналіз окремих форм рельєфу найчастіше починають з найпростішого – виявлення особливостей поверхонь (*граней*), що обмежують цю форму. Крім загальних розмірів таких поверхонь особливе значення надається їх *похилу до горизонтальної площини*, в зв'язку з чим всі поверхні поділяють на *субгоризонтальні* (з кутами похилу менше 2°) та *схили* (кут похилу більше 2°). *За формою розрізняють* поверхні рівні, увігнуті та опуклі.

При перетині двох суміжних граней утворюються *ребра* (так формуються лінії вододілів, тальвеги річкових долин, ярів, балок тощо).

При перетині трьох і більше поверхонь утворюються *гранні кути*, з положенням яких пов'язується формування окремих вершин, дна карстових воронок та інших характерних точок рельєфу. Проте у природі ребра, і особливо гранні кути, зберігають свою геометричну виразність дуже рідко. У

переважній більшості випадків вони під дією різноманітних агентів досить швидко втрачають свої морфологічні ознаки і набувають округлих форм.

Форми рельєфу можуть бути:

- замкнутими (моренний пагорб, моренна западина, термокарстова западина);
- відкритими (яр, балка, річкова долина);
- простими (бархан, дюна – невеликі за розмірами, мають правильні геометричні обриси, складаються з елементів рельєфу);
- складними (це комбінації декількох простих форм: барханні ланцюги, комплексні циркульні дюни).
- позитивними;
- негативними.

Виділення позитивних і негативних форм рельєфу не викликає утруднень при зіставленні сусідніх простих або відносно простих форм рельєфу. Так, балки є негативними формами стосовно поділяючих їх міжбалкових просторів.

Серед форм рельєфу, сформованих екзогенними процесами, розрізняють:

- акумулятивні (ті, що утворилися за рахунок нагромадження матеріалу);
- денудаційні (або вироблені) форми рельєфу, що сформувалися за рахунок виносу матеріалу (яр, улоговина видування).

5.2 Класифікація форм рельєфу за розмірами

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

Планетарні форми рельєфу займають площу в сотні тисяч і мільйони квадратних кілометрів. До них відносяться: *материки; геосинклінальні пояси (перехідні зони); ложе океанів; серединно-океанічні хребти.*

Материки – найбільші позитивні форми рельєфу Землі. Більша частина їх являє собою сушу, значна частина материків бере участь у будові дна Світового океану. Найважливіша особливість їх у тому, що вони формуються земною корою материкового типу.

Ложе океану – це основна частина дна Світового океану, що лежить, як правило, на глибинах більше 3 км і характеризується поширенням земної кори океанічного типу.

Сучасні *геосинклінальні пояси* розташовуються на границі між материками й океанами, хоча й не скрізь: так, на більшій частині окраїн Атлантичних, Індійських і Північного Льодовитого океанів материки безпосередньо контактують із ложем океану;

Серединно-океанічні хребти являють собою найбільшу гірську систему, що проходить через всі океани й істотно відрізняється від ложа океану будовою земної кори.

Мегаформи займають площу порядку сотень або десятків тисяч квадратних кілометрів. До них відносяться: *гірські пояси*; *рівнинні країни* в межах материків; *великі западини й підняття* в межах ложа океанів; *розломи планетарного масштабу*, виражені в рельєфі (наприклад, розлом в Північній Америці Сан-Андреас, що проходить через м. Сан-Франциско). Прикладом мегаформ можуть служити западини Мексиканської затоки й Карибського моря, гірські системи Альп і Кавказу, Західно-Сибірська рівнина й Середньосибірське плоскогір'я, Алтай.

Макроформи – є складовими частинами мегаформ. Площі, займані ними, вимірюються сотнями або тисячами, рідше десятками тисяч кв.км. До них відносяться, наприклад, окремі *хребти* й *западини* якої-небудь гірської країни (наприклад, гірський хребет Карпат – Горгани).

Мезоформи – вимірюються зазвичай декількома кв. км або десятками км. Прикладом таких форм можуть служити: яри, балки, долини річок, великі акумулятивні форми типу барханних ланцюгів.

Мікроформи – це нерівності, що є деталями більш крупних форм. Наприклад, карстові воронки, ерозійні вибоїни, берегові вали.

Формами нанорельєфу називають дуже дрібні нерівності, що ускладнюють поверхню макро-, мезо- і мікроформ. Наприклад, лугові купини, дрібні ерозійні борозенки, знаки брижі на морському дні або на поверхні еолових форм рельєфу.

Треба зазначити, що розподіл форм рельєфу за їхніми розмірами у значній мірі умовно, тому що в природі немає чітких границь між зазначеними вище градаціями. Однак, незважаючи на цю умовність, розходження в масштабі форм рельєфу несуть певну генетичну інформацію. Так, якщо планетарні форми рельєфу, мегаформи, макроформи й деякі мезоформи сформувалися в результаті діяльності ендегенних процесів, то утворення більшої частини мезоформ, а також мікро- і наноформ пов'язане з діяльністю головним чином екзогенних процесів.

5.3 Морфографія й морфометрія рельєфу

Морфологія рельєфу є складовою частиною геоморфологічної тріади: морфологія – генезис – вік.

Під *морфологією рельєфу* розуміють його зовнішні риси, визначені розмірами, абсолютною висотою, формою вершин або западин, крутістю і формою схилів, ступенем ерозійного розчленування.

Предметом дослідження морфології рельєфу є зовнішня пластика (форма) геоморфологічних утворень, сучасних форм рельєфу, які кількісно вивчає морфометрія, а якісно – морфографія.

Морфографія рельєфу – це галузь геоморфології, що займається описом і класифікацією форм рельєфу земної поверхні та систематизацією їх за зовнішніми ознаками незалежно від походження. Як синонім використовують термін *орогідрографія*, що передбачає опис головних додатних і від'ємних форм рельєфу.

Морфометрія рельєфу – це галузь геоморфології, що займається кількісною характеристикою рельєфу.

Планетарні, мега- і макроформи рельєфу відрізняються не тільки розміром площі, що вони займають, але й *гіпсометрією* (засобом відображення рельєфу земної поверхні за допомогою горизонталей, що з'єднують точки з однаковою висотою над рівнем моря) або, стосовно до підводних форм *батиметрією* (глибиною моря або океану).

Найбільш загальну характеристику рельєфу земної поверхні в цілому дає *гіпсографічна крива*, на якій чітко виділяються основні гіпсометричні рівні земної поверхні:

- *материковий*, що розташовується між +2000 і –200 м і що займає 30% земної поверхні;
- *океанічний*, що розташовується на глибинах від –3000 до –6000 м, на частку якого доводиться 50% поверхні Землі.
- 20% займають середньовисотні і високі гори, глибоководні жолоби.

Середня висота суші над рівнем моря дорівнює +875 м, середня глибина океану –3730 м. Середня висота поверхні Землі дорівнює –2440 м. Отже, для Землі в цілому характерні негативні гіпсометричні характеристики. Гіпсометрична характеристика – одна з найважливіших характеристик рельєфу.

За ступенем піднесеності поверхні суші над рівнем океану виділяють:

- *низинний* рельєф від 0 до 200 м;
- *піднесений* рельєф, що залежно від абсолютної висоти, геологічної будови й характеру розчленованості підрозділяється на *височини* й *піднесені рівнини*, *плато* й *плоскогір'я*, *нагір'я* й *гори*.

До *височин* і *піднесених рівнин* відносять ділянки земної поверхні з абсолютними висотами від 200 до 500 м. Їхні поверхні, як і поверхні низинних рівнин, можуть бути *горизонтальними*, *похилими*, *увігнутими* або *опуклими*.

Морфологічний вигляд рівнин визначається їхньою геологічною будовою й впливом тих або інших екзогенних процесів, залежно від характеру впливу яких виділяють рівнини *аккумулятивні* та *денудаційні*.

Під терміном "*плато*" розуміють піднесену рівнину, складену горизонтально лежачими або слабко деформованими породами з рівною або слабко розчленованою поверхнею, відмежовану виразними уступами від сусідніх більше низьких рівнинних просторів.

За характером рельєфу й походженням до поняття "плато" близьке поняття "плоскогір'я".

Плоскогір'я – це великі плосковершинні височини, складені горизонтально лежачими або слабко деформованими породами. Плоскогір'я відрізняються від плато більшими абсолютними висотами (до 1 000 м і більше) і тому мають більше глибоке розчленовування. Усередині плоскогір'їв зустрічаються значні нерівності (западини або підняття), відмежовані від навколишніх просторів чітко вираженими, іноді крутими уступами.

Під поняттям "*нагір'я*" розуміють великі ділянки земної поверхні, що характеризуються складним сполученням гірських хребтів і масивів, плато, плоскогір'їв і улоговин, що лежать на загальному, високо піднятому масивному цоколі.

Гори – це великі території зі складчастою, бриловою або складчасто-бриловою структурою земної кори, підняті на різну висоту (до 8 000 м і більше) і, які характеризуються значними, звичайно різкими коливаннями висот на короткій відстані.

Гори, прямолінійно або дугоподібно вигинаючись, простягаються на десятки, сотні й тисячі кілометрів.

За гіпсометрією їх підрозділяють на: *низькі* (до 1000 м), які характеризуються м'якими округлими формами, відсутністю або слабко вираженою вертикальною ландшафтною диференціацією; *середні* (від 1000 до 3000 м), що мають чітко виражену висотну поясність; *високі* (від 3000 до 5000 м) і *найвищі* (вище 5000 м).

Для гір характерні: висотна поясність ландшафтів і ярусність рельєфу, обумовлені висотною диференціацією клімату й рельєфоутворюючих процесів. І поясність і ярусність особливо чітко проявляються у високих горах. Рельєф гір залежить від абсолютної висоти, геологічної будови й географічного положення.

Ретельне вивчення морфографії й морфометрії рельєфу має великий науковий інтерес. Розмаїтість морфографічних та морфометричних показників змушує шукати причину цих розходжень, що може полягати в неоднорідності геологічної будови досліджуваної території, у характері й інтенсивності новітніх тектонічних рухів, а також у неоднорідності впливу екзогенних рельєфоутворюючих процесів.

5.4 Поняття про генезис рельєфу

Головним вихідним положенням сучасної геоморфології є аксіома: *рельєф формується і розвивається в результаті взаємодії ендегенних і екзогенних сил і процесів.*

Нерідко можна чути, що ендегенні процеси є первинними, а екзогенні вторинними. Перші як би конструюють рельєф, другим належать лише

деталі. Разом з тим існує й інше твердження – на більших просторах і за більші інтервали часу морфогенетична дія ендегенних і екзегенних процесів майже дорівнює.

У кожному конкретному випадку варто встановлювати, де й протягом якого проміжку часу переважає той або інший фактор рельєфоутворення, або необхідно доводити, що їхня дія врівноважує один одного. Варто також звернути увагу на те, що головною причиною прояву й екзегенних, і ендегенних процесів є ізостатична (гравітаційна) неврівноваженість речовини в надрах і на поверхні Землі.

Розвиток рельєфу земної поверхні протікає в умовах постійного й одночасного впливу на тверду земну кору двох антагоністичних груп сил: *внутрішніх* (ендегенних) і *зовнішніх* (екзегенних).

При визначенні генезису рельєфу важливо знати, якому геоморфологічному процесу варто віддати перевагу, який з них варто вважати ведучим.

Труднощі генетичного аналізу можуть бути систематизовані у вигляді наступного переліку:

- Рельєф Землі є результат взаємодії ендегенних і екзегенних процесів. Однак це загальне поняття, що має потребу в конкретизації в кожному окремому випадку. На першому етапі конкретизації необхідно з'ясувати, яка група процесів у цьому випадку превалює. Це нелегке завдання, тому що, як показують спостереження, інтенсивність ендегенних і екзегенних процесів у цілому порівнянна. Так, якщо середня швидкість тектонічних рухів вимірюється міліметрами або десятими частками міліметра в рік, те й середня швидкість денудації земної поверхні або акумуляції продуктів денудації вимірюється величинами того ж порядку.
- Часто можна спостерігати, що рельєф, створений у недавньому минулому під впливом одних агентів, у цей час підданий впливу інших.
- Розповсюдженими є випадки, коли рельєф формується за рахунок сукупного впливу декількох процесів, що діють приблизно з однаковим ступенем інтенсивності й дають приблизно рівноцінні результати.

При виявленні генезису форм рельєфу різного порядку нерідко доводиться спостерігати таке явище: велика форма в цілому обумовлена діяльністю ендегенних процесів, а дрібні форми на її схилах представляють результат діяльності екзегенних процесів. У цьому випадку, мабуть, питання про генезис рельєфу може вирішуватися залежно від того, з якою (великою або дрібною) формою рельєфу ми маємо справу. Як провідний процес виділяється той, котрий додав основні риси даній формі або даному комплексу рельєфу, навіть якщо в цей час цей процес перестав діяти.

У тих випадках, коли в утворенні тої або іншої форми або груп (комплексу) форм одночасно беруть участь не один, а два або більше факторів, цілком порівнянних за своїм морфологічним значенням, варто говорити про складне комплексне походження рельєфу.

Генезис рельєфу визначається переважно в ході польових спостережень. Існує наступна класифікація форм рельєфу за генезисом (ця класифікація була запропонована І.П. Герасимовим і Ю.А. Мещеряковим). Цими вченими було розвинене вчення про найбільші й великі структури земної кори, виражені у сучасному рельєфі.

Залежно від походження в рельєфі виділяються *геотектури*, *морфоструктури* й *морфоскульптури*.

Геотектури – це великі елементи земної поверхні, створені силами космічних, планетарних масштабів.

Виділяють геотектури 1-го порядку – це материки й западини океанів. Геотектури II-го порядку – це гірські спорудження складчастих поясів; рівнинні області платформ; серединно-океанічні хребти й т. ін.

Морфоструктури – це великі форми рельєфу, створені ендегенними й екзогенними процесами при провідній ролі ендегенних процесів. Морфоструктуру можна розглядати як виражену в рельєфі геологічну структуру.

До них відносяться такі великі форми рельєфу, як гірські хребти, межгірські западини, а також значно більше дрібні форми рельєфу, наприклад, окремі гори, підняття, зниження та ін.

Морфоскульптури – це форми рельєфу, створені екзогенними процесами (це річкові тераси, карстові печери, зсуви, льодовикові кари, бархани, дюни, берегові бари й т.д.).

Морфоскульптура як би накладається на морфоструктуру. Елементи морфоскульптури за розмірами звичайно уступають морфоструктурним, але в окремих випадках вони можуть мати досить значні розміри (наприклад, річкові долини, області льодовикової акумуляції на рівнинах).

Сполучення форм рельєфу, що мають подібний вигляд, будову, походження і закономірно повторюються на певній території, називають генетичними типами рельєфу.

Сукупність морфоскульптур, що мають загальне походження, мають загальну назву:

- флювіальний рельєф;
- карстовий рельєф
- суфозійний рельєф;
- зсувний рельєф;
- льодовиково-нівальний рельєф;
- мерзлотний рельєф;
- еоловий рельєф;

- береговий рельєф.

Треба зазначити, що в окремих випадках походження рельєфу легко встановлюється тільки за його зовнішнім виглядом і розміром форм. Але цілком безпомилкові висновки про генезис рельєфу можна зробити тільки при одночасному вивченні його зовнішніх особливостей, розмірів форм і їх геологічної будови.

5.5 Поняття про вік рельєфу

Важливим завданням геоморфології поряд з вивченням морфології, морфометрії й генезису є з'ясування віку рельєфу (у геології – віку порід).

В геоморфології, як і в геології, зазвичай використовують поняття: *відносний вік рельєфу* й *абсолютний вік рельєфу*.

Поняття "відносний вік рельєфу" у геоморфології має кілька аспектів:

1. Розвиток рельєфу якої-небудь території або якої-небудь окремо взятої форми є стадійним процесом. Тому під *відносним віком рельєфу* можна розуміти визначення стадії його розвитку. Як приклад можна привести *стадії розвитку ярів*:

- *ерозійна вимоїна* (вибоїна). Глибина яру – 30-50 см. Поздовжній профіль повторює профіль схилу. Поперечний профіль має спочатку трикутну форму, потім трапецевидну. У плані яр має лінійну форму. На даному етапі міри боротьби найбільш прості. Неглибоку вимоїну досить згладити (оранкою, вручну або дорожніми машинами) і засіяти багаторічними травами, щоб потоки поталих вод, що концентруються в балці, стікали б по задернованій поверхні, стійкої проти розмиву. При глибоких вимоїнах необхідні донні спорудження у сполученні із залісненням.
- *стадія росту яру в результаті ерозії*. Висота верхового перепаду – 2-10 метрів, глибина яру можлива до 40 метрів. Таким чином, русло яру заглиблюється нижче вершини. Форма яру в плані залежить від його глибини в різних частинах плину. Крім головних споруджень по зміцненню вершини (підпірні стінки), необхідні донні спорудження, тому що при тривалій ерозії неукріпленого дна яру будуть утворюватися нові обриви, і лотки у вершині яру можуть бути підмиті й зруйновані. Можна зміцнювати валами й канавами, що затримують води поверхневого стоку перед вершиною яру. Необхідне заліснення дна й схилів яру, створення прибалкової лісосмуги.
- *стадія вироблення поздовжнього профілю рівноваги*. Русло яру, врізаючись углиб, доходить до рівня місцевого базису ерозії – меженного рівня ріки, рівня заплавної тераси, до дна балки. Теоретично при "профілю рівноваги" не можуть мати місця ні розмив русла, ні відкладення продуктів ерозії. Вода повинна стікати від вершини устя, не роблячи ніякого впливу на русло яру. Форма яру в

плані залежить від глибини врізання яру в схил, на якому він розвивається. Донні спорудження застосовуються для боротьби з меандруванням потоку й для найшвидшого нагромадження пухких наносів, що сприяють росту деревних насаджень на дні яру.

- *стадія загасання ерозійних процесів і заростання схилів (балка).* Припиняється глибинна ерозія, згладжується обрив вершини, припиняється ріст у довжину, яр розширюється (внаслідок меандрування потоку й опадання схилів до крутості стійкого природного укосу). У підніжжі схилів формується стійкий осип. Дно яру зтягається яружним алювієм. Стійкі схили й вершина яру поступово покриваються рослинністю, і на них формується ґрунтовий покрив. Яр перетворюється в балку. У цей час донними спорудженнями можливо регулювати меандрування потоку в руслі яру, щоб поталі й дощові води не підмивали стінок яру. Необхідно сприяти якнайшвидшому заростанню схилів яру деревиною, чагарниковою й трав'янистою рослинністю, щоб перетворити яр у лісове угіддя.

Інший приклад: формування річкової долини на поверхні, що недавно звільнилася з-під льодовикового покриву:

- *стадія юності річкової долини.* Русло ріки поступово урізається в породи, що підстилають, але в його поздовжньому профілі ще залишаються численні нерівності.
- *стадія зрілості.* Наступне врізання веде до вироблення закономірно ввігнутого поздовжнього профілю, поглиблення долини перемінюється її розширенням за рахунок розмиву берегів, починає формуватися заплава.
- *стадія старості.* Бічна ерозія приводить до розширення заплави, ріка вільно блукає в її межах, плин її стає вповільненим, а русло дуже звивистим.

Отже, один з аспектів визначення відносного віку рельєфу — це визначення стадії його розвитку з комплексу характерних морфологічних і динамічних ознак.

2. Поняття "відносний вік рельєфу" застосовується також при вивченні взаємовідносин одних форм із іншими.

Адже в загальному випадку, будь-яка форма рельєфу є більш древньою стосовно тих, які ускладнюють її поверхню й сформувалися в більше пізній час. Так, у межах Прикаспійської низовини широке поширення має морська рівнина, що після регресії моря в одних місцях піддавалася ерозійному розчленовуванню, в інших — її поверхня виявилася переробленою еоловими процесами, що сформували різноманітні типи еолового рельєфу. Отже, ерозійні й еолові форми рельєфу є вторинними (більше молодими) стосовно первинної морської рівнини.

3. Визначення *геологічного віку рельєфу* означає визначення того проміжку часу, коли рельєф набув риси які є аналогічними його сучасному вигляду. В цьому, по суті, і полягає головне у визначенні поняття віку

рельєфу. Якщо мова йде про акумулятивні форми рельєфу, то питання зводиться до визначення звичайними геологічними методами віку відкладень, що складають дану форму. Так, річкові тераси, що складені середньо четвертинними відкладеннями, відносяться до середньочетвертинного віку; давні дюни, що складені еоловими пліоценовими відкладеннями, – до пліоценового віку.

Більш складно визначаються вік вироблених форм рельєфу. Вченим К. К. Марковим були запропоновані наступні методи:

- Визначення віку за корелятивними¹ відкладеннями. При утворенні якої-небудь виробленої форми рельєфу, наприклад яру, в його усті накопичуються продукти руйнування порід, в які урізається даний яр, у вигляді акумулятивної форми рельєфу – конусу виносу. Визначення геологічними методами віку осадових порід, що складають даний конус, дає ключ до визначення віку виробленої форми, в даному випадку – яру.
- Метод вікових рубежів. Його суть полягає у визначенні віку відкладень, що фіксують нижній і верхній рубежі утворення даної виробленої форми рельєфу.
- Визначення часу "фіксації" денудаційного рельєфу. У ряді випадків денудаційні поверхні бувають перекриті (фіксовані) корою вивітрювання. Визначення палеонтологічними, палеоботанічними й іншими методами віку кори вивітрювання дає тим самим відповідь на питання про вік денудаційної поверхні.

Абсолютний вік рельєфу. Завдяки розвитку радіоізотопних методів дослідження широко застосовується визначення віку відкладень і форм рельєфу в абсолютних одиницях – у роках. Для цього необхідно знати період напіврозпаду того або іншого радіоізоотопу; потім визначають співвідношення його кількості у відкладеннях з похідним.

Отже, встановлення морфографічних, морфометричних характеристик рельєфу, його генезису, віку й історії розвитку – такими є основні завдання геоморфологічних досліджень.

Завдання на самопідготовку

Заповнити словник з визначенням ключових термінологічних понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: генезис рельєфу, геотектури, морфоструктури, морфоскульптури, генетичний тип рельєфу, форма рельєфу, елементи рельєфу, акумулятивні форми рельєфу, денудаційні форми рельєфу, планетарні форми, мегаформи, макроформи, мезоформи,

мікроформи, наноформи, морфологія рельєфу, морфографія рельєфу, морфометрія рельєфу, гіпсометрія, відносний вік рельєфу, абсолютний вік рельєфу, стадії розвитку рельєфу, геологічний вік рельєфу.

Питання для самоконтролю

1. Назвіть приклади наступних форм рельєфу: замкнуті, відкриті, позитивні, негативні, прості, складні.
2. Перелічите класифікацію форм рельєфу за розмірами.
3. Які форми рельєфу відносяться до планетарних?
4. Наведіть приклад мегаформ рельєфу.
5. Чи представлені мезоформи рельєфу в Харківській області?
6. Що розуміють під морфологією рельєфу?
7. Які напрямки досліджень представлені в морфографії і морфометрії рельєфу?
8. Назвіть основні гіпсометричні рівні земної поверхні.
9. Який виділяється рельєф за ступенем піднесеності поверхні суші над рівнем океану?
10. Яким чином класифікуються гори за гіпсометричними характеристиками?
11. Назвіть класифікацію форм рельєфу за генезисом (за І. Герасимовим, Ю. Мещеряковим).
12. Дайте визначення, що являє собою генетичний тип рельєфу.
13. Які поняття використовуються для визначення віку рельєфу?
14. З якою метою встановлюється відносний вік рельєфу?
15. Що означає геологічний вік рельєфу?
16. В яких одиницях вимірюється абсолютний вік рельєфу?

ЛЕКЦІЯ 6. ЕКЗОГЕННІ ПРОЦЕСИ. ВИВІТРЮВАННЯ

План

- 6.1 Загальні поняття про екзогенні процеси
- 6.2 Визначення процесу вивітрювання
- 6.3 Фізичне вивітрювання
- 6.4 Хімічне вивітрювання
- 6.5 Біологічне вивітрювання
- 6.6 Кори вивітрювання

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

6.1 Загальні поняття про екзогенні процеси

Екзогенні процеси – це процеси, що протікають у самих верхніх шарах земної кори, на межі її з зовнішніми геосферами планети. Енергетичною основою даних процесів є *сонячна теплота, енергія сонячної радіації та сили гравітації*. Екзогенні процеси протікають при нормальних значеннях температури та тиску згідно з ендотермічною схемою, супроводжуються поглинанням тепла та направлені на диференціацію (розподілення) речовини земної кори.

Виділяється чотири стадії екзогенних процесів: *вивітрювання, денудація, акумуляція та діагенез*.

Вивітрювання (німецьк. “веттер” – погода) являє собою процес руйнування та глибоких змін фізичного і хімічного стану мінералів та гірських порід у результаті фізичної, хімічної і біологічної дії на них води, кисню, вуглекислого газу, мінеральних та органічних кислот, а також атмосферних явищ і сонячної радіації.

Денудація (латин. “денудаціо” – відслонення) – це сукупність явищ, направлених на перенесення продуктів вивітрювання з місця їхнього утворення та безпосереднього руйнування гірських порід. Агентами денудації є сили гравітації, води поверхневого стоку, води морів та океанів, вітер і льодовики. Переміщення матеріалу відбувається з піднятих ділянок рельєфу в понижені. Одночасно денудаційні процеси призводять до зміни форм рельєфу, вирівнюючи його.

Акумуляція (латин. “аккомулос” – насипати, накопичувати) – це процес, у результаті якого продукти руйнування гірських порід після перенесення накопичуються на понижених ділянках рельєфу – річкових долинах, озерах, болотах, морях та океанах.

Діагенез (грецьк. “діагенезис” – переродження) являє собою складний процес перетворення продуктів екзогенної діяльності в осадові гірські породи під впливом гравітаційних сил та змін фізико-хімічних умов в приповерхневій частині земної кори.

Усі екзогенні геологічні процеси тісно пов’язані між собою. Завдяки вивітрюванню відбувається підготовка матеріалу для денудації, а самі продукти вивітрювання, які залишаються на місці, слугують матеріалом для утворення інших гірських порід. Разом з тим, продукти акумуляції можуть знову піддаватись процесам вивітрювання, денудації та повторному нагромадженню.

Характер та інтенсивність екзогенних процесів залежить від багатьох геологічних, фізико-географічних та інших факторів. Найважливішими серед них є *тектонічні рухи земної кори, геологічна будова району, рельєф, кліматичні умови і час*. Основним результатом екзогенних геологічних процесів є зміна речовинного складу верхньої частини земної кори,

диференціація речовини згідно з їх фізичними та хімічними властивостями, утворення осадових гірських порід і форм рельєфу земної поверхні.

Завдяки екзогенним процесам формуються ґрунти та корисні копалини. Біля 60% світового видобутку корисних копалин пов'язано з продуктами екзогенної діяльності. Разом з тим, руйнування берегів рік, озер і морів, обвали та зсуви, снігові лавини, розмивання та руйнування схилів, ріст ярів і заболоченість територій – теж є результатами діяльності екзогенних геологічних процесів. Останні приносять значні збитки народному господарству. З цим пов'язана необхідність прогнозування результатів дії екзогенних процесів, що вимагає всебічного вивчення закономірностей їх проявів і встановлення провідної ролі тих чи інших факторів, які мають максимальний вплив на формування негативних для діяльності людини явищ, щоб запобігти різного роду катастрофам.

6.2 Визначення процесу вивітрювання

Головним у діяльності екзогенних агентів є сам рельєф, тобто його різновисотні гіпсометричні (грецьк. *hipsos* – висота, *metreo* – вимірювати) рівні, між якими і виникає переміщення речовини з більш високих поверхонь на нижчі за безпосередньої участі сили тяжіння (обвали, зсуви і т. ін.) або опосередковано через діяльність води, вітру. Тобто кожен процес, що бере участь у переміщенні речовини літосфери Землі, повинен починатися за умови дезінтеграції (руйнування) чи хімічного перетворення гірських порід. Сукупність цих процесів за безпосередньої участі атмосфери, води і живих організмів називається *вивітрюванням*.

Залежно від факторів, що діють на гірські породи, та результатів цієї дії вивітрювання можна умовно поділити на *фізичне* та *хімічне*. Вони майже завжди тісно пов'язані одне з одним, діють сумісно і різниця може бути лише в інтенсивності прояву одного з них, яка в різних місцях є неоднаковою. Іноді виділяють ще один тип вивітрювання – *органогенне* (біологічне), що пов'язане з дією на гірські породи живих організмів. Але цей процес можна завжди звести до процесів фізичної або хімічної їх дії, тобто до фізичного чи хімічного вивітрювання.

6.3 Фізичне вивітрювання

Фізичне вивітрювання – це розпад гірських порід на уламки без якихось хімічних їх перетворень. Залежно від дії головного фактора, що приводить до руйнування гірських порід, фізичне вивітрювання поділяється на *температурне* та *механічне*.

Температурне вивітрювання відбувається за безпосереднього впливу температури на гірські породи і проходить без участі механічної дії на них. Склад гірської породи, її тріщинуватість, колір суттєво впливають на

інтенсивність температурного вивітрювання. Велике значення для інтенсивності цього процесу мають різкі коливання температури, особливо добові. І тому найбільш інтенсивно воно протікає у районах із значними контрастами температур, сухістю повітря, недостатнім розвитком або повною відсутністю рослинного покриву. Областями прояву температурного вивітрювання є, перш за все, пустелі та круті схили високих гір.

Механічне вивітрювання проходить під дією таких процесів, як замерзання води в тріщинах та порах, кристалізації солей під час випаровування води, тобто воно тісно взаємопов'язане з температурним вивітрюванням. Найбільш інтенсивно руйнує гірські породи вода. Під час замерзання води в тріщинах у результаті великого тиску на стінки тріщин і шпарин гірська порода розтріскується і розсипається на уламки. Це явище називають також морозним вивітрюванням. Воно притаманне переважно полярним та високогірним областям. Проявом механічного вивітрювання є також і дія солей, що кристалізуються в шпаринах та тріщинах гірських порід, в умовах спекотного і сухого клімату. Волога, що знаходиться в капілярах гірських порід, під дією сонячного тепла випаровується, солі залишаються в капілярах, кристалізуються, збільшуючись в об'ємі. Це приводить до руйнування капілярів і самої гірської породи. Руйнуються гірські породи також під час намокання та висихання і за фізичної дії на них живих організмів (коріння рослин, тварини, що риють землю і т. ін.).

6.4 Хімічне вивітрювання

Хімічне вивітрювання є результатом взаємодії гірських порід літосфери з хімічно активними елементами атмосфери, гідросфери та біосфери. Сутність хімічного вивітрювання полягає в докорінній зміні мінералів та гірських порід під дією найбільш хімічно активних кисню, вуглекислого газу, води, органічних кислот на гірські породи, що приводить до утворення нових мінералів та гірських порід. Зміна та перетворення гірських порід та мінералів відбувається в результаті *розчинення, окислення, гідратації, відновлення, карбонатизації та гідролізу*.

Розчинення відіграє у хімічному вивітрюванні чи не найважливішу роль, тому що воно пов'язане з дією води, в якій розчинені іони натрію, калію, магнію, кальцію та інших елементів і сполук.

Окислення – це взаємодія гірських порід із киснем і утворення оксидів та гідрооксидів за присутності води. Цей процес інтенсивно протікає у закисних сполуках заліза, марганцю, нікелю, сірки та інших елементів, що досить легко сполучаються з киснем.

Відновлення відбувається за умов відсутності хімічно зв'язного кисню, коли активним відновником є органічна речовина, яка утворюється в результаті відмирання болотної рослинності. Для цього необхідні анаеробні умови, коли відновлювальні процеси перетворюють породи з оксидом заліза

бурого, жовтого і червонуватого кольору в сірі та зелені. Під торфом іноді утворюється сіро-зелена глиниста маса, яку називають глеєм.

Гідроліз – це досить складний процес, що особливо інтенсивно протікає за участі мінералів групи силікатів та алюмосилікатів. Важливою умовою цього процесу є наявність води.

Карбонатизація – це реакція іонів карбонату і бікарбонату з мінералами, що приводить до утворення карбонатів кальцію, заліза, магнію й ін. Більша частина відомих нам карбонатів добре розчиняється в воді і виноситься поза межі зони вивітрювання. У цьому випадку ґрунтові води стають жорсткими.

Гідратація – це процес приєднання води до мінералів. Найбільш яскравий приклад цього процесу – перехід ангідриту в гіпс. Цікаво, що об'єм породи під час гідратації значно збільшується, а це може приводити до деформацій відкладів. Найбільш інтенсивно хімічне вивітрювання протікає в областях з вологим і теплим кліматом, з добре розвинутим рослинним покривом. У результаті хімічного вивітрювання утворюються розчинні тонкодисперсні продукти вивітрювання, які мають підвищену міграційну здатність. Таким чином, хімічне вивітрювання є одним із головних природних джерел потрапляння забруднень у навколишнє природне середовище.

6.5 Біологічне вивітрювання

На поверхні гірських порід знаходиться велика кількість мікроорганізмів, представлених більш за все водоростями, мохами, лишайниками. Вони розчиняють і руйнують гірську породу, утворюють у ній заглиблення, ямки, в яких накопичується біомаса з залишків цих організмів. Ці організми, тобто біота, для своєї життєдіяльності використовують К, Са, Na, Mg, Fe, Si та інші хімічні елементи, а в геологічне середовище вони повертають нові елементи. Таким чином відбувається кругообіг речовини, який обумовлений біологічними процесами. Навіть у процесах хімічного вивітрювання біота відіграє велику роль, утворюючи кисень під час фотосинтезу, та вуглекислий газ при розкладанні та відмиранні речовини, що приводить до утворення агресивних кислот, які підсилюють перетворення мінералів. Мікроорганізми готують субстрат для заселення порід лишайниками і мохами, руйнують алюмосилікати, утворюючи вільні гідрати глинозему. Бактерії засвоюють із ґрунту азот, а з карбонатів осадових порід – водень. Таким чином у результаті діяльності мікроорганізмів гірська порода збагачується поживними елементами – азотом, фосфором, калієм, сіркою і перетворюється в родючий ґрунт.

6.6 Кори вивітрювання

У процесі фізичного, хімічного та біологічного вивітрювання виникають дві групи продуктів вивітрювання: рухливі, які переносяться на деяку відстань від місця їх утворення, та залишкові, які залишаються на місці.

Залишкові продукти вивітрювання утворюють один із важливих генетичних типів континентальних відкладів – елювій. Процеси формування елювію відбуваються в межах вирівняного слабо розчленованого зрілого рельєфу. Сукупність залишкових продуктів вивітрювання в верхній частині літосфери називається *корою вивітрювання*.

Формування кори вивітрювання, відклади, що її утворюють, їх потужність змінюються залежно від зональності кліматичних умов, інтенсивності вертикальних тектонічних рухів та ін.

Існують кори вивітрювання, що розрізняються за часом утворення та будовою. Більшість дослідників виділяють такі *типи кори вивітрювання*:

- *уламкова*, що складена хімічно неперетвореними або слабо перетвореними уламками висхідної породи;
- *гідрослюдиста*, що характеризується слабо зміненими корінними породами і появою глинистих мінералів – гідрослюд;
- *монтморилонітова* відзначається глибокими хімічними перетвореннями первинних мінералів, головним серед яких є глинистий мінерал монтморилоніт;
- *каолінітова*;
- *червоноземна*;
- *латеритна*.

З давніми корама пов'язані такі корисні копалини, як боксити, опали, магнезити, залізні, нікелеві та кобальтові руди, кольорові метали та ін. Іноді в давніх корах вивітрювання метали накопичуються в значно більшій кількості, ніж у корінній породі, і мають промислове значення.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових термінологічних понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: вивітрювання, денудація, акумуляція, діагенез, зона вивітрювання, фізичне вивітрювання, хімічне вивітрювання, органогенне вивітрювання, кора вивітрювання.

Питання для самоконтролю

1. Охарактеризуйте джерела енергії екзогенних процесів.
2. Що таке вивітрювання, денудація і акумуляція?
3. Розкрийте взаємозв'язок між вивітрюванням, денудацією та акумуляцією.

4. Які фактори впливають на руйнування гірських порід?
5. Визначте роль води у руйнуванні гірських порід?
6. У чому полягає роль солей при вивітрюванні?
7. Охарактеризуйте сутність хімічного вивітрювання?
8. Визначте процеси, що сприяють хімічному вивітрюванню.
9. Охарактеризуйте роль біоти у процесах вивітрювання.
10. Охарактеризуйте кору вивітрювання та її типи?

ЛЕКЦІЯ 7. ГРАВІТАЦІЙНЕ ПЕРЕМІЩЕННЯ

План

7.1 Процеси та умови гравітаційного переміщення

7.2 Класифікація схилів

7.3 Схиліві процеси і рельєф схилів

7.4 Розвиток схилів

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

7.1 Процеси та умови гравітаційного переміщення

Гравітаційний рельєф – це рельєф створений під дією сили тяжіння Землі.

Дія сили тяжіння Землі реалізується через низку екзогенних процесів:

Денудаційні – повільне сповзання гірських порід униз по схилу (зсуви), каменепади та обвали, осипання гірських порід, сходження снігових лавин, блокові рухи мас гірських порід, делювіальні процеси.

Акумулятивні – накопичення переміщеного матеріалу унизу схилу – біля його підніжжя.

Основні умови утворення гравітаційного рельєфу:

- *крутизна схилів* – чим більша, тим краще себе буде проявляти сила тяжіння;
- *клімат* – визначають умови вивітрювання гірських порід, вологість ґрунтів та ін.;
- *гідрогеологічні умови* – перезволожені гірські породи переміщуються швидше і в більших об'ємах;
- *геологічні умови* – значення для розвитку гравітаційних зрушень гірських порід має їх літологія, структура залягання, стійкість та піддатливість порід до дії екзогенних факторів.

Основним результатом сукупної дії процесів та умов утворення гравітаційного рельєфу є формування схилів. Частка схилів в рельєфі земної

поверхні складає 80%, тому вивчення рельєфу схилів має важливе наукове та практичне значення.

7.2 Класифікація схилів

Рельєф земної поверхні складається зі сполучення схилів і субгоризонтальних поверхонь. До *схилів* відносяться такі поверхні, на яких у переміщенні речовини визначну роль відіграє складова сили ваги, орієнтована вниз по схилу.

При кутах нахилу 1-2° складова прискорення сили ваги, що прагне змістити частки вниз по схилу, ще дуже мала. Такі поверхні до схилів найчастіше не відносяться. Але навіть без них на частку схилів доводиться більше 80% всієї поверхні суші. Уже цим визначається важливість вивчення генезису схилів і процесів, що відбуваються на них. Силі ваги на схилах протистоять сили зчеплення часток пухких порід між собою та з підстилаючими корінними породами.

Процеси, що протікають на схилах, ведуть до видалення, переміщення, а при сприятливих умовах – до нагромадження продуктів вивітрювання, тобто до утворення як вироблених, так і акумулятивних форм рельєфу.

Схилова денудація – один з основних екзогенних процесів формування рельєфу й постачальник матеріалу, з якого утворюються потім алювіальні, льодовикові, морські й інші генетичні типи відкладень.

Існує тісний взаємозв'язок між вивітрюванням і схиловими процесами: швидке видалення зі схилів пухких продуктів оголює "свіжу" породу й тим самим сприяє посиленню вивітрювання. Повільна денудація схилів, навпроти, приводить до нагромадження продуктів вивітрювання, що утрудняє подальше вивітрювання корінних порід, але сприяє інтенсифікації схилових процесів.

Вивчення схилів і схилових процесів має як наукове (дозволяє встановити генезис і історію розвитку рельєфу), так і величезне практичне значення. Воно особливо важливо при прикладних дослідженнях (боротьба з ерозією ґрунтів, вишукування під будівництво споруджень на схилах, пошуки родовищ різних корисних копалин і ін.).

Особливості формування схилів відбиваються насамперед у морфології, тобто зовнішніх особливостях схилів: *крутості, довжині, формі профілю*.

По *крутості* схили діляться на:

- дуже круті (більше 35°);
- круті (15-35°);
- схили середньої крутості (8-15°);
- пологі (4- 8°);
- дуже пологі (2- 4°).

Подана класифікація має деякий генетичний зміст, дає можливість судити про характер і інтенсивність процесів, що відбуваються на схилах, про можливі шляхи використання схилів у господарській діяльності.

По довжині схили ділять на:

- довгі (біля 500 м);
- схили середньої довжини (50-500 м);
- короткі схили (менш 50 м).

Довжиною схилів визначається кількість вологи, що попадає на них у період дощів і весняного сніготанення, і як наслідок цього – різний ступінь зволоження схилових відкладень. А від ступеня зволоження залежить інтенсивність ходу майже всіх схилових процесів.

За *формою* профілю схили можуть бути:

- прямими;
- опуклими;
- увігнутими;
- східчастими.

Поверхня їх може бути ускладнена підвищеннями й зниженнями неправильних обрисів і т.д. Схили виникають у результаті діяльності ендегенних або екзогенних сил.

Відповідно до цього всі схили можуть бути підрозділені на: *схили ендегенного* і *схили екзогенного походження*.

Схили ендегенного походження можуть бути утворені в результаті:

- тектонічних рухів земної кори (вертикальні, складчасті, розривні порушення);
- магматизму (як інтрузивного, так і ефузивного);
- землетрусів.

Серед *схилів екзогенного походження* відповідно до діючих екзогенних агентів можуть бути виділені схили:

- створені поверхневими текучими водами – флювіальні;
- створені діяльністю озер, морів;
- льодовиків;
- вітру;
- підземних вод;
- мерзлотних процесів;
- схили, створені організмами (коралові рифи);
- схили, що є результатом господарської діяльності людини.

Нерідко схили можуть бути створені сукупною діяльністю двох або декількох екзогенних процесів. Схили екзогенного, вулканічного й псевдовулканічного походження можуть бути утворені як за рахунок виносу, так і за рахунок нагромадження матеріалу.

Відповідно до цього вони підрозділяються на схили денудаційні (вироблені) і акумулятивні.

Будова полігенних схилів визначається сполученням ендегенних і екздегенних поверхонь. Крутість і її зміна залежать від співвідношення ендегенних (Т) і нівелуючих екздегенних (Д) процесів: $T > D$ – крутість згодом зростає; $T = D$ – динамічна рівновага, збереження загальної крутості; $T < D$ – вирівнювання схилу.

Залежно від морфологічних особливостей схилів, складу й потужності пухких відкладень на схилах, а також від конкретних фізико-географічних умов схиліві процеси відрізняються більшою розмаїтістю.

За особливостями схилівих процесів О. І. Спиридонов виділяє наступні типи схилів:

1. *Схили власно гравітаційні*. На таких схилах, крутизною 35-40° і більше, уламки, що утворюються в результаті процесів вивітрювання, під дією сили ваги скачуються до підніж схилів.

До них відносяться: *обвальні, обсипні й лавинні схили*.

1. *Схили блокових рухів*. Утворюються при зміщенні вниз по схилу блоків гірських порід різних розмірів. Зміщенню блоків значною мірою сприяють підземні води. Істотну роль відіграє й гравітація. Крутість таких схилів коливається від 20 до 40°.

До них відносяться: *зсувні, обливло-зсувні й схили відсідання*.

2. *Схили масового зсуву чохла пухкого матеріалу*. Характер зсуву ґрунту залежить від його консистенції, обумовленої кількістю води, що міститься в ґрунті. Масовий зсув матеріалу відбувається на схилах різної крутості: від 40 до 2-3°.

До таких схилів відносяться: *соліфлюкційні, схили повільної соліфлюкції, дефлюкційні й ін.*

4. *Схили делювіальні (схили площинного змиву)*. Делювіальні процеси залежать від цілого ряду факторів і в першу чергу від стану поверхні. Вони спостерігаються й на крутих, і на дуже пологих схилах (2-3°).

7.3 Схиліві процеси й рельєф схилів

А) Обвальні схили.

Обвалом називається процес відриву від основної маси гірської породи великих брил і наступного їхнього переміщення вниз по схилу.

Утворенню обвалу передують виникнення тріщини або системи тріщин, по яких потім відбувається відрив і обвалення блоку породи. Морфологічним результатом обвалів є утворення стінок (площин) зриву й ніш у верхніх частинах схилів і нагромадження продуктів обвалення у їхніх підніж. Для акумулятивної частини обвального схилу характерний горбистий рельєф з висотою пагорбів від декількох метрів до 30 метрів, рідше більше.

Обвальні відкладення складені великоуламковим матеріалом. Найбільш грандіозні обвали в горах. Так, при обвалі в долині ріки Мургаб (Західний Памір, 1911 рік) обсяг породи, що обрушилася, склав більше 2 куб.

км, а її маса близько 7 млрд. т. Якщо зрівняти цю масу із твердим стоком Волги (близько 25 млн. т/рік), то по масштабах рельєфоутворюючого процесу обвал у долині Мургаба еквівалентний обсягу матеріалу, винесеному Волгою за 280 років.

Обвали невеликих мас породи, що складається з уламків розміром не більше 1 куб. метру, називають *каменепадами*. Обвали й каменепаді разом з осипами й лавинами чи здійснюють не основну роботу з денудації схилів гір.

Б) Обсипні схили.

Утворення осипів пов'язане переважно з фізичним вивітрюванням. Найбільш типові осипи спостерігаються на схилах, складених мергелями або глинистими сланцями. У класично вираженого осипу розрізняють: *обсипний схил*, *обсипний лоток* і *конус осипу*. *Обсипний схил* складний оголеною породою, що піддається фізичному вивітрюванню. Продукти вивітрювання – щебінь, переміщаючись вниз по схилу, впливає на поверхню схилу й виробляє у ньому жолоба – *обсипні лотки* глибиною 1-2 метри при ширині кілька метрів. У нижній частині схилу починає формуватися конус осипу. *Обсипні конуси* можуть зливатися один з одним. До них домішується грубоуламковий обвальний матеріал. Зрештою у підніжжя схилу утвориться суцільний шлейф із великих і дрібних уламків породи. На схилах формуються відкладення, які називають колювіальними або просто *колювієм*. Він відрізняється поганим сортуванням матеріалу. Одна з особливостей будови колювіальних відкладень полягає в тім, що найбільш великі уламки просуваються далі всього по акумулятивній частині обсипного схилу й складають підніжжя осипів.

В утворенні обвалів і осипів бере участь вода. Дощові й поталі води розробляють тріщини, по яких відбувається зрив обвальних-обсипних мас, і сприяють руйнуванню породи при замерзанні в тріщинах. Руйнування підсилюється й за рахунок зміни об'єму породи при зволоженні й висиханні. При сильних зливах стікаючі по схилу осипів потоки води підхоплюють і надають руху не тільки дрібним часткам, але й дрібний щебені. При цьому виникає грязьокам'яний потік – мікросель.

В) Лавинні схили.

Ковзні сніжні маси, що сповзають вниз по схилу, називають *лавинами*. Лавини – характерна риса гірських схилів, на яких утвориться стійкий сніжний покрив.

Г) Зсувний рельєф.

Зсуви – ковзний зсув мас гірських порід під дією сили ваги.

Також називають форми рельєфу, що виникають у результаті сповзання на схилах річкових долин, ярів, на берегах озер і морів.

При зсуванні відбувається переміщення монолітних блоків порід. Зсув відбувається у випадку, коли водопроникні породи підстилаються горизонтом водотривких порід, частіше за все глини, які служать поверхнею ковзання.

Для зсувів характерне сповзання мас без перекидання й сильного дроблення. Цим зсуви відрізняються від обвалів. Розміри зсувів сильно варіюють. Зустрічаються величезні зсуви, що захоплюють сотні тисяч кубічних метрів породи й малі, обсяг яких не перевищує декількох десятків кубометрів.

Зсуви утворюються як у горах (в областях розвитку слабкоцементованих порід), так і на рівнинах, де вони присвячені до берегів рік, морів і озер. Виникають зсуви на крутих схилах, нахил яких дорівнює або перевищує 15° .

Майже щороку наприкінці літа після танення снігів у горах і в результаті сильних дощів у Причорномор'ї розливаються ріки й селама, садам, виноградникам загрожують водні й селеві потоки. Так було десять, сто й тисячу років тому. Один з наслідків повеней поверхневих – це повені підземні. Дощові й паводкові води фільтруються в землю, досягають глинистих порід, що залягають в основі берегових схилів, зволожують їх і, навіть, розріджують. Крім того, морські хвилі підточують берег, роблять його крутим і руйнують. У результаті весь масив ґрунту послабляється, перестає бути стійким, і, нарешті, настає момент, коли він починає сповзати долинами. Зсув приводить до зміщення берега убік моря й опускання іноді значних площ прибережної території. Розвиток зсувів у наш час охоплює майже все Кримське, Кавказьке й північне узбережжя Чорного моря.

Наприклад, тільки на Південному березі Криму налічується близько 430 зсувів загальною площею майже 20 км². Зсувами уражено більше 45% корисної курортної зони, де можна було б вести інтенсивне будівництво.

Шкідливий вплив на зсувні райони прибережних міст робить не тільки природа зі своїми морськими приboями й розливами рік, але й самі міста. На перший погляд це здається парадоксальним, але факт залишається фактом. Зводячи будинки, портові, складські, докові спорудження, корпуси заводських цехів, люди перевантажують берегові схили, створюють додатковий тиск на ґрунт. Забудова берегової території сильно затримує стік дощових і поталих вод. Якщо до будівництва будинків і споруджень поверхневі потоки вільно йшли в море, то тепер вони залишаються на суші, фільтруються в ґрунт і руйнують ґрунт. Крім цього, нерідко (особливо в минулому) нерозумний підмив берегових укосів, розширення пляжів, риття ровів, канал знижує стійкість схилів, робить їх рухливими. Все це підсилює процес утворення зсувів й може привести до катастрофи.

Сучасна наука на відміну від минулих часів вважає за необхідне комплексно враховувати всі фактори утворення зсувів. Дійсно, накопичені матеріали багаторічних досліджень зсувів показують, що підмив берега морськими хвилями, обводнювання масивів ґрунту підземними водами, сейсмічність, діяльність людини впливають на утворення зсувів майже однаковою мірою. Недооблік кожного з них може привести до серйозних помилок.

Д) Схили відсідання.

За умовами утворення близькі до блокових зсувів. Вони розвиваються на крутих схилах (не менш 15°) значної відносної висоти. Відсідання схилів можливо в кристалічні й досить міцних осадових породах. Ріст тріщин приведе до відділення й наступного дроблення (у результаті обвалу) блоків, що відділилися. Обсяги блоків можуть коливатися від десятків до тисяч кубічних метрів. З відсіданням зв'язане поширення "ровів відсідання" – глибоких (до 20 м) і широких (до м) тріщин, що йдуть паралельно схилу. Довжина ровів відсідання обчислюється сотнями метрів. У плані вони мають прямолінійні або ламані обриси.

Е) *Соліфлюкційні схили*. На територіях з сезонним промерзанням поверхневого ґрунту та в областях з багатовіковою мерзлотою розповсюдженим типом схилових процесів є соліфлюкція, яка відбувається в діючому шарі – шарі сезонного промерзання та відтаювання. Наявність на деякій глибині водотривкого горизонту обумовлює сильне зволоження шару, що протанув, або його нижньої частини за рахунок льоду, який міститься в ньому, та фільтрації вологи зверху. Через це ґрунт набуває рідко-текучу консистенцію, яка здатна текти тонким шаром. Соліфлюкційна течія ґрунту відбувається на схилах різної крутизни.

Ж) *Дефлюкційні схили*. Дефлюкція – пластичний рух у вигляді повільного видавлювання слабо зволжених ґрунтових мас під ґрунтово-рослинним покривом. Спостерігається переважно в областях гумідного клімату.

З) *Делювіальні схили* – схили, на яких переміщення матеріалу вниз по схилу відбувається через стік дощових або талих вод у вигляді тонких струминок, густою сіткою покриваючих всю поверхню схилів. У підніжжя схилів формується особливий тип континентальних відкладів – делювій.

7.4 Розвиток схилів

Схилові процеси ведуть до виположення схилів, до згладжування рельєфу, до плавних переходів від одних форм рельєфу до інших. Відбувається виположення ендегенних або екзогенних схилів агентами схилової денудації, що приводить до «з'їдання» міжрічкових (вододільних) просторів та формуванню на місці розчленованої ділянки невисокої хвилястої рівнини – *пенеплену* (відбувається вирівнювання зверху). Розвиток схилів та утворення денудаційних вирівняних поверхонь може відбуватися і шляхом відступання схилів паралельно самим собі. Це називається педипленізація, а сформована денудаційна рівнина – *педипленом*.

Найпростіша форма педипленізації – утворення *педименту* – пологопохиленої площадки ($3-5^\circ$), яка формується в корінних породах у підніжжя відступаючого схилу. На кожний даний момент відступання схилу його підніжжя захищено шлейфом відкладів; на кожний даний момент залишається все менша частина схилу, яка може відступати паралельно сама

собі. Поступово видаляється і матеріал шлейфу. Поверхня корінних порід у підніжжя відступаючого схилу поступово оголюється. Так виникає похила вирівняна поверхня, яка прилягає до підніжжя схилу – педимент.

Утворення педиментів, педиленів та пенепленів є можливим тільки в умовах низхідного розвитку рельєфу, тобто в умовах переважання екзогенних процесів над ендегенними. При цьому відбувається загальне зменшення відносних висот та виположення схилів.

При неодноразовій зміні етапів низхідного та висхідного розвитку рельєфу у гірських країнах утворюється ряд денудаційних рівнів, які розташовуються у вигляді сходів або ярусів на різних висотах. Це поверхні вирівнювання. Кожна по окремої поверхня вирівнювання може бути не тільки піднятою, але і деформованою через складчасті або розривні тектонічні порушення.

Завдання на самопідготовку

1. Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових термінологічних понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: схил, схилі, процеси, обвал, каменепад, лавини, колювй, зсув, делювй, соліфлюкція, дефлюкція.

2. Підготувати доповідь за темою: «Небезпечна дія зсувних процесів та засоби боротьби зі зсувними процесами».

Питання для самоконтролю

1. Охарактеризуйте процеси та умови гравітаційного переміщення.
2. Дайте визначення поняттю «схил».
3. Який існує взаємозв'язок між силовими процесами і вивітрюванням?
4. Яким чином класифікуються схили за морфологічними ознаками?
5. В результаті діяльності яких процесів виникають схили?
6. Які виділяються типи схилів за особливостями протікання схилових процесів?
7. Які схили відносяться до власно гравітаційних?
8. Яким чином утворюються колювйальні відкладення?
9. Охарактеризуйте передумови виникнення зсувів.
10. Яким є результат дії схилових процесів?
11. Охарактеризуйте екологічні наслідки діяльності схилових процесів

ЛЕКЦІЯ 8. ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ПОВЕРХНЕВИХ ТЕКУЧИХ ВОД

План

- 8.1 Флювіальні форми рельєфу
- 8.2 Характеристика річкових долин
- 8.3 Утворення алювію та його характеристика
- 8.4 Типи надзаплавних терас
- Завдання на самопідготовку
- Питання для самоконтролю

8.1 Флювіальні форми рельєфу

Флювіальними називають форми рельєфу, створені постійними й тимчасовими поверхневими водними потоками. Їхня сутність - розмив водними потоками земної поверхні в одних місцях і одночасний перенос і відкладення продуктів розмиву в іншому. Ерозійні й акумулятивні процеси протилежні за роллю, але єдині по суті, відбуваються одночасно одним потоком і не здатні існувати й розвиватися відокремлено друг від друга.

Жива сила рік, або їхня кінетична енергія, повністю або здебільшого витрачається на перенос уламкового матеріалу, що надходить у русло, і на подолання опорів. У першому випадку залишок енергії витрачається на ерозію, у другому забезпечує стан динамічної рівноваги. Акумуляція матеріалу може здійснюватися, якщо кінетичної енергії не вистачає на його перенос.

Розміри кінетичної енергії річок залежать від величини поздовжнього ухилу, що визначає інтенсивність флювіальних процесів і морфологічний вигляд долин. Інші фактори кількісно підсилюють або зменшують геологічну діяльність ріки.

Флювіальні процеси розрізняються за характером водних потоків, серед яких виділяються постійні й тимчасові, руслові й неруслові, гірські, напівгірські й рівнинні.

По масштабах і генезису може бути виділений генетичний ряд: ерозійна борозна – вибоїна – вимоїна – яр – балка – річкова долина.

Ерозійні борозни – елементарні перехідні форми від площинного до лінійного розмиву земної поверхні, які виникають і розвиваються в період найбільшого зволоження в результаті схилового стоку дощових і поталих вод.

Вибоїни розвиваються з найбільш великих борозен, розташовуючись друг від друга на відстані перших десятків метрів.

Яри утворюються з найбільш великих і швидко зростаючих вибоїн у процесі їхнього поглиблення й розширення й мають профіль, відмінний від профілю схилу.

Балки – ерозійні форми, що часто утворюються з ярів на рівнинах платформних областей - в умовах незначного поглиблення відбувається розширення яру, вироблення плоского дна, пологих схилів і їхнє закріплення рослинністю.

Річкові долини – найбільше повно розвинена типова й розповсюджена флювіальна форма.

Історія розвитку кожної річкової долини зафіксована в її морфології, розмірах, пухких відкладеннях, що заповнюють її дно й схили. Основні риси рельєфу найбільше чітко відбиваються в будові поперечного й поздовжнього профілів долини, у нерівностях корінного ложа, глибоких ерозійних балках на поверхні терас і схилах.

В утворенні річкових долин головна роль належить ерозії. Тут як і в ярах та балках, її підрозділяють на *донну* (глибинну), *бокову* і *регресивну*.

На початковій стадії утворення долини переважає донна ерозія. В цей період ріка, врізаючись в гірські породи, прагне виробити свій *поздовжній профіль рівноваги*, тобто вирівняти рельєф дна вздовж течії до того рівня, коли вода вже не буде розмивати дно.

У ріки є три ділянки, де вона по-різному виконує роботу: *верхня течія, де йде розмив, середня – перенесення, нижня – акумуляція*.

Слід зауважити, що швидкість вироблення поздовжнього профілю залежить від складу порід, по яких тече ріка, нахилу території і водності ріки. На початковій стадії поздовжній профіль характеризується нерівностями, ухилами на окремих ділянках, водоспадами, порогами (різні літологічні умови русла, тектонічні структури вздовж нього). В кінцевому результаті ріка настільки виробляє свій профіль, що він має вигляд плавно увігнутої кривої. Це і є профіль рівноваги. Він може вироблятися до рівня моря або озера – куди впадає ріка. Цей рівень і називається *базисом ерозії*. Він поділяється на *загальний* (рівень відкритого моря) і *місцевий* (водосховище).

Продукти розмиву можуть переноситись рікою по дну і в самому потоці, тобто в зваженому вигляді, це – твердий стік.

Великий уламковий матеріал, що переміщується рікою по дну, посилює глибинну ерозію і сам подрібнюється, обтирається і обкатується, так утворюються галька, гравій і пісок. Звичайно ж розмір обкатаних порід залежить від швидкості ріки. Проте, у будь-якої ріки, поряд з розмивом і перенесенням, в якомусь місці відбувається відкладання уламкового матеріалу. Спочатку вони неодноразово перевідкладаються, а по мірі старіння долин і уповільнення течії – залишається в ній на тривалий час або й назавжди.

Відклади, що нагромаджуються в річкових долинах в результаті діяльності потоку, називаються *алювіальними* або *алювієм* (від лат. alluvio – нанос, намив).

8.2 Характеристика річкових долин

За своєю формою поперечного профілю річкові долини бувають різними. Це залежить від їх віку, складу гірських порід, через які протікають ріки, сили потоків, інтенсивності та направленості тектонічних рухів. Серед долин розрізняють тіщини (ущілини), каньйони, V – подібні і U – подібні, асиметричні. Крім того, вони можуть закладатись по-різному до геологічних структур.

Ті з них, які утворились в результаті врізання русла у геологічні структури, що зазнають підняття (наприклад, поверх антикліналі) називають *епігенетичними*, тобто накладеними зверху.

По відношенню до локальних структур долини можуть бути: синклінальними, моноклінальними, антиклінальними, вздовж розлому, вздовж грабенів (долини-грабени).

В залежності від геологічної будови великих територій, річкова сітка має різний малюнок: радіальний відцентровий, радіальний концентричний, паралельний, деревоподібний, перистий решітчастий (ортогональний).

По мірі вироблення профілю рівноваги і поступового послаблення глибинної ерозії, значно посилюється *бокова ерозія*, яка направлена на розширення долини. Вона в значній мірі залежить від *поперечної циркуляції води в руслі* – руху ніби по спіралі. Вода в руслі (особливо в повінь) біля правого берега опускається до дна, а звідти над ним по діагоналі рухається до протилежного (лівого) берега, після чого виходить на поверхню ріки і повертається знову до правого. Завдяки цьому в руслі утворюються руслові обмілини, пляжі і круті береги.

Зміна водності ріки по сезонах року змінює інтенсивність поперечної циркуляції. З цим пов'язана нерівномірність нагромадження алювію вздовж русла, зміщення його від одного до другого берега. Саме тому русло стає звивистим. Але це явище може бути зумовлене рельєфом вздовж течії ріки, різною щільністю порід, рухами локальних тектонічних структур. Воно посилюється по мірі вироблення поздовжнього профілю. Саме тому рівнинні річки мають значну звивистість. Ці круті повороти русла називаються *меандрами*.

По мірі старіння долини, відклади біля русла збільшуються. Дно стає більш ширшим, в його межах з'являються ділянки, які затоплюються тільки в повінь. Так починає розвиватись заплава, яку ще називають заплавною терасою. Отже, *заплава – це частина річкової долини, що підвищується над руслом і яка повністю або частково заливається водою під час повені*.

В межах заплави розвиваються дрібні форми рельєфу: коси, прируслові вали, останці, старі русла. Нерідко піщані коси перевіаються сильними вітрами, формуючи дюни та еолові пасма. На заплавах великих річок можна спостерігати паралельно гривисті форми, які видовжені паралельно до русла.

Їх висота може досягати 6-8 м, а ширина до 200 м, як, наприклад, у заплави Оки.

Меандри розвиваються не тільки в боки, а і зміщуються вниз по течії. Часто вони настільки круто звиваються, що ріка перерізає перешийок і спрямовує своє русло. Після утворення пересипу на заплаві залишається *с т а р и ц я* (або *старе русло*). Це видовжене, в більшості підковоподібне озеро, яке потім заростає і замулюється.

Однак, розмив правого і лівого берегів річок йде в цілому нерівномірно. В тих, що протікають на рівнинах, особливо на південь, майже завжди правий схил крутіший. У річок південної півкулі навпаки – крутіші ліві схили долин. На цю особливість вперше звернув увагу російський академік Карл Бер. Потім це обгрунтовав і доповнив французький вчений Бабіне. З того часу він називається законом Бера-Бабіне. Але він, в свою чергу, базується на законах французького вченого Густава Гаспара Коріоліса. Згідно цього закону всяке тіло, що рухається горизонтально біля поверхні Землі під впливом обертальної сили (сили Коріоліса), відхиляється в північній півкулі вправо, а в південній – вліво.

Проте асиметрія річкових долин може бути зумовлена також кліматичними факторами: положенням схилів до сонця (інсоляцією), перевагою вітрів, тектонічними та іншими причинами.

8.3 Утворення алювію та його характеристика

Питання утворення і будови алювію особливо детально розроблені в колишньому Радянському Союзі рядом дослідників, серед яких слід назвати Г.І. Горецького, В.В. Ламакіна, Е.В. Шанцера, М.І. Ніколаєва, М.О. Шило, В.П. Палієнко та інших.

Так як геологічна діяльність річок приводить до формування різних типів заплав з різними формами рельєфу в їх межах, необхідно розглянути їх характеристику.

В заплавах виділяють три частини:

Сегментні заплави – відображають щорічними наносами стадії переміщення русла при меандруванні ріки. *Паралельно-грависті* – формуються під впливом сили Коріоліса чи, тектонічних сил при зміщенні великих річок до одного з берегів. Нерідко утворюються довгі паралельні до русла гриви. *Обваловані заплави* – мають обмежене валами русло до 3 м і більше (в передгір'ях). *Акумулятивні заплави* – це ті, що утворені в результаті нагромадження алювіальних відкладів на дні долини. *Цокольні заплави* – з малою кількістю алювію.

За рівнем розрізняють низькі заплави – ті, що заливаються щорічно, високі, що заливаються один раз у кілька років або у кілька десятиків років.

В заплавах виділяють *русовий, заплавний і старичний алювій*.

Ті відклади, які утворені водами русла ріки, називаються *русовим алювієм*. Ріка, зміщуючись вбік, нарощує русловий алювій, що, як правило, складається з добре перемитого піску: внизу товщі – грубозернисті відклади з гравієм і галькою, вище – переважно однорідні дрібнозернисті піски, а ще вище – тонкозернисті піски. Для цього алювію характерна *своєрідна діагональна шаруватість*. У верхньому шарі нерідко спостерігаються лінзи супіску і суглинку.

Відклади заплавного алювію відрізняються більшими домішками тонкозернистого піску, глини і суглинків.

Відклади старичного алювію характерні темноколірними мулистими пісками, суглинками і супісками, які мають в собі велику кількість органічних залишків.

Яка ж може бути товща алювію? В першу чергу це залежить від водності ріки, ступеня виробленості поздовжнього профілю дна і віку долини. Тому товща алювію буває різною – від 1-2 м до декількох десятків метрів. В переважній кількості річок товща змінюється від 10 до 30 м.

У заплавах великих річок виділяють такі форми рельєфу:

Коса (пляжі) – відділяє русло від заводі.

Прирусловий вал – буває тільки у великих і швидких річок і складається з піску і гальки з чітким паводком чи повінню.

Дюни – формуються вітрами з піщаних відкладів заплави великої ріки (борова тераса Дніпра).

Еолові пасма – формуються в результаті переміщення дюн.

Останці в межах заплав – відчленовані ділянки корінних берегів.

8.4 Типи надзаплавних терас

В історії формування долин можуть бути 3 стадії: *морфологічної молодості, зрілості і перехідної стадії*.

Чіткої межі між цими стадіями не існує, але так склалося, що під *морфологічною молодістю* розуміють ту стадію, коли долина в поперечному перетині має вигляд тіщини (ущілини), каньйону і V-подібної – тобто це долина гірського типу.

Долинами *морфологічної зрілості* вважають ті, які мають терасовані схили малої крутизни. Крім того, у переважній більшості долин цієї стадії вже простежується асиметрія схилів. В них чітко виділяється заплава, а поздовжній профіль вироблений – тобто висотне положення заплави наближене до рівня базису ерозії. Такі долини характерні для рівнинних територій.

Для передгірних і низькогірних територій характерні долини *перехідної стадії*, в яких уже на схилах є вузькі численні надзаплавні тераси, дно у вигляді чітко вираженої, але вузької заплави; простежується і асиметрія

схилів, а поздовжній профіль відносно крутий і ріка ще продовжує глибинну ерозію.

У формуванні долини бувають періоди посиленої глибинної і бокової ерозії, або уповільнення її і навіть затухання. Це явище називається *циклічністю у розвитку річкових долин*.

Посилення ерозії настає після підняття суходолу або пониження базису ерозії, а послаблення – після опускання території або підняття базису ерозії. Такі зміни можуть повторюватись упродовж існування ріки багато разів. Все це можна простежити по кількості надзаплавних терас або циклів осадконагромадження і перерви між ними в тих випадках, коли тераси морфологічно не виражені (поховані).

Терасою річкової долини називають ступінчасту форму рельєфу на її схилі, яка утворена роботою ріки. У тераси виділяють *площадку* і *уступ*. В більшості випадків у її будові беруть участь алювіальні відклади, бо саме на цьому рівні ріка колись відкладала їх у заплаві.

Тераси підрозділяються на ерозійні, ерозійно-аккумулятивні (цокольні) і аккумулятивні. Якщо уступи в долині утворились не в результаті дії ріки, їх називають псевдотерасами. Це можуть бути структурні уступи, зсуви тощо.

Ерозійні тераси утворюються при розмиванні рікою корінних порід. Вони майже завжди залягають на максимальній висоті схилів долин. На їх поверхні зовсім, або майже зовсім, відсутні алювіальні відклади.

У цокольних терас корінні породи залягають вище заплави, незалежно від того виходять вони на поверхню чи прикриті делювіальними відкладами.

У аккумулятивних терас цоколь залягає нижче рівня заплави. Крім того вони бувають притуленими або врізаними, вкладеними і похованими або накладеними. Бувають випадки, коли в результаті великого нагромадження осадочних порід долини стають похованими разом з усіма типами надзаплавних терас.

Серед дійсних надзаплавних терас виділяють *циклові* і *локальні*.

Циклові тераси дають можливість розшифрувати час прояву коливальних і коливально-хвильових рухів в межах материків. Ріки, які мають велику довжину – такі як Дніпро, Волга, Об, Єнісей, Лена та інші – протягом мільйонів років виробляють поздовжній профіль, прив'язуючись до абсолютного базису ерозії. Коли рухи земної кори напрямлені вгору – відбувається вріз русла і формування циклової тераси. При зворотньому русі, відбувається нагромадження алювію в долині. На фоні таких рухів вздовж долини можуть проявлятися підняття чи опускання локальних структур (антикліналей, горстів, грабенів тощо). Це приводить до підняття чи опускання відносно заплави уже сформованих терас, що добре видно при побудові її поздовжнього профілю.

Локальні тераси утворюються перед греблями, або в місцях звуження долин. Можуть вони виникати і в тих місцях, де підіймаються невеликі блоки земної кори або антикліналі.

Вивчення геолого-геоморфологічної будови річкових долин має велике практичне значення. Перш за все, відзначимо, що ні жодну греблю ГЕС чи великий міст будівельники не почнуть будувати, поки не будуть вивчені інженерно-геологічні умови на вибраному місці. Так як міста забудовуються переважно в долинах, то архітектори детально вивчають їх рельєф. Часто з потужних товщ алювіальних відкладів качають воду для потреб населених пунктів. Нарешті можна відзначити, що з алювіальними відкладами пов'язані розсипні родовища золота, платини, каситериту (руди олова), алмазів, гранатів та інших мінералів.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових термінологічних понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: флювіальний рельєф, ерозійні борозни, вибоїна, вимоїна, яр, балка, річкова долина, повздовжній профіль рівноваги, базис ерозії, алювій, бокова ерозія, меандра, заплава, тераса.

Питання для самоконтролю

1. Які форми рельєфу називаються флювіальними?
2. Що визначає інтенсивність флювіальних процесів і морфологічний вигляд долини?
3. Яким чином флювіальні процеси розрізняються за характером водних потоків?
4. Який генетичний ряд може бути виділений по масштабах і генезису флювіальних процесів?
5. Як називаються відклади, що нагромаджуються в річкових долинах в результаті діяльності водного потоку?
6. Що є результатом дії бокової ерозії?
7. Від якого процесу залежить розвиток бокової ерозії?
8. Дайте визначення поняттю «заплава».
9. Якими факторами обумовлена асиметрія річкових долин?
10. Які форми рельєфу виділяються у заплавах великих річок?
11. Які виділяються стадії в історії формування річкових долин?
12. Дайте визначення поняттю «тераса».

ЛЕКЦІЯ 9. ФОРМИ КАРСТОВОГО, ЛЬОДОВИКОВОГО ТА ВОДНО-ЛЬОДОВИКОВОГО РЕЛЬЄФУ

План

- 9.1 Карст, умови його розвитку та значення для утворення рельєфу
- 9.2 Діяльність льодовиків, форми льодовикового рельєфу

9.3 Водно-льодовикові відклади та форми рельєфу

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

9.1 Карст, умови його розвитку та значення для утворення рельєфу

Під *карстом* розуміють процес розчинення або вилугування порід підземними чи поверхневими водами та пов'язане з цим утворення специфічних провальних форм рельєфу, каналів та печер на глибині.

Залежно від складу порід, що розчиняються, виділяють *соляний, гіпсовий, карбонатний*, або *вапняковий* карст.

Назва “карст” походить від назви вапнякового плато в Сербії біля Трієста.

Визначаються основні передумови утворення карсту:

- Наявність закарстованих (розчинних) гірських порід;
- Наявність тріщин в цих гірських породах, які спроможні пропускати воду;
- Незначний ухил поверхні, що дозволяє воді стікати, просочуватися;
- Низьке положення ґрунтових вод, що забезпечують вертикальну циркуляцію води в порах;
- Значна потужність закарстованих порід (при мінімальному заляганні товщ карстові явища не утворюються);
- Достатня, але не надмірна кількість води.

Карст буває *відкритим, задернованим, покритим* (закарстовані породи покриті нерозчинними відкладами), *похованим*.

Поверхневі карстові форми представлені різними заглибленнями, щілинами, дірами глибиною від декількох сантиметрів до метра, інколи більше.

Кари – найпоширеніша форма карстового рельєфу, що утворюється на поверхні розчинних порід – це борозни, щілини, дірки тощо, які мають амплітуду (глибину, висоту) від кількох см до 1, інколи – 2 м. Вони простягаються паралельно одна одній у напрямку, що співпадає зі схилом поверхні, яка нагадує гігантську кам'яну ріллю. Борозни зливаються і розходяться без будь-якої закономірності. Сукупність таких заглибин називають карами, а поверхні розчинних порід, що покриті карами – “карові поля”.

Особливо інтенсивно карові поля розвинені на узбережжі морів, якщо вони складені рифовими масивами.

Понори – це, так би мовити, продовження розвитку карів – вертикальні або похило розташовані отвори, які відводять поверхневі води вглиб масиву. Понори з'являються в місцях перетину тріщин, де є шлях для води вглиб

карбонатних порід. Понори знаходяться в сполученні з іншими формами карсту.

Лійки – найбільш поширені форми карсту. Це конічні заглиблення зі стрімкими або пологими стінками. Їх перетин (діаметр) здебільшого від 1 до 50 м. Трапляються лійки діаметром 15-20м. Лійки, що розвинуті на окремих ділянках Кримських яйл мають густину до 50-80 штук на 1 км².

Виділяють два типи карстових лійок: 1) *лійки поверхневого вилуговування*; 2) *провальні лійки*, які утворюються внаслідок провалів покрівлі над підземними карстовими порожнинами. У разі лінійного розміщення карстових лійок уздовж тріщин процеси карстового розчинення можуть призвести до утворення *карстово-ерозійних ярів*.

Найбільшими карстовими формами є *карстові улоговини* – обширні замкнуті зниження з більш-менш вирівняним дном та крутими схилами висотою в десятки, а інколи й сотні метрів.

Виділяють також *карстові колодязі, шахти та прірви*. Вони утворюються внаслідок розширення тріщин і місцями можуть досягати десятків і сотень метрів у глибину. Часто вони поєднані з карстовими печерами. Весь комплекс поверхневих карстових форм створює спільна дія поверхневих і підземних вод, що рухаються в масивах порід, одночасно розчиняючи їх.

Підземні карстові форми. Внаслідок карстових явищ на глибині виникають карстові печери та різноманітні канали. Найповніше вивчені печери, які є системою горизонтальних або близьких до горизонтальних каналів. Вони формуються вздовж великих тріщин, по яких рухаються підземні води. В багатьох печерах є підземні озера, течуть підземні ріки, розвинута своєрідна фауна і флора. Вода, яка рухається по карбонатних гірських породах, містить, звичайно, багато розчиненої вуглекислоти, а також біогенних органічних сполук. Розчиняючи вапняки, вона утворює *сталактити* (зверху) і *сталагміти* (знизу). Часом вони зливаються в єдині суцільні колони. В цих натічних формах місцями трапляються гідроокисли заліза (лімоніт, гетит), опал, гіпс та інші мінерали.

У розвитку карсту простежується певна закономірність та спрямованість: 1) найбільша закарстованість виявляється в придолинних ділянках – у берегах річкових долин і під руслом, де підвищена тріщинуватість розчинних порід та найбільша швидкість руху вод; 2) ступінь закарстованості масиву зменшується з глибиною; 3) ступінь закарстованості порід місцями пов'язана з зонами великих розривних порушень, які дренують підземні води; 4) місцям простежується декілька поверхів печер, і їхнє розміщення частково залежить від положення надзаплавних річкових терас, що відображають певні ерозійно-аккумулятивні цикли в розвитку річкових долин. Взаємозв'язок з печерами простежується лише в разі дуже тривалого ерозійно-аккумулятивного циклу. За цих умов підземні води під час руху до ріки встигають виробити карстову печеру.

Поширення карстових явищ в Україні. Соляний карст – Карпати (Солотвин) – поверхневі і підземні форми.

Гіпсовий карст – Західна Україна (Тернопільська, Хмельницька та Чернівецька області) – переважно підземні форми карсту, тільки у долинах річок проявляються форми поверхневого карсту.

Карбонатний карст дуже поширений в Криму (головна гряда Кримських гір – Кримська яйла), де є прояви поверхневого і підземного карсту.

9.2 Діяльність льодовиків, форми льодовикового рельєфу

Льодовики – це природні маси кристалічного льоду, які формуються на поверхні Землі в результаті накопичення та подальшого перетворення твердих атмосферних опадів (снігу).

Для характеристики поширення льодовиків на планеті, можна навести наступну статистику: майже 11% суші зайнято льодовиками (більше 16,2 млн. км²); вони покривають величезні простори Антарктиди – 14 млн. км² льоду або 99% її площі і Гренландії – 1,8 млн. км². Товщина льодового панцеру тут досягає 4 км, а в Антарктиді – 4,8 км, при середній товщині 2000-2200 м. Цікаві і такі дані: в полярних областях Південної півкулі знаходиться 86% льодовикового покриву, а в Північній – приблизно 13%. В помірних і тропічних широтах лише біля 1% площі льодовиків Землі.

В льодовиках зосереджена величезна кількість прісної води. Вчені підраховали, що якби лід усіх льодовиків розтанув, то рівень Світового океану піднявся б на 66,3 м. і багато низин усіх континентів були б затоплені разом з населеними пунктами.

Утворення льодовиків це досить складний процес, який залежить від кліматичних умов і рельєфу місцевості. Льодовики зароджуються, розвиваються, рухаються і зникають. Всі ці питання, які вивчає наука гляціологія (від лат. *glacies* – лід та *logos* – вчення), мають важливе наукове та практичне значення.

Необхідною умовою утворення льодовиків є поєднання низьких температур повітря з великою кількістю твердих атмосферних опадів, що має місце в холодних країнах вищих широт і на вершинних частинах гір.

Накопичення потужних товщ снігу та перетворення його в лід являє собою тривалий і складний процес, зумовлений дією різноманітних факторів. При накопиченні снігу в області живлення відбувається його складне перетворення, пов'язане, по-перше, з дією сонячного проміння, по-друге, з сублімацією, і по-третє, із збільшенням тиску в нижній частині снігової товщі.

Під впливом сонячного проміння пухкий сніг з поверхні відтає і при цьому окремі сніжинки округлюються, а при зниженні температури вони знову набувають кутастої форми. Разом з тим, частина води, яка звільняється

в процесі танення снігу, проникає на глибину снігового покриву і теж зумовлює оплавлення сніжинок. Такий процес повторюється при добових змінах температури та в кожній новій порції снігу, що випадає. Поступово пухкий сніг перетворюється в зернисту масу, яка називається *фірн*.

При перетворенні снігу на фірн і лід велике значення належить також процесам *сублімації* (*згону*), тобто випаровування льоду з наступною кристалізацією утвореної водяної пари. Пружність пари в приповерхневій частині льоду залежить від температури, розмірів та форми кристалів. Над малими за розміром кристалами пружність пари більша, а над великими – менша. Це спричиняє переміщення пари від дрібних кристалів до великих та ріст останніх. Разом з тим при сублімації звільняється певна кількість тепла, завдяки якому відбувається поєднання окремих кристалів та укрупнення кристалічних зростків.

Важливе значення в процесі перетворення снігу на лід має також *тиск*. По мірі накопичення нових шарів снігу нижні шари зазнають тиску, який весь час зростає. Внаслідок цього відбувається ущільнення фірну, витискання з нього повітря, а також цементация окремих кристалічних зростків. У кінцевому результаті фірн перетворюється спочатку в білий фірновий лід, а згодом – на чистий прозорий блакитний *глетчерний* лід, який і складає основну частину льодовиків.

Для формування льодовиків необхідні наступні умови: низька середньорічна температура, велика кількість опадів у вигляді снігу, а також наявність у рельєфі похилих схилів і западин, захищених від сонця та вітру. Такі сприятливі умови для збереження стійкого снігового покриву протягом усього року характерні для районів з холодним кліматом і високогірних областей. Висоти, на яких відбувається формування льодовиків, залежать від географічної широти місцевості.

Нижня межа снігового покриву або гіпсометричний рівень, нижче якого сніг влітку розтає, а вище зберігається, називається *сніговою лінією*, або сніговою межею. В цій зоні існує своєрідна рівновага між кількістю снігу, що випадає та кількістю, яка встигає розтанути. Накопичення потужних товщ снігу та тривале його збереження можливе тільки вище снігової лінії. Як відомо, сніг вище снігової лінії не тане.

Висота її над рівнем Світового океану різна, що залежить від багатьох кліматичних і геоморфологічних факторів. Так, наприклад, в полярних областях снігова лінія лежить на рівні моря, на Алясці на висоті 1500 м, а в Гімалаях, Тибеті і горах екваторіальної Африки вона підіймається до 4-5 і навіть до 6 км. Крім того, треба мати на увазі, що на висоту снігової лінії впливає північна чи південна орієнтація схилів гірських систем, або їх положення по відношенню до напрямку перенесення атмосферних опадів. Отже, в пониженнях рельєфу полярних або високогірних областей та на плоскогір'ях лід нагромаджується із року в рік.

Залежно від стадії розвитку, форми, місця утворення та області живлення і стоку, льодовики поділяються на три типи: *гірські*, *материкові* та *проміжні*.

Гірськими льодовиками, або льодовиками альпійського типу, називаються порівняно малопотужні льодовики високогірних районів, приурочені до різноманітних депресивних форм рельєфу, якими є западини, долини рік, ущелини, тощо. Такі льодовики присутні в Альпах, Гімалаях, на Тянь-Шані, Памірі та Кавказі. Характерною їх особливістю є наявність чітко виражених областей живлення, тобто фірнових басейнів, у межах яких відбувається накопичення снігу та подальше його перетворення на фірн і лід. Область живлення гірських льодовиків розташовується вище снігової лінії і приурочена до улоговин та западин, облямованих високими хребтами та вершинами. Рух льоду здійснюється лінійно по долинах, між крутими схилами яких повільно течуть крижані потоки або, як їх ще називають, язики.

Серед гірських льодовиків розрізняють: *долинні* – це найбільші льодовики цього типу, які формуються у високогірних частинах долин рік; *карові* – льодовики кріслоподібних заглиблень, малої потужності та без стоку; *висячі льодовики*, які розташовуються в западинах на крутих гірських схилах, звідки витікають у вигляді коротких язиків, що висять над урвищами та періодично відколюються і зриваються вниз у вигляді лавин.

Материкові льодовики здебільшого формуються в полярних районах і розташовуються майже на рівні морів. Зазвичай, вони займають великі території та характеризуються значною потужністю крижаного покриву. На відміну від льодовиків гірського типу, вони не мають чітко відокремленої області живлення та стоку, і їх форма не залежить від рельєфу ложа. Товщина криги така велика, що під нею ховаються всі нерівності рельєфу. Поверхня материкових льодовиків має форму опуклого щита з піднятою центральною частиною. Прикладом таких льодовиків можуть бути льодовикові покриви Гренландії та Антарктиди.

До льодовиків *проміжного типу* відносяться льодовики плоскогір'я, які утворюються в горах зі столоподібними або плескато-опуклими вершинами. Такі льодовики поширені на Скандинавському півострові і через те називаються льодовиками *скандинавського типу*. Вони характеризуються поєднанням деяких рис льодовиків перших двох типів. Внаслідок одноманітності рельєфу вони, як і материкові льодовики, залягають суцільним масивом на плоскогір'ях. Пересуваючись, проміжні льодовики використовують для стоку долини рік, ущелини та круті схили, що надає їм подібності до льодовиків гірського типу. За розмірами вони поступаються материковим льодовикам, але значно перевищують розміри льодовиків гірського типу.

Механізм та швидкість переміщення льодовиків. Під великим тиском лід на глибині набирає пластичних властивостей і починає переміщатися – текти. В гірських умовах важливе значення має в разі великих нахилів сила

тяжіння, або гравітаційний фактор. Швидкість руху льодовика залежить від його живлення, нахилу поверхні, по якій він пересувається.

Найбільші альпійські льодовики рухаються зі швидкістю 0,1–0,4 м/добу. Дещо менша є швидкість руху льодовиків на Кавказі. Найбільші швидкості зафіксовані на Памірі і в Гімалаях, – понад 4 м/добу. Рух материкових льодовиків може бути на порядок більшим, наприклад у Гренландії він становить від 5 до 25 м/добу. Близькі швидкості зафіксовані і на Арктичному материку. В горах серединні частини льодовиків переміщуються з більшою швидкістю, а крайові, що труться об борти долин, – рухаються повільніше.

В процесі руху льодовик виконує складну *геологічну роботу*, яка включає *руйнування, перенесення та відкладання* або акумуляцію продуктів руйнування.

Геологічна діяльність льодовиків пов'язана перш за все з величезним тиском льодовика і *руйнуванням* ним унаслідок цього підстилаючих порід. Цей процес підсилює наявність вмерзлих у лід уламків твердих порід, які видряпують борозни і штрихи – так звані льодовикові шрами, що дають змогу визначити напрям руху льодовика.

Виступи корінних скель льодовик згладжує, внаслідок чого утворюються покаті згладжені видовжені форми валунів – “*баранячі лоби*”. Трапляються й інші льодовикові форми, зокрема, такі, як різноманітні згладжені виступи і заглибини, названі *кучерявими скелями*.

Перенесення уламкового матеріалу льодовиком. Льодовик переносить уламки від найдрібнішої розмірності (до 0,01 мм) і тонких глинистих частинок до величезних валунів і скель. Увесь цей сипкий матеріал, який транспортується та відкладається, називається *мореною*.

В гірських льодовиках виділяють *бокову* і *серединну* морени. Серединна морена виникає внаслідок злиття двох льодовиків, які до того часу рухались різними долинами.

Виділяють також *внутрішню* і *донну* морени. *Внутрішні морени* утворюються внаслідок процесів звітрювання і наступного осипання з крутих гірських схилів уламкового матеріалу. Далі вони переміщуються в зону стоку, потрапляючи всередину льодовика по численних тріщинах. *Донні морени* – це уламковий матеріал, який вріс у нижні частини льодовика, тобто утворений унаслідок руйнування і захоплення продуктів звітрювання придонних частин льодовика. У льодовиках материкового типу немає поверхневих, а наявні є лише донні та внутрішні морени.

Разом з руйнуванням і перенесенням, відбувається нагромадження (*акумуляція*) уламкового матеріалу. Вона особливо чітко виявляється в періоди відступу і танення льодовика. Так виникають *відкладені морени*. Серед них вирізняють *основну* та *кінцеву* морени.

Основна морена утворюється з уламкового матеріалу, що його переносить льодовик. *Кінцева морена* виникає в результаті тривалого

стаціонарного положення краю рухомого льодовика, де перед його фронтальною частиною формуються пасма або вали складені різним уламковим матеріалом (усіх видів морен). Це так звана *абляційна морена*. Вона формується під час руху льодовика внаслідок зменшення його маси внаслідок танення, стирання та механічного руйнування.

Область, де танення переважає над снігонагромадженням, називається областю *абляції*. Кам'янисті утворення такого походження – це *кінцеві*, або крайові морени. Руйнування льодовиком дна долини, якою він пересувається, називають *екзарацією* (виорюванням). Моренні відклади складені найрізноманітнішим невідсортованим матеріалом – від тонких глин до валунів.

До основних ознак, які відрізняють льодовикові морени від інших континентальних відкладів, належать:

- неоднорідність складу;
- відсутність ознак сортування уламкового матеріалу;
- відсутність верствуватості.

9.3. Водно-льодовикові відклади та форми рельєфу

Внаслідок танення льодовика утворюються надльодовикові, внутрішньольодовикові та підльодовикові тунелі, у яких виникають могутні водні потоки, що перемивають та перевідкладають моренний матеріал, а на виході з-під льодовика відкладають його.

Усі відклади, які виникають унаслідок акумулятивної діяльності водно-льодовикових потоків, називаються *флювіогляціальними*. Вони мають різну будову й утворюють різноманітні форми рельєфу. До них належать *зандри*, *ози* і *ками*.

Зандри розташовані за зовнішнім краєм кінцевих морен, і утворені зовнішніми потоками, які течуть від льодовика і, широко розливаючись, відкладають піщаний матеріал по рівнині. Внаслідок цього виникають зандрові рівнини, або поля.

Ози виражені у формі вузьких пасм або валів, що витягнуті в напрямі руху льодовика. Вони утворюються внаслідок відкладення уламків підльодовиковими потоками.

Ками – це неправильні пагорби до 10–12 м висоти, складені різнозернистими пісками з галькою, тонкими глинами. Їхнє походження пов'язане з виникненням на поверхні нерухомого льодовика знижень, які заповнює вода, перетворюючи в озера. В них збігають потоки і приносять уламковий матеріал. Після відмирання льодовика вони проєктуються на поверхні головної морени у вигляді неправильних горбів.

Озерно-льодовикові, або лімногляціальні, утворення. Це особливий тип утворень, які сформувалися внаслідок нагромадження перевідкладеного

матеріалу кінцевих морен у прильодовикових озерах. Відклади цих прісноводних озер представлені тонким чергуванням дрібнозернистих пісків та глин.

Завершуючи коротку характеристику геологічної діяльності льодовиків слід зазначити, що протягом геологічної історії Землі різні ділянки сучасних континентів певний час знаходилися під потужними крижаними покривами. Такі періоди називаються періодами *зледеніння*. Вони в геологічній історії змінювалися міжльодовиковими епохами.

Існує декілька гіпотез, які пояснюють причини зледеніння поверхні Землі. Проте, однозначної відповіді вони не дають, що пов'язано з численністю факторів, які сприяють періодичним зледенінням. Беззаперечним є лише те, що однією з причин виникнення зледеніння є глобальні зміни клімату. Причинами останніх можуть бути як астрономічні, так і геологічні явища.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових термінологічних понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: карст, кари, понори, карстові лійки, льодовик, фірн, глетчерний лід, снігова лінія, морена, абляція, екзарація, зандри, ози, ками.

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттю «карст».
2. Охарактеризуйте основні передумови виникнення карсту.
3. Які існують форми карстового рельєфу?
4. В яких регіонах України поширені карстові явища?
5. Охарактеризуйте передумови виникнення льодовиків.
6. Які виділяються типи льодовиків в залежності від стадії розвитку, форми, місця утворення та області живлення і стоку?
7. Дайте визначення поняттю «снігова лінія».
8. Яку геологічну діяльність виконує льодовик в процесі руху?

ЛЕКЦІЯ 10. ЕКОЛОГІЧНА ГЕОМОРФОЛОГІЯ

План

- 10.1 Теоретичні засади екологічної геоморфології та еколого-геоморфологічні проблеми
- 10.2 Роль рельєфу земної поверхні у житті людини
- 10.3 Геоморфологічні ризики і кризові еколого-геоморфологічні ситуації

10.1 Теоретичні засади екологічної геоморфології та еколого-геоморфологічні проблеми

Екологічна геоморфологія – прикладний напрям науки, що вивчає значення рельєфу і процесів його формування у функціонуванні різних складових навколишнього природного середовища в умовах інтенсивної господарської діяльності людини.

Ця діяльність упродовж XIX-XX ст. стала причиною погіршення екосистеми людини і перешкоджає її розвитку та сталому існуванню.

Призначення екологічної геоморфології – визначити доцільну міру впливу діяльності людини на рельєф і перебіг сучасних геоморфологічних процесів, за допомогою яких здійснюють контроль життя інших складових навколишнього природного середовища, що належать до екосистеми людини. Тому екологічна геоморфологія розглядає та вивчає рельєф як результат взаємодії не лише регіональних і глобальних екзо-, ендо- та антропогенних геоморфологічних чинників, а й таких, що належать до чинників функціонування навколишнього середовища загалом і визначають основні екологічні властивості рельєфу.

Екологічна геоморфологія - науково-прикладний напрям, що визначає роль рельєфу і процесів його формування у функціонуванні інших складових навколишнього природного середовища в умовах інтенсивної господарської діяльності людини.

На складові навколишнього середовища, зокрема рельєф земної поверхні України і сучасні геоморфологічні процеси, значно вплинула господарська діяльність, унаслідок чого створилася *низка еколого-геоморфологічних кризових ситуацій*, що погіршило середовище проживання людини. До природних причин, що зумовили погіршення екологічної ситуації щодо рельєфу і сучасних геоморфологічних процесів, належать такі.

1. Активна енергія сучасного формування рельєфу порівняно з іншими ділянками Східноєвропейської рівнини. Вона визначається тим, що рівнинна територія України характеризується максимальними амплітудами вертикального розчленування земної поверхні: від найвищої точки Східноєвропейської рівнини (м. Берда – 515 м) до найнижчої (рівень Чорного та Азовського морів).

2. Наявність гірських країн, що межують з рівнинними просторами (низовинний степовий Крим різко змінюється Кримськими горами, які, у свою чергу, обриваються до Чорного моря; Карпати височать над глибоко врізаною долиною Дністра зі сходу і над Закарпатською низовиною – із заходу).

3. Феноменальні для платформних умов складчасті структури Донецького кряжа і Складчаста зона Добруджі, які спричиняють відмінності у

перебігу екзогенних геоморфологічних процесів порівняно з височинами платформ.

4. Значні амплітуди відносних та абсолютних висот певних регіонів України, які зумовлюють активну пластику і високу енергію рельєфу.

5. Значні контрасти відносних висот у поєднанні з осадовим чохлам, що зумовлює активний перебіг екзогенних процесів.

6. Наявність низьких рівнинних територій (Степовий Крим, Північне Причорномор'я, великі низовини), що зумовлює розвиток процесів підтоплення при акумуляції та перекиданні значних обсягів поверхневого стоку.

7. Наявність домінуючого за площею водозбірного басейну Дніпра, який у межах України дренує майже половину її території – 305 тис. км². Унаслідок об'єктивних (потужні мінерально-сировинні та земельні ресурси) і суб'єктивних (воля творців планової економіки колишнього СРСР) причин найбільша водна артерія України була перекрита численними греблями, а вода спрямована до регіонів її дефіциту, що зумовило несприятливі екологічні та еколого-геоморфологічні ситуації.

Еколого-геоморфологічна проблема – це певне порушення природного перебігу сучасних геоморфологічних процесів, унаслідок чого новий режим формування рельєфу зумовлює виразний, добре спостережуваний вплив на стан одного або кількох складових навколишнього середовища.

Останнім часом господарська діяльність в Україні помітно ускладнилася масштабними змінами навколишнього середовища, серед яких значна частка належить до еколого-геоморфологічних проблем.

1. Підтоплення інтенсивно освоєних регіонів, які мають відповідні особливості рельєфу і геологічну будову (Степовий Крим, Північне Причорномор'я, зони великих водосховищ, магістральних каналів, численних ставків, зрошувані території тощо).

2. Переформування берегів великих водосховищ та виведення з використання великих площ цінних сільськогосподарських угідь.

3. Просідання лесових порід на зрошуваних землях і формування сучасних подів, які виводять із господарського використання угіддя або погіршують родючість ґрунтів.

4. Розорювання схилів, що за умови значного розчленування зумовлює інтенсивне площинне змивання і деградацію родючих ґрунтів.

5. Виникнення зсувів і повеней у гірських районах унаслідок безладного використання лісових ресурсів, що спричинює інтенсивне стікання опадів та інфільтрацію крізь порушений ґрунтовий і рослинний покриви.

6. Просідання земної поверхні над гірничими виробками та порушення режиму водоносних горизонтів, що, у свою чергу, призводить до несприятливих геоморфологічних процесів (техногенного карсту, суфозії, обвалювання й осипання).

7. Техногенні катастрофи внаслідок недбалого ставлення до використання природного і штучного рельєфу та нехтування проектними

розрахунками.

8. Зсувні процеси на автошляхах Гірського Криму й Карпат – наслідок прорахування щодо природної стійкості схилів.

9. Спотворення естетичних властивостей рельєфу численними териконами, відвалами та відкритими розробками корисних копалин.

10. Конструювання у великих містах новітніх ландшафтно-архітектурних систем без урахування ознак довкілля і ментальності нації.

10.2 Роль рельєфу земної поверхні

Розглянемо основну роль рельєфу земної поверхні як основи екосистеми людини та чинника і ресурсу життя людської спільноти.

1. *Рельєф – чинник, що визначає геоморфологічні умови ведення господарства та ступінь геоморфологічної небезпеки, яка може виникнути для людини у процесі цивільного і промислового будівництва, гірничодобувного, гідротехнічного, сільськогосподарського, шляхового, лісового, рекреаційного та інших видів господарського використання природних ресурсів.*

2. *Рельєф, визначає розподіл земельних ресурсів на земній поверхні, зокрема їхні генетичні типи.*

На території України ця екологічна закономірність рельєфу земної поверхні характеризується різноманітністю ґрунтового покриву, який, незважаючи на зовнішню фрагментарність, має не лише зональні відмінності, а й певну залежність розподілу висот земної поверхні, морфологічних і генетичних особливостей рельєфу та вікових його категорій.

3. *Рельєф визначає стан ресурсів життєзабезпечення, яке впливає на формування (та деградацію) ґрунтів, їх родючість, вологонасичення, розподіл і стан поверхневих вод, поширення і стан рослинного покриву та мисливсько-промислових угідь, гідрогеологічні умови. Це тісно пов'язано з високим рівнем господарського освоєння території України.*

4. *Рельєф – чинник, що впливає на глобальні процеси, зокрема на урбанізацію суходолу Землі та зміну клімату. У цьому відношенні сприятливими є морфологічні ознаки рельєфу України, різноманіття його генетичних типів, наявність різновікових геоморфологічних систем, домінування флювіального рельєфу, внаслідок чого густота населення України та рівень урбанізації наближаються до найбільш зручних для мешкання рівнин Північної Європи та приморських зон Середземномор'я. Такі особливості рельєфу земної поверхні та сприятливого клімату виявилися визначальними для формування певних соціально-геоморфологічних аспектів щодо розміщення населення України.*

5. *Рельєф – чинник, що визначає стан середовища мешкання людини, його санітарно-гігієнічні умови та умови комфортності мешкання.*

Змінений режим перебігу сучасних геоморфологічних процесів на території України, створення в багатьох випадках антропогенного рельєфу, який істотно впливає на зміну складових довкілля, значно погіршує стан середовища мешкання людини.

6. *Рельєф – чинник, що формує просторове і візуальне середовище місцезнаходження людини, тобто різноманітність ландшафтів та їх естетичне сприйняття.*

7. *Рельєф – потужний ресурс рекреаційного і лікувального характеру.* Естетичні та рекреаційні властивості рельєфу парагенетично пов'язані між собою, оскільки однією з найголовніших його властивостей, що сприяє рекреації, є привабливість, яка, у свою чергу, має різноманітні ландшафти та видноколи, що визначають і моделюють особливості геологічних та геоморфологічних ознак певної території.

8. *Рельєф – об'єкт релігійно-культового і ритуального сприйняття (поклоніння).* Наприклад, Святі гори.

10.3 Геоморфологічні ризики і кризові еколого-геоморфологічні ситуації

Наслідками значних змін рельєфу території України в результаті інтенсивної господарської діяльності є значні порушення сталих стосунків між різними складовими навколишнього середовища. У межах деяких регіонів України такі стосунки змінилися настільки, що існує небезпека справжньої екологічної кризи.

У трактуванні понять «еколого-геоморфологічна небезпека» та «еколого-геоморфологічний ризик» нині є значні розбіжності, але небезпека і ризик не одне й те саме. Наприклад, зсуви є небезпечними для будівництва й експлуатації інженерних споруд та для проживання людей, якщо люди з тих чи інших причин проживають і будують будинки у районах, небезпечних з погляду розвитку зсувів, то вони свідомо або несвідомо йдуть на ризик, а, усвідомлюючи небезпеку, вживають заходів для їх усунення або зменшення, сподіваючись на те, що «якось воно буде».

Геоморфологічна небезпека – це можливість виникнення загрози, лиха, нещастя або катастрофи з боку різних геоморфологічних об'єктів, до яких належать такі:

1. Деякі специфічні форми та елементи рельєфу – навислі скелі й урвища, підрізані знизу (природним або штучним чином) нестійкі схили та інші форми і комплекси форм рельєфу, саме існування яких може виявляти небезпеку або утруднювати життєдіяльність людини. При цьому рельєф може бути небезпечним як сам по собі (урвища й круті схили, аномально нестійкі форми та елементи рельєфу), так і опосередковано, оскільки рельєф (його морфологія) може відігравати роль концентрації, розсіювання або спрямування у поширенні небезпечних процесів і речовин, походження яких не обов'язково

пов'язане із рельєфом, наприклад речовини забруднення, катастрофічні повені.

2. Геоморфологічні процеси, особливо сучасні, які порушують або руйнують середовище життєдіяльності людини; зумовлюють помітний перерозподіл мас гірських порід і відповідних змін у будові земної поверхні (обвали, зсуви, селі, карстові та сейсмотектонічні провали, обдимання й осадка ґрунтів, розмивання, змивання, намівання, вітрова ерозія, акумуляція тощо). Унаслідок дії цих процесів може створитися кризова ситуація, лихо або катастрофа для певної спільноти людей та їх господарської структури.

Отже, геоморфологічна небезпека визначається динамічними й морфологічними характеристиками геоморфологічних систем.

Загальні закономірності впливу морфологічних властивостей рельєфу на оцінку міри небезпеки та здатності території до катастроф є такими:

- рельєф та його деякі великі й малі форми виявляють себе як безпосередні чинники, що ускладнюють обставини проживання та господарювання людини. Так, глибоко і щільно розчленований рельєф є небезпечнішим від слаборозчленованого та рельєфу зі спади́стими схилами;

- рельєф як провокатор небезпечних процесів;
- рельєф як розподільник небезпечних процесів у просторі. У деяких випадках він визначає або видозмінює просторовий розподіл і поширення (рух) не лише «своїх» геоморфологічних процесів, а й процесів іншого походження (атмосферне та гідросферне забруднення, ударні хвилі тощо).

Поширення будь-якого небезпечного процесу на певній території має різний характер:

- ареальний, тобто зазвичай такий, який концентрично розходитьсЯ в різні боки від джерела небезпеки і який має певну площу;

- лінійний – спрямований рух небезпечного процесу, результат впливу якого відбувається більш-менш вузькою смугою; при цьому поширення може відбуватися як по поверхні, так і вглиб земної кори на певних послаблених зонах, наприклад, рух маси порід при зсувах-потоках, селів по долинах, потоків чужорідних речовин тощо;

- фронтальний – спрямований рух фронту небезпечного процесу, наприклад, абразія берегів.

Роль рельєфу при цьому може виявлятися: у спрямованості, концентрації – особливо у разі лінійного руху; у розсіюванні – особливо за ареального або фронтального поширення; у зміні траєкторії руху; в існуванні бар'єрів – різних природних і штучних пасток у сучасному та давньому рельєфі, орографічні перепони на шляху поширення потоків речовинних мас.

Міра небезпеки (катастрофічності) геоморфологічного процесу визначається як його власними параметрами (швидкість зміни, об'єм матеріалу гірських порід, втягнутих у рух, площа, що зазнала несприятливого ураження процесом), так і параметрами соціально-економічного середовища, яке зазнало впливу геоморфологічного процесу. Міра небезпеки визначає міру ризику для певного суб'єкта, господарського об'єкта, соціально-економічної системи.

Виходячи із загального розуміння надзвичайної ситуації, як такого стану системи (соціально-економічної), за якого її поведінка стає важко керованою і система здатна частково або повністю зруйнуватися.

Під *геоморфологічною надзвичайною ситуацією* розуміють такий стан певного соціально-економічного об'єкта, який може значно змінитися або зруйнуватися під впливом природних або спровокованих господарською діяльністю геоморфологічних явищ.

Геоморфологічні надзвичайні ситуації – це наслідок стихійних або техногенно спровокованих катастрофічних процесів, наприклад, швидкі природні процеси, які вражають середовище життєдіяльності людини.

Геоморфологічний ризик. Відомо, що ризик – «двовірна величина», яка містить як ймовірність настання небажаної випадкової події, так і втрати, пов'язані з цим. Для економічної оцінки наслідків надзвичайних ситуацій ризик реалізується як збитки, набуваючи певних форм, здатних бути вимірними.

Отже, *геоморфологічний ризик* – це ймовірність настання (активізації) небажаної геоморфологічної події і можливого завдання збитків будь-якому господарському об'єкту і населенню, пов'язаної з геоморфологічними умовами.

Втіленням понять «геоморфологічний ризик» і «геоморфологічна надзвичайна ситуація» відносно збитків у господарській діяльності та істотного погіршення властивостей рельєфу, як середовища життя людини, є поняття «*еколого-геоморфологічна кризова ситуація*».

На практиці параметри, що характеризують стан сучасних геоморфологічних процесів та здатні стати основою для оцінки геоморфологічних ризиків, розроблено ще недосконало. Здебільшого такі оцінки проводять на прикладі значно освоєних територій, де інтенсивна господарська діяльність спричинює відповідну реакцію геоморфологічних процесів, що зрештою й створює еколого-геоморфологічні проблеми, ситуації та ризики.

Завдання на самопідготовку

Підготувати доповіді за наступними темами: «Вплив господарської діяльності людини на геолого-геоморфологічне середовище»; «Основні еколого-геоморфологічні проблеми України»; «Геоморфологічні ризики і геоморфологічні надзвичайні ситуації в Україні».

Питання для самоконтролю

1. Охарактеризуйте екологічну геоморфологію як сучасний напрям науково-прикладних досліджень.
2. Визначте основні фактори, що сприяють погіршенню стану геоморфологічного середовища.
3. Визначте еколого-геоморфологічні проблеми, притаманні Україні на сьогодні.

4. Охарактеризуйте основну роль рельєфу земної поверхні як основи екосистеми людини та чинника і ресурсу життя людської спільноти.
5. Охарактеризуйте поняття «геоморфологічна небезпека».
6. Визначте морфологічні особливості рельєфу, які можуть стати чинником надзвичайних ситуацій.
7. Охарактеризуйте поняття «геоморфологічний ризик».

РОЗДІЛ 3. ГЕОЛОГІЧНА ІСТОРІЯ ЗЕМНОЇ КОРИ. ТЕКТОНІЧНІ ГІПОТЕЗИ ФОРМУВАННЯ РЕЛЬЄФУ ЗЕМЛІ

ЛЕКЦІЯ 11. ГЕОЛОГІЧНА ІСТОРІЯ ЗЕМНОЇ КОРИ

План

- 11.1 Доархейський етап
- 11.2 Архейський етап і зелено-кам'яні пояси
- 11.3 Протерозойський етап
- 11.4 Палеозойський етап
- 11.5 Мезозойсько-кайнозойський етап

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

11.1 Доархейський етап

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

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

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

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

Поряд з місячною моделлю початкового етапу розвитку Землі запропоновано іншу модель, яка базувалась на можливій подібності процесів не з Місяцем, а з Венерою, більш близькою до Землі за своїми розмірами – *венеріанська модель*. Згідно цієї моделі Земля майже з самого початку мала

щільну атмосферу, відмінну за складом від сучасної. Це забезпечило, як у Венери “парниковий ефект” на її поверхні, тобто високу температуру і тиск. Такі умови полегшили розуміння умов утворення порід гранулітової фації метаморфізму на невеликій глибині від поверхні.

Досить можливо, що умови на Землі на даному етапі її розвитку не відповідали ні місячним, ні венеріанським, а представляли собою проміжний стан. Так чи інакше, але в кінці цього етапу Земля мала астеносферу, набула базальтової кори, почала формуватися атмосфера і гідросфера. Планета піддалась інтенсивним метеоритним бомбардуванням. Особливо інтенсивними, по аналогії з Місяцем, вони проходили в епоху 4,2-3,8 млрд. р.

11.2 Архейський етап і зелено-кам’яні пояси

Ранньоархейський етап (4,0-3,5 млрд. р.) – утворення сіалічної протокори. Породи, які виникли на або близько поверхні Землі на цьому етапі виявлені практично на всіх материках, на всіх давніх платформах. За своїм складом вони виявились досить одноманітними, відповідаючи натрієвому гранітоїду – гнейсу тоналітового складу. Звідси їх назва “сірі гнейси”. Виявлені вони в межах Балтійського, Українського і Алданського щитів. Проблема їх походження до кінця не вирішена.

Характер осадових порід західногренландської ранньоархейської серії Ісуа показують, що на цьому етапі вже існували гідросфера і атмосфера. Подібно до сучасних процесів проходила денудація і седиментація.

Пізньюархейський етап (3,2-2,6 млрд. р.) – початок структурної диференціації протоконтинентальної кори. На даному етапі на “сіро-гнейсовому” субстраті закладаються в умовах розтягання і суттєвого потоншення протоконтинентальної кори земнокам’яні пояси. Вони проходять цикл розвитку, подібний з розвитком молодих геосинклінальних систем. Він закінчується стисненням, метаморфізмом і вторгненням гранітоїдів. В складі осадових порід зеленокам’яних поясів появляються перші залишки живих організмів.

До кінця архею товщина континентальної кори досягнула майже 30 км. В цей період можливо вже виникла вертикальна метаморфічна зональність. Низи кори досягнули гранулітового ступеню метаморфізму.

11.3 Протерозойський етап

Ранньопротерозойський (2,6-1,7 млрд. р.) етап – відокремлення протоплатформ і протогеосинкліналей.

Калієва гранітизація кінця архею привела до виникнення величезних площ континентальної кори, в загальному рівнозначним сучасним давнім платформам, які навіть частково охоплювали більш пізні міжконтинентальні геосинклінальні пояси. Ця кора була вже достатньо холодною і крихкою, щоб

в ній могли виникнути стійкі зіючі тріщини, що заповнювалися ультраосновною магмою.

Початок протерозою ознаменувався більш широкомасштабним подрібненням протоконтинентальної кори з розділенням її на стійкі полігонально-ізометричні або заокруглено-овальні блоки – *протоплатформи* і рухомі зони, які розділяли їх, – *протогеосинклінали*. На платформах місцями виникли западини, заповнені континентальними або мілководно-морськими осадами. Найбільш давні із таких осадових чохлів почали відкладатись 3 млрд. р. тому.

Протогеосинклінали змінюються по ширині від багатьох до перших сотень км. і мають вже певну поперечну зональність. Їх периферійні зони накладені на занурені краї архейських масивів і є аналогами більш давніх зон перикратонних опускань і міогеосинкліналей.

Основні епохи діастрофізму, які привели до розвитку протогеосинкліналей, припадають на рубежі 2300, 1900, 1750 млн. р. Останні дві, найбільш великі, відомі як карельська (Балтійський щит), гудзонівська (Канадський щит), амазонська (Південна Америка), ебурнейська (Західна Африка). Вони супроводжувались регіональним метаморфізмом, гранітизацією, калієвим метасоматозом, які привели в кінцевому результаті до становлення основної маси (від 67 до 80%) кори сучасних континентів і до її цілковитої стабілізації – встановлення платформового режиму майже на всій площі північного ряду давніх платформ і значних ділянок їх південного ряду.

Пізньопротерозойський ((рифейський), 1,7-0,6 млрд. р.) етап – етап розвитку континентально-платформового режиму і зародження геосинклінальних поясів фанерозою.

До початку цього етапу практично вся сучасна континентальна півкуля Землі, за виключенням молодих океанів, повинна була об'єднатись в єдиний масив підвищеної суші з досить обмеженим розповсюдженням епіконтинентальних морів та внутрішньоматерикових водойм. Об'єм води, витіснений у зв'язку із замиканням протогеосинкліналей повинен був концентруватися в іншій півкулі Землі, в зв'язку з чим необхідно допустити, починаючи з цього часу, існування Тихого океану.

Магматична діяльність з початку етапу, в ранньому рифеї, широко проявилась всередині платформ. Вона проявилась в площових виливах кислих магм, у встановленні диференційованих плутонів габро-анортитів і гранітів рапаківі. В цю епоху появляються вперше кільцеві лужні і лужно-ультраосновні плутони, карбонатити і кімберліти. Все це свідчення підвищеного теплового потоку і пониженої товщини літосфери. По мірі пониження теплового потоку і зростання крихкості кори стадія кратонізації змінювалась стадією рифтоутворення.

У другій половині етапу процес деструкції континентальної кори значно посилюється і поклав початок формуванню таких великих

міжконтинентальних геосинклінальних поясів як Середземноморський та Урало-Охотський. В пізньому рифеї почалась передгеосинклінальна рифтова стадія розвитку Північноатлантичного поясу.

11.4 Палеозойський етап

Палеозойський етап (0,7-0,2 млрд. р.) – платформово-геосинклінальний. Початок даного етапу ознаменувався енергетичним формуванням (розкриттям) міжконтинентальних геосинклінальних поясів: Північноатлантичного, Урало-Охотського, Середземноморського. На найбільш зрілій стадії свого розвитку вони повинні були представляти океани північноатлантичного типу, тобто з чисельними мікроконтинентами.

З утворенням міжконтинентальних геосинклінальних поясів платформи північного ряду набули свої близькі до сучасних рис, в той час як на півдні їм протистояв суперконтинент Гондвани. В кінці рифею або у венді ранньоавлакогенна стадія розвитку північних платформ змінилась синеклізою, а потім плитною, в той час, як Гондвана у ранньому палеозої залишалась майже повністю (крім Австралії) піднятою вище рівня океану і тільки в середньому палеозої почала зазнавати часткового занурення.

Вже перед вендом, а потім в ранньому кембрії – початку ордовику по периферії геосинклінальних поясів почалась акреція континентальної кори, яка протікала паралельно із спредингом центральних зон поясів.

В кінці ордовику стиснення одержали перевагу над розтягненням, яке привело в кінці силуру – початку девону до ліквідації геосинклінального режиму і переходу до орогенезу на значних просторах міжконтинентальних поясів. В середині карбону на більшій частині площі цих поясів проходить період до заключних деформацій, метаморфізму і гранітизації. В кінцевому результаті пройшло відновлення суцільності континентальної кори на місці цих поясів і приєднання платформ разом з Гондваною привело до виникнення гігантського суперконтиненту – Пангеї. Його називають Пангеї II на відміну від Пангеї I – рифейського суперконтиненту.

11.5 Мезозойсько-кайнозойський етап

Мезозойсько-кайнозойський етап (0,2-0 млрд. р.) – утворення молодих океанів. Найбільш великою подією даного етапу – розпад Пангеї, який розпочався в пізньому тріасі з утворення океан-геосинклінального поясу Тетіса, зміщеного в загальному на південь відносно свого пізньодокембрійського-палеозойського попередника – палео – Тетіса. Наслідуючи простягання останнього, Тетіс простягався початково в Центральну Америку і лише в кінці юри почалось розростання Атлантичного океану в меридіональному напрямку. Розширення Північної Атлантики, а потім Норвежсько-Гренландського і Євразійського басейнів

Північнольодовитого океану привело до зміщення Євразії, яка віддалилася від Північної Америки в південному напрямку. В той же період розкриття в пізній юрі Південного та Індійського океанів визвало зміщення Африки, Індостану та Австралії на північ. В підсумку Тетіс, починаючи з кінця юри на заході, і кінця крейди початку палеогену на сході став зазнавати стиснення і спучування кори. Воно завершилось зіткненням континентальних мас Гондвани і Євразії, найбільш яскраво вираженими напроти Андріатичного, Аравійського і особливо Індостанського виступів Гондвани, де виникли гірські споруди Альп, Кавказу, Гундукушу-Паміру і Гімалаїв.

Тихий океан і геосинклінальний пояс, який його облямовує, продовжували свій досить активний розвиток в мезозої і кайнозої.

В кінці олігоцену розташування континентів і океанів, складчастих гірських систем і осей спредингу прийняло вже риси, близькі до сучасних. Континенти вступили в період посилення піднять, тектонічної активізації платформ, росту гірських споруд, який називається неотектонічним етапом. Океани зазнали значного заглиблення, а їх серединні хребти прийняли близький до сучасного вигляд. Починаючи з кінця крейди стали формуватися системи окраїнних морів по західній периферії Тихого океану. Дещо пізніше, з олігоцену, аналогічний процес появився в Середземноморському поясі. Сучасна епоха представляє продовження подій неотектонічного етапу - заключної фази мезозойсько-кайнозойського етапу розвитку земної кори.

Завдання на самопідготовку

Зробити доповідь на тему: «Льодовикові періоди в історії Землі»

Питання для самоконтролю

1. Який проміжок часу охоплює догеологічний етап розвитку земної кори?
2. Що таке зелено-кам'яні пояси?
3. Якими геологічними подіями характеризується протерозойський етап?
4. Визначте основні характерні риси Гондвани.
5. Які епохи складчастості відбувалися під час палеозойської ери?
6. Які структурні елементи були формовані під час цих епох?
7. Визначте основні характерні риси Лавразії.
8. Які зміни в будові земної кори відбулися під час мезозойської та кайнозойської ер?

ЛЕКЦІЯ 12. ТЕКТОНІЧНІ ГІПОТЕЗИ ФОРМУВАННЯ І РОЗВИТКУ ЗЕМЛІ

План

- 12.1 Гіпотеза «кратерів підіймання»
 - 12.2 Гіпотеза контракції
 - 12.3 Пульсаційна гіпотеза
 - 12.4 Гіпотеза дрейфу материків
 - 12.5 Концепція глибинної диференціації речовини
 - 12.6 Гіпотеза спредінга
 - 12.7 Тектоніка літосферних плит
- Завдання на самопідготовку
- Питання для самоконтролю

12.1 Гіпотеза «кратерів підіймання»

Існування вертикальних і горизонтальних рухів в межах земної кори, що спричиняють деформації гірських порід уже ні у кого не викликає сумніву, проте на питання про причини, які зумовлюють ці рухи, як і про джерела енергії всіх ендегенних процесів, донині ще не має однозначної відповіді. Першими, хто спробував науково пояснити рухи та деформації земної кори і магматизм, були М.В.Ломоносов і Дж.Хаттон, котрі ще у XVIII столітті розробили так звану гіпотезу “кратерів підіймання”. Вони вважали, що вертикальні рухи земної кори спричиняються підняттям з глибин Землі розплавленої магми, яка підіймаючись випинає над земною поверхнею верстви гірських порід, а також розсуваючи їх, сприяє зсуванню по схилах підняття (звідси і назва гіпотези). При цьому провідна роль відводилась вертикальним рухам земної кори, а формування складчастих дислокацій розглядалось як наслідок, другорядне явище, зумовлене підняттям магми, що призводило до деформації порід. Аналогічних поглядів дотримувалися німецькі вчені А.фон Гумбольдт і Л.фон Бух, які також основну роль в утворенні гірських областей відводили магмі та вулканізму. Проте геологорозвідувальними роботами дуже швидко було доведено, що складчасто-насувні дислокації поширені і в тих регіонах, де магматичні породи відсутні, а також було встановлено, що у ряді випадків складчасті споруди вміщують не молодші, а древніші за дислоковані верстви граніти та інші магматичні утворення. Відповідно ці факти яскраво свідчили про недосконалість гіпотези “кратерів підіймання”, яку на початку XIX століття змінила контракційна гіпотеза.

12.2 Гіпотеза контракції

Гіпотеза контракції (лат. контракціо – стискання, стягування) була запропонована французьким геологом Л. Елі де Бомоном. В її основі лежали космогонічні уявлення Канта та Лапласа про первинний розплавлений стан планети. В результаті поступового охолодження Землі спочатку сформувалася тверда земна кора, яка в подальшому повинна була пристосовуватися до підкорового об'єму, що в процесі охолодження кулі поступово зменшувався. Це призводило до того, що кора починала деформуватися, розтріскуватися та зминатися. Таким чином виникали розломи і утворювалися складки та складчасті споруди. Проте на питання, чому складчасті зони займають певне положення на поверхні земної кори, а не поширені повсюдно, і чому цей процес носив періодичний характер, ця гіпотеза не могла дати задовільної відповіді.

Пояснити розташування на земній поверхні гірських ланцюгів дало змогу *вчення про геосинклінали*, яке виникло в середині XIX століття, і згідно з яким, гірські складчасті споруди виникали там, де раніше були заповнені пластичними морськими осадами прогини. Це вчення обґрунтовано підтримало деякі положення контракційної гіпотези, яка майже до початку XX століття лежала в основі всіх тектонічних побудов, узагальнених австрійським вченим Е.Зюссом у видатній, на той час, праці “Вигляд Землі”.

Проте, коли з'явилася так звана “холодна” гіпотеза утворення Землі, контракційна виявилася неспроможною пояснити деякі тектонічні явища, так як холодна планета не могла стискатися, і її замінила *пульсаційна гіпотеза* (лат. пульсатіо – биття), розроблена В. Бухером, М.О. Усовим і В.О. Обручевим.

12.3 Пульсаційна гіпотеза

В основі пульсаційної гіпотези лежить уявлення про те, що об'єм Землі поперемінно збільшується і зменшується, тобто планета пульсує. При розширенні Землі відбувається виникнення розломів в земній корі та прогинів, що супроводжується інтенсивними виверженнями на поверхню базальтової магми. Під час фаз стискування в прогинах, які виповнені вулканогенно-осадовими відкладами відбуваються деформації останніх і утворення складчастих гірських систем. При стисненні магма не може вивергатися на поверхню і застигає в земних надрах, утворюючи таким чином інтрузивні тіла. При такому трактуванні перемінної зміни об'єму Землі, складкоутворення повинне було б відбуватися строго одночасно на всій поверхні планети. Проте, відомо, що коли в одному регіоні формувалась складчастість, то в іншому – відбувався розтяг кори.

У 1933 році німецький вчений О.Хільгенберг розробив суттєво протилежну контракційній гіпотезі, *гіпотезу розширення Землі*. Вона

обґрунтовано пояснює механізм утворення молодих океанських западин шляхом розтріскування первинно суцільної оболонки земної кори, але практично позбавлена припущень стосовно “закриття” океанів і виникнення на їх місці складчасто-насувних гірських областей. Окрім того, вона не дає пояснення також причин, які призвели до збільшення об’єму Землі.

На початку XX століття в теоретичній геології з’явився новий напрямок, який суттєво змінив погляди на причини і механізми деформацій, що відбуваються в земній корі. Прибічники цього напрямку, який успішно розвивається і сьогодні, припускали можливість значних (на тисячі кілометрів) горизонтальних переміщень гігантських материкових брил (пізніше вони дістали назву літосферних плит) по поверхні мантийного субстрату. Завдяки цьому явищу, явищу горизонтального переміщення окремих частин земної кори по поверхні мантиї, цей напрямок дістав назву *мобілізм* (лат. “мобіліс” – рухомий, той що рухається). Всі попередні гіпотези, які земну кору та мантию розглядали як єдине ціле, вважали неможливим відрив кори від мантиї та стояли на позиціях фіксованого положення континентів відносно мантиї, складали другий напрямок – *фіксизм* (анг. “фікс” – закріплювати, встановлювати).

12.4 Гіпотеза дрейфу материків

Фундатором мобілізму слід вважати німецького дослідника Альфреда Вегенера, який у 1912 році висунув *гіпотезу дрейфу (переміщення) материків*. Він припускав, що ще на початку мезозойської ери всі материки складали єдиний суперконтинент Пангею, який в юрський час зазнав розпаду, в результаті чого утворилися сучасні континенти, а між ними молоді океани. В основі такого висновку лежав гідний подиву факт подібності обрисів материків, розділених сьогодні Атлантичним океаном – Північної та Південної Америки, з однієї сторони, Європи та Африки – з іншої.

Ці припущення А. Вегенер підкріпив і іншими фактами серед яких важливе місце належить разючій подібності наземних фауни та флори, які населяли південну групу материків в пізньому палеозої та ранньому мезозої, тобто до розпаду Пангеї. Немаловажну роль при цьому відіграли також знахідки на всіх материках слідів покривного зледеніння, яке у пізньопалеозойських час охопило південні, так звані Гондванські, континентах.

А. Вегенер також вважав, що океани і континенти підстеляють різні породи: континенти – граніти, а океани – базальти. Враховуючи це, він припускав, що океани, під якими залягає базальтовий шар, не могли утворитися шляхом занурення гранітної континентальної кори, а повинні були виникнути в результаті звільнення базальтового шару від гранітного шляхом горизонтального переміщення останнього.

12.5 Концепція глибинної диференціації речовини

Наприкінці 30-х років минулого століття В.В.Білоусовим була розроблена тектонічна *концепція глибинної диференціації речовини*, яка нагадувала відроджену на значно вищому рівні розвитку науки гіпотезу підняття. В ній також основна роль належить вертикальним тектонічним рухам, спричиненим підніманням з надр Землі магматичних мас. Основним джерелом ендогенної енергії при цьому В.В.Білоусов вважав природний розпад радіоактивних елементів, які містяться в породах кори та мантиї. Саме цей процес, на його думку, сприяв розігріву мантийної речовини і її глибинної диференціації та рухливості. Через це цю концепцію ще називають *радіоміграційною*.

Її суть зводиться до того, що внаслідок диференціації речовини на межі верхнього ядра та мантиї легкі компоненти піднімаються догори, а важкі опускаються вниз. Таким чином легкий розігрітий матеріал накопичується під земною корою нижче астеносферного шару, який також під впливом тепла, що надходить знизу, розігрівається, і в ньому відбувається часткове плавлення матеріалу. Розігрітий, менш в'язкий і більш рухливий астеносферний матеріал проникає крізь літосферу, створюючи сприятливі умови для базальтового магматизму. Відповідно виливи базальтової магми обважнювали літосферу, що призводило до опускання окремих її частин і утворення в земній корі прогинів, заповнених потужними товщами вулканогенних і осадових порід. Накопичення останніх заважало проникненню нових порцій базальтової магми на поверхню і вона застигала на глибині, а тепло, яке виділялося при її кристалізації було джерелом метаморфічних процесів, а також призводило до плавлення існуючих утворень і формування з цих розплавів гранітів.

Метаморфізм і гранітизація супроводжуються збільшенням об'єму порід, а це, враховуючи обмежений простір, призводить до потовщення кори, деформації порід, їх підйому та формування гірського рельєфу. При наступному підйомі магми, кора просто припіднімається і відбувається відродження гірських споруд. У випадках коли піднімаються значні об'єми магми, можливе руйнування континентальної кори. При цьому відбувається поглинання базальтовою магмою окремих брил кори і її переплавлення, а тугоплавкі залишки осідають у нижній частині астеносферного шару. В результаті відбувається заміщення континентальної кори корою океанічного типу і утворення океанських западин.

Цей процес називають *океанізацією*, або *базифікацією*, тобто заміщенням кислої кори корою основного складу. Якщо основним недоліком гіпотези А.Вегенера було те, що вона неспроможна була пояснити утворення прогинів у земній корі, на місці яких формувалися западини, виповнені вулканогенним та осадовим матеріалом, гіпотеза В.В.Білоусова навпаки, практично, не враховувала ролі горизонтальних рухів у формуванні

структурного вигляду земної кори. Проте, сьогодні вже доведено, що формування складчастих структур можливе як при вертикальних, так і при горизонтальних рухах окремих частин кори. Також вже не викликає сумніву факт, що ложе океанів складене не продуктами переплавлення континентальної кори базальтовим розплавом, а є прямою похідною часткового плавлення мантії речовини.

Встановлення в 50-тих роках минулого століття кардинальних відмінностей будови та складу кори континентального і океанічного типів, стали основною причиною повернення теоретичної геології до ідей мобілізму.

Відповідно, це повернення відбувалося на вищому, на відміну від уявлень А.Вегенера рівні, в основі якого лежали наукові обґрунтування. Останні базувалися на численних зроблених на цей час відкриттях в галузі геології і, зокрема, геофізики. Серед них слід відзначити: 1) науково обґрунтоване підтвердження існування астеносфери; 2) відкриття планетарної системи серединно-океанічних хребтів і з'ясування їх будови; 3) обґрунтовані докази відмінностей океанічної і континентальної кори за складом, будовою та потужностями, що раніше лише припускалося А.Вегенером; 4) встановлення закономірного зменшення потужностей осадового шару в океанах у напрямку від континентів до серединно-океанічних хребтів; 5) відкриття смугастих магнітних аномалій в океанах; 6) відкриття явища інверсії (змін полярності) магнітного поля Землі впродовж останніх чотирьох мільйонів років.

12.6 Гіпотеза спрединга

У результаті аналізу та узагальнення всіх цих відкриттів американські вчені Г.Хесс і Р.Дітц у 1961-1962 роках розробили гіпотезу утворення океанів шляхом розсування континентів внаслідок розвитку рифтів, які приурочені до осевих частин серединно-океанічних хребтів.

Згідно з цією гіпотезою рифти серединно-океанічних хребтів є також місцем зародження нової океанічної кори, яка виплавляється з астеносфери. Ця гіпотеза дістала назву *гіпотези спредингу*, тобто розширення, розростання океанського ложа.

У 1963 році англійці Ф.Файн і Д.Метью на основі цієї гіпотези, а також враховуючи дані інверсії магнітного поля, науково обґрунтували наявність загадкових смугастих магнітних аномалій, розташованих паралельно та симетрично відносно серединно-океанічних хребтів. Вони висловили думку, що океанічна кора, яка формується в серединно-океанічних рифтах при остиганні намагнічується перемінно то в прямому, то в зворотному, по відношенню до сучасного магнітного поля напрямках, і вже в цими "помітками" палеонамагніченості у вигляді закономірних аномалій різного знаку пересувається в сторону континентів подібно до стрічки конвеєру.

В подальшому всі ці лінійні аномалії були класифіковані за віком і виявилось, що найбільш древні з них знаходяться найдалше від серединно-океанічних хребтів і розташовані по відношенню до останніх симетрично. У 1965 році канадський геофізик Дж.Вільсон виділив трансформні розломи, які майже перпендикулярно перетинають серединно-океанічні хребти, зміщуючи рифтові долини і магнітні аномалії. Він також встановив, що вулканічні острови розташовані на периферії океанів є древнішими за ті, які знаходяться ближче до серединно-океанічних хребтів. Суттєвим внеском у розвиток концепції мобілізму стали результати, отримані при вивченні землетрусів.

Було встановлено, що їх осередки зосереджені в межах рифтових зон серединних хребтів, островодужних і материкових схилів глибоководних жолобів на периферії океанів, а також (у значно меншій кількості) в районах молодих і відроджених гірських ланцюгів. Разом з тим, широкі області між цими сейсмоактивними зонами практично асейсмічні, тобто там осередки землетрусів відсутні. Це дало можливість зробити висновок, що літосфера складається з семи великих і семи малих монолітних і твердих плит, розділених сейсмоактивними зонами, які виконують роль своєрідних швів, котрі з'єднують плити в одне ціле і одночасно є їх межами.

Базуючись на таких припущеннях стосовно будови літосфери, американські вчені Л.Р.Сайкс, Дж.Олівер, Б.Ізакс, У.Дж. Морган та інші у 1962 році сформулювали нову тектонічну гіпотезу, яка одержала назву *“тектоніка літосферних плит”*, або *“нова глобальна тектоніка”*.

12.7 Тектоніка літосферних плит

В основі цієї гіпотези лежить уявлення про те, що літосферні плити пересуваються одна відносно іншої по широті, довготі, і при цьому також можуть обертатися. Вони розсуваються в рифтових зонах серединно-океанічних хребтів, зближуються в межах зон глибоководних жолобів і островних дуг, зазнають зміщень зсувного типу вздовж трансформних розломів. Всі ці переміщення по сферичній поверхні землі підпорядковані теоремі Ейлера, згідно з якою траєкторія руху плит нагадує дугу кола, проведену відносно осі, яка проходить через центр Землі. Виходи цієї осі на земну поверхню називаються полюсами розкриття, а дуги співпадають або паралельні трансформним розломам. Точка перетину перпендикулярів проведених до трансформних розломів і буде полюсом розкриття, або полюсом розширення.

Розростання океанічної кори в зонах спредингу призводить до розширення океанів, що, відповідно, спричиняє рух літосферних плит. Враховуючи відсутність такого явища як розширення Землі, новоутворена океанічна кора повинна десь поглинатися. Такими місцями де відбувається поглинання мас важкої океанічної кори є зони зіткнення її з порівняно легкою континентальною корою, які називаються зонами субдукції

(поглинання). Саме до них приурочені сейсмофокальні зони та зони інтенсивної вулканічної діяльності, а проявляються вони на поверхні земної кори у вигляді островних дуг і глибоководних жолобів.

Вважається, що найвірогіднішою причиною горизонтальних переміщень плит є конвективні рухи мантийної речовини, спричинені її розігрівом. Серединно-океанічні хребти з рифтовими зонами розташовуються над висхідними потоками мантийної речовини, а глибоководні жолоби – над низхідними. Це припущення підтверджується підвищенням тепловим потоком в межах серединно-океанічних хребтів і пониженням – у жолобах. Новоутворена океанічна кора рухаючись від хребтів поступово охолоджується, ущільнюється і потовщується за рахунок астеносфери. Поступово вона стає важчою від астеносфери, яка її підстелює і занурюється в неї вздовж схилів океанічних жолобів.

Горизонтальні переміщення літосферних плит відбуваються не по підшві кори, або її гранітного шару, а на межі літосфера – астеносфера. Руху підлягають не континенти, а літосферні плити, які також включають прилеглі до серединних хребтів частини океанів. Основною рушійною силою яка зумовлює горизонтальне переміщення плит є конвективні потоки мантийної речовини. Проте, питання першопричин виникнення конвективних потоків мантийної речовини, область їх прояву (в усій мантиї чи тільки у верхній її частині), а також джерела теплоти, яке спричиняє розігрів мантиї до сьогоденішнього часу залишаються дискусійними.

Одні дослідники вважають, що причиною цього явища є природний розпад радіоактивних елементів, інші бачать її в гравітаційній диференціації речовини мантиї, коли легкі компоненти спливають, а важкі навпаки занурюються. Дискусійним є також механізм поглинання океанічної кори в зонах субдукції.

Сьогодні ще немає одностайної думки стосовно того, що синхронно відбувається компенсація розширення літосфери в рифтах і її стискування в зонах субдукції. Разом з тим періодичність і переривчастість тектонічних деформацій дають можливість припускати, що існує деяка пульсація об'єму Землі в діапазоні перших відсотків від її радіусу. Можливо, на цю пульсацію накладається і загальна тенденція до поступового зменшення розмірів планети, внаслідок постійних природних втрат запасів радіоактивних елементів і поглибленням гравітаційної диференціації.

Можна також припускати, що певний вплив на розвиток структур земної кори мали зміни швидкості її обертання навколо своєї осі. При зменшенні цієї швидкості фігура Землі набувала кулеподібного вигляду, а при збільшенні швидкості ставала еліпсоподібною, що також відбивалося на характері зміни напруг в земній корі. Останні припущення лежать в основі так званої *ротаційної гіпотези*, або гіпотези обертання згідно з якою утворення закономірно орієнтованої відносно осі обертання Землі системи розломів і тріщин в корі, паралельних до екватора і меридіанів або

діагональним до них, зумовле змінами напруги в корі, спричиненими відцентровими і доцентровими силами.

Таким чином, існування двох типів рухів земної кори, які формують її структуру і загальний вигляд поверхні, а також мають певний вплив на характер перебігу та розвиток екзогенних і ендегенних процесів, сьогодні сумнівів не викликає. Беззаперечним є також той факт, що горизонтальні рухи за масштабністю проявлення набагато перевищують вертикальні. Їх джерелом, як це було зазначено вище, слугують конвективні потоки в мантиї.

В межах рифтових зон серединно-океанічних хребтів (зон спредингу), вони носять висхідний характер і спрямовані в протилежні сторони, а в зонах субдукції (зонах стику океанічної та континентальної кори) – низхідний. Ці потоки і є основною рушійною силою для континентальних плит, швидкість руху яких досягає 20 см на рік. Місцем зародження горизонтальних рухів є не тільки райони серединно-океанічних хребтів, вони можуть виникати і при континентальному рифтоутворенні, а також при зіткненні самих континентальних плит. В останньому випадку такі рухи поширюються на відстань до тисячі та більше кілометрів.

Окрім охарактеризованих горизонтальних рухів планетарного характеру, на континентах, а також в районах континентальних схилів періодично виникають короточасні рухи, вплив яких поширюється на незначні відстані в межах самої верхньої частини кори потужністю не більше 1 км. Такі рухи фіксуються у вигляді горизонтальних зміщень окремих блоків кори під впливом сили тяжіння і нагадують крупні зсуви. При цьому необхідний для проявлення гравітації нахил поверхні кори створюється завдяки її підніманню вертикальними рухами.

Вертикальні рухи можуть бути зумовлені підняттям з астеносфери відносно легких виплавок речовини, що одночасно, як це було показано вище, є і причиною виникнення горизонтальних рухів, а також розігріву літосфери над цими висхідними гарячими мантийними струменями.

Опускання в океанах пов'язані з охолодженням літосфери по мірі її віддалення від зон спредингу. Відповідно, в таких випадках максимальні величини низхідних вертикальних рухів приурочені до зон глибоководних жолобів. Разом з тим, на ділянках сейсмофокальних зон, які виходять на поверхню вздовж осей жолобів зі сторони континентів, опускання кори змінюється підніманням, що зумовлене тут нагромадженням зім'ятих в складки осадків, а також накопиченням продуктів вулканічної діяльності.

Процеси метаморфізму і гранітоутворення, які супроводжують магматичні прояви, призводять також до збільшення потужності легшої континентальної кори, а це, в свою чергу викликає її ізостатичне спливання і утворення первинних гірських споруд. Відроджені гірські області, а також міжгірські та передгірські прогини формуються під дією напруг, які виникають внаслідок зіткнення континентальних плит. Цей процес супроводжується підвищенням теплового потоку, що, відповідно, сприяє

підніманню астеносфери та інтенсивним висхідним рухам і, як результат, росту підняття. Денудація склепінної частини останнього внаслідок *ізостазії* сприяє подальшому їх підніманню, а накопичення осадків у прогинах – опусканню.

Ізостазія спричиняє також опускання територій покритих материковими льодовиками, такими як антарктичний або гренландський. Звільнення від крижаного покриву, відповідно, обумовлює піднімання територій завдяки зняття навантаження на кору. При вертикальних рухах, особливо висхідних, земна кора зазнає диз'юнктивних порушень, що призводить до утворення в склепінних частинах підняття серій розломів. Одночасно ці ділянки зазнають і своєрідного розтягування, тобто горизонтальних рухів, що спричиняє утворення рифтів. При цьому центральні частини цих рифтів опускаються, а краї розходяться в протилежних напрямках.

Таким чином у природі відбувається періодична трансформація вертикальних рухів у горизонтальні та навпаки. Цей безперервний процес є наслідком тісного взаємозв'язку і взаємообумовленості ендегенних і екзогенних процесів і виділити тут домінування одного з них неможливо. Будь який з процесів з одного боку спричиняє порушення природної рівноваги в межах окремої природної системи Землі, і разом з тим, направлений на відновлення цієї рівноваги в іншій системі.

Таким чином, тенденція до досягнення природної рівноваги в кожній з систем різного рівня організації природної речовини і є основною причиною розвитку Землі загалом і земної кори зокрема.

Завдання на самопідготовку

Зробити доповіді за наступними темами: «Методи досліджень геологічної історії Земної кори»; «Методи дослідження та графічного відображення геолого-геоморфологічних умов», «Вплив астеносфери на тектоніку», «Великі вимирання в історії Землі».

Питання для самоконтролю

1. Охарактеризуйте основні положення гіпотези піднімання М.В.Ломоносова.
2. В чому полягає суть пульсаційної гіпотези?
3. Розкрийте загальні положення гіпотези дрейфу материків А.Вегенера.
4. В чому полягає суть концепції глибинної диференціації речовини В.В.Білоусова?
5. Охарактеризуйте основні положення тектоніки літосферних плит.
6. Що таке спрединг океанічного дна і на основі яких результатів він був відкритий ?
7. Що таке зона субдукції?

8. Охарактеризуйте основні причини виникнення горизонтальних рухів.
9. Охарактеризуйте основні причини виникнення вертикальних рухів.
10. Покажіть взаємозв'язок горизонтальних і вертикальних рухів.

ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Адаменко О. М. Основи екологічної геології [Текст] : підруч. для студ. екол., геол., геогр. спец. вищ. навч. закл. / О. М. Адаменко, Г. І. Рудько. - К. : Манускрипт, 1997. - 348 с.
2. Адаменко О. М. Екологічна геоморфологія [Текст] : підручник / Адаменко О. М., Рудько Г. І., Ковальчук І. П. - Івано-Франківськ : Факел, 2000.-411 с.
3. Геологія з основами геоморфології [Текст] : підруч. для студ. екол. і геогр. спец. вищ. навч. закл. / О. М. Адаменко, Г. І. Рудько, О. В. Чепіжко [та ін.]. - Чернівці : Букрек, 2010. - 398 с.
4. Горшков Г. П. Общая геология [Текст] : учебник / Г. П. Горшков, А. Ф. Якушова. - М. : Изд-во МГУ, 1973. - 592с.
5. Горішний П. М. Завдання та методичні рекомендації до лабораторних робіт з курсу «Геоморфологія» [Текст] : посібник / П. М. Горішний, Г. Р. Чупило. - Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. -61с.
6. Ґрунтознавство з основами геології [Текст] : підручник /І.І. Назаренко, Ф. М. Польчина, Ю. М. Дмитрук, І. С. Смага та ін. - Чернівці: Книги - XXI, 2006. - 504 с.
7. Екологічна геологія [Текст] : підручник / за заг ред. д.г.-м.н. М.М. Коржнева. – Київ : ВПЦ «Київський університет». – 2005. – 257 с.
8. Живаго Н. В. Геоморфология с основами геологии [Текст] : учебник / Н. В. Живаго, В. В. Пиотровский. - М. : Недра, 1971. - 288 с.
9. Карпов В. Г. Геологія з основами геоморфології (Сучасні геодинамічні процеси) : навчальний посібник / В. Г. Карпов. – Х. : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2015. - 108 с.
10. Колтун О. В. Антропогенна геоморфологія [Текст] : методичні рекомендації до практичних робіт / Оксана Володимирівна Колтун. - Львів : Вид-во ЛНУ імені Івана Франка, 2008. - 18 с.
11. Короновский Н. В. Общая геология [Текст] : учебник / Николай Владимирович Корновский. - М.: Изд-во Книжный дом Университет, 2006. - 528 с.
12. Короновский Н. В. Основы геологии [Текст] : учебник / Н. В. Короновский, А. Ф. Якушова. - М. : Высшая школа, 1991. - 416 с.
13. Костенко Н. П. Геоморфология [Текст] : учебник / Наталья Петровна Костенко. - 2-е изд. перераб. и доп. - М. : Изд-во МГУ, 1999. - 383 с.
14. Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе [Текст] / Наталья Петровна Костенко. - М. : Недра, 1972.-320 с.
15. Куровець М. Загальна геологія [Текст] : навчальний посібник для вузів / М. Куровець, Н. Гунька. - Львів : ЛДФК «Атлас», 1998. - 418 с.

16. Ласточкин А. Н. Общая геоморфология: учение о морфологии рельефа [Текст] : учебное пособие / Александр Николаевич Ласточкин. - СПб., 1991.- 105 с.
17. Леонтьев О. К. Общая геоморфология [Текст] : учебник / О. К. Леонтьев, Г. И. Рычагов. -М. : Высшая школа, 1988. - 319 с.
18. Лобковский Л. И. Современные проблемы геотектоники и геодинамики / Л. И. Лобковский, А. М. Никишин, В. Е. Хаин. - М. : Научный мир, 2004. - 624 с.
19. Мананкова Т. И. Краткий курс лекций по геоморфологии [Текст] : учебное пособие / Т. И. Манакова. - Горно-Алтайск, 2009. - 184 с,
20. Мельничук В. С. Общая геология [Текст] : учебник / В. С. Мельничук, М. С. Арабаджи. - М. : Недра, 1989. - 333 с.
21. Павловська Т. С. Геоморфологія: терміни й поняття [Текст] : навчальний посібник / Т. С. Павловська. - Луцьк : Волин. Нац. Ун-т ім. Л. Українки, 2009. - 281 с.
22. Паранько І. С. Геологія з основами геоморфології [Текст] : навчальний посібник для вузів / І. С. Паранько, А. О. Сіворонов, О. І. Мамедов. - Кривий Ріг : Мінерал, 2008. - 373 с.
23. Паранько І. С. Загальна геологія [Текст] : навчальний посібник для вузів /І. С. Паранько, А. О. Сіворонов, В. Д. Євтехов. - Кривий Ріг : Вид-во «Мінерал», 2003.
24. Пиотровский В. В. Геоморфология с основами геологии [Текст] : учебное пособие / Владимир Владимирович Пиотровский. - 2-е изд., перераб. и доп. - М. : Недра, 1977. - 224 с.
25. Рельєф України [Текст] : навчальний посібник для вузів / Б. О. Вахрушев, І. П. Ковальчук, О. О. Комлев [та ін.] ; за ред. В. В. Стецюка. - К. : Видавничий дім «Слово», 2010.-688 с.
26. Рычагов Г. И. Общая геоморфология [Текст] : учебник / Георгий Иванович Рычагов. - 3-е изд. перераб. и доп. - М. : Изд-во Моск. ун-та : Наука, 2006.-416 с.
27. Свинко Й. М. Геологія [Текст] : підручник / Й. М. Свинко, М. Я. Сивий. -К. : Либідь, 2003.-480 с.
28. Смішко Р. М. Геологія з основами геоморфології [Текст] : навчальний посібник для вузів / Р. М. Смішко. - Львів : Вид-во ЛНУ імені Івана Франка, 2004. - 101 с.
29. Стецюк В. В. Основи геоморфології [Текст] : навчальний посібник / В. К. Стецюк, І. П. Ковальчук. - К. : Вища школа, 2005. - 495 с.
30. Стецюк В. В. Геоморфологія [Текст] : курс лекцій для студ. природничо-географ. фак. / Стецюк В. В., Міхелі С. В., Ткаченко Т. І. -К. : ВГЛ «Обрії», 2008. - 230 с.
31. Стецюк В. В. Лабораторний практикум із загальної геоморфології [Текст] : для студ. природничо-географ. фак. / Стецюк В. В., Міхелі С. В., Ткаченко Т. І. - К. : ВГЛ «Обрії», 2008. - 96 с.

32. Стецюк В. В. Екологічна геоморфологія України [Текст] : навчальний посібник / В. В. Стецюк, Г. І. Рудько, Т. І. Ткаченко. - К. : Видавничий Дім «Слово», 2010. - 368 с.
33. Шалімов М. О. Геологія з основами геоморфології [Текст] : конспект лекцій / М. О. Шалімов. - Одеса: Наука і техніка, 2006. - 144 с.
34. Якушева А. Ф. Геология с элементами геоморфологии [Текст] : учебник / Александра Федоровна Якушева. - М. : Изд-во Моск. ун-та, 1986. - 374 с.

Допоміжна

33. Багров М. В. Землезнаство [Текст] : підручник / Багров М. В., Боков В. О., Черваньов І. Г. - Київ : Либідь, 2000. - 464 с.
34. Билеуш А. И. Оползни и противооползневые мероприятия. - К. : Наукова думка, 2009. - 330 с.
35. В недрах Земли [Электронный ресурс] : научно-документальный фильм / National Geographic. - Режим доступа к ресурсу : [http:// www.dokkino.ru](http://www.dokkino.ru)
36. Все о геологии [Электронный ресурс] / Геовикипедия. - Режим доступа : <http://web.ru>
37. Гайко Г. История освоения земных недр [Текст] / Г. Гайко. - Донецьк : Схід. вид. дім, 2009. - 287 с.
38. Гошовський С. Екологічна безпека техногенних геосистем у зв'язку з катастрофічним розвитком геоморфологічних процесів [Текст] / Гошовський С, Рудько Г. І., Преснер Б. - Львів; Київ, 2002. - 624 с.
39. Жарикова І. І. Топографія з основами геодезії [Текст] : методичні вказівки /І. І. Жарикова, Н. Я. Кизилова [Електронний ресурс] - Режим доступу : <http://www.synergy-gis.com/lib/topogeo/l-4.htm>
40. Ковальчук І. П. Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз [Текст] / Іван Платонович Ковальчук. - Львів : Ін-т українознавства, 1997. - 438с.
41. Кравчук Я. С. Інженерно-геоморфологічне картографування [Текст] : навчальний посібник. - Львів: Світ, 1991. - 144 с.
42. Малахов И. Н. Новая геологическая сила (Геологическая среда антропогенной экосистемы) [Текст] / И. Н. Малахов. - Кривой Рог, 2009. -311 с.
43. Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология) [Текст] : /отв. ред. Д. А. Тимофеев. - в 2-х т. - М. : Медиа-ПРЕСС, 2002. - 640 с.
44. Стецюк В. В. Екологічна геоморфологія України (теорія і практика регіональної екологічної геоморфології) [Текст] / В. В. Стецюк, Т. І. Ткаченко. - К. : «Стафед-2», 2004. - 224 с.
45. Сучасна динаміка рельєфу України [Текст] / Палієнко В. П., Матошко А. В., Барщевський М. Є. [та ін.] ; за ред. В. П. Палієнко. - К. : Наукова думка, 2005. - 266 с.
46. Оползни Харьковской области [Текст] / Г. Г. Стрижельчик, О. А. Крамаренко, Ю. П. Соколов [и др.] - Харьков, 2001. - 300 с.

47. Харьковская область, природа и хозяйство [Текст] : материалы Харьковского отдела географического общества Украины / ред. Г. П. Дубинский. - Х. : Изд-во Харьк. гос. ун-та, 1971. - Вып. 8. - 248 с.
48. Черваньов І. Г. Флювіальні геоморфосистеми: дослідження й розробки Харківської геоморфологічної школи [Текст] : монографія / І. Г. Черваньов, С. В. Костріков, Б. Н. Воробйов. - Х. : Вид-во ХНУ, 2006. - 322 с.
49. Черванев И. Г. Концепция и аспекты экологической геоморфологии [Текст] / И. Г. Черванев // Новые методы и технологии в геоморфологии для решения геоэкологических задач. - Л., 1991. - С. 48-50.
50. Экологический атлас Харьковской области [Электронный ресурс] / Харьковская областная государственная администрация. - Режим доступа к атласу : [http: // www.kharkivoda.gov.ua](http://www.kharkivoda.gov.ua).