



Міністерство освіти і науки України
Мукачівський державний університет
Кафедра туризму і географії



ГЕОМОРФОЛОГІЯ І ПАЛЕОГЕОГРАФІЯ

Методичні рекомендації до вивчення дисципліни

студентів денної форми навчання
спеціальності 106 «Географія»
освітнього ступеня «Бакалавр»

Мукачево
МДУ-2020

УДК 911.3:33+30(072)(075.8)

*Розглянуто та рекомендовано до друку науково-методичною радою
Мукачівського державного університету
протокол № 6 від 22 грудня 2020 р.*

*Розглянуто та схвалено на засіданні кафедри туризму і географії
протокол № 8 від 11 листопада 2020 р.*

Укладачі

Лужанська Т.Ю. - к.геогр.н., доцент кафедри туризму і географії МДУ
П'ятка Н.С. – старший викладач кафедри туризму і географії МДУ
Медвідь Л.І. - старший викладач кафедри туризму і географії МДУ

РЗ1

Геоморфологія і палеогеографія: методичні рекомендації до вивчення дисципліни для студентів денної форми навчання спеціальності 106 «Географія» ОС «Бакалавр» / укладачі Т.Ю. Лужанська, Н.С.Пятка, Л.І.Медвідь (видано вперше) – Мукачево: МДУ, 2020. - 79 с.

Анотація.

Методичні рекомендації містять вступ, рекомендації до вивчення тем курсу, тестові завдання за змістовими модулями, перелік питань та список використаної літератури

ВСТУП	4
<i>Методичні рекомендації до вивчення тем з дисципліни.....</i>	<i>5</i>
Тема 1. Вступ до дисципліни «Геоморфологія і палеогеографія».....	5
Тема 2. Роль ендогенної і екзогенної складової у розвитку рельєфу.....	9
Тема 3. Гляціальна геоморфологія, історія досліджень.....	14
Тема 4. Мерзлотознавство, історія досліджень.....	18
Тема 5. Карст, історія його вивчення.....	20
Тема 6. Флювіальний морфо- та літогенез у гумідній зоні.....	27
Тема 7. Флювіальний морфо- та літогенез у перигляціальній зоні. Терасоформування.....	33
Тема 8. Поверхні вирівнювання. Схилі процеси.....	39
Тема 9. Геоморфологія в Україні.....	46
Тема 10. Регіональна палеогеографія як наукова і навчальна дисципліна.....	51
Тема 11. Палеогеографічні регіони фанерозою України.....	57
Тема 12. Природа України в альпійську палеогеографічну еру. Донеогенові етапи ...	59
Тема 13. Палеогеографія України у міоцені та пліоцені.....	63
Тема 14. Палеогеографія України у плейстоцені та голоцені.....	65
<i>Тестові завдання за змістовим модуль 1. Геоморфологічні дослідження.....</i>	<i>69</i>
<i>Тестові завдання за змістовим модуль 2. Палеогеографічні дослідження.....</i>	<i>72</i>
<i>Перелік питань, що виносяться на проміжний та підсумковий контроль</i>	<i>77</i>
<i>Список використаної літератури</i>	<i>79</i>

ВСТУП

Мета навчальної дисципліни «Геоморфологія і палеогеографія» – поглибити розуміння геоморфології як науки, через аналіз змін у методах, засобах геоморфологічних досліджень. Місце геоморфології у системі наук про Землю, ознайомлення студентів з особливостями розвитку давньої природи району України в історичному (виділення й характеристика палеогеографічних етапів і подій) та просторовому (виділення й характеристика палеогеографічних регіонів) аспектах.

Завдання навчальної дисципліни «Геоморфологія і палеогеографія»:

1) представити регіональну геоморфологію і палеогеографію як наукову та навчальну дисципліну; розглянути розвиток геоморфологічних і палеогеографічних досліджень в Україні;

2) розкрити алгоритм змін у методах, засобах геоморфологічних досліджень, трансформацію наукових уявлень про хід фізико-географічних процесів на Землі.

3) розглянути підстави, проблеми та пропозиції щодо періодизації історії розвитку давньої природи району України;

4) висвітлити особливості розвитку давньої природи головних геоморфологічних і палеогеографічних регіонів (областей) України;

5) розглянути палеогеографію України у пізньому докембрії та фанерозої, приділяючи особливу увагу характеристиці палеогеографічних етапів і подій неоген-четвертинного періоду;

6) ознайомити з актуальними проблемами вивчення палеогеографії пізнього кайнозою України.

В результаті вивчення даного курсу студент повинен

знати: 1) що являє собою регіональна геоморфологія і палеогеографія як наукова та навчальна дисципліна; 2) критерії виділення геоморфологічних і палеогеографічних етапів і регіонів різного рангу; 3) загальну схему класифікації давніх ландшафтів; 4) головні етапи й особливості розвитку давньої природи району України в пізньому докембрії, ранньому та пізньому палеозої, мезозої, палеогені, міоцені, пліоцені, плейстоцені та голоцені; 5) найважливіші події палеогеографічної історії пізнього докембрію та фанерозою України; 6) особливості розвитку давньої природи головних палеогеографічних регіонів (областей) України.

вміти: 1) “читати” геоморфологічні і палеогеографічні та літолого-палеогеографічні карти дрібних та оглядових масштабів; 2) детально схарактеризувати етапи розвитку давньої природи району України та її головні палеогеографічні регіони, самостійно здійснюючи пошук та опрацювання відповідних літературних джерел.

Тема № 1. Вступ до дисципліни «Геоморфологія і палеогеографія»

1. Історія розвитку геоморфології та палеогеографії. Головні етапи їх розвитку.
2. Об'єкт та предмет дослідження навчальної дисципліни.
3. Суть та характеристика геоморфологічних теорій.
4. Сучасний етап геоморфологічних досліджень.

Рекомендована література: 1-7, 9-10

Метою вивчення цієї теми є ознайомлення із історією та основними етапами розвитку вчення про геоморфологію і палеогеографію; об'єктом та предметом дослідження; геоморфологічними теоріями та сучасними геоморфологічними дослідженнями.

Ключові поняття: геоморфологія, регіональні дослідження геоморфології, американська геоморфологічна школа, німецька геоморфологічна школа, предмет геоморфології, засоби вивчення геоморфології, основні завдання геоморфології, галузі геоморфології, основні напрямки досліджень геоморфології, методи геоморфологічних досліджень.

Геоморфологія (англ. *Geomorphology*) - наука про рельєф Землі, його походження, просторові, генетичні та історичні закономірності будови та розвитку. Геоморфологія як наука розглядає зміни рельєфу, що складається з існуючих протиріч між рельєфоутворюючими факторами, що обумовлює безперервний розвиток земної поверхні та форм рельєфу. Належить до родини геолого-географічних наук. Перші спроби опису та зображення місцевості виникли одночасно з писемністю. Спочатку створювались описи ойкумени та узбережжя морів, пізніше - примітивні карти. З розвитком науки створюються точні карти, відбувається створення глобальних та локальних геоінформаційних систем і т.п. Як самостійна наукова дисципліна геоморфологія склалася наприкінці XIX - на початку XX століть. У її становленні та розвитку особливу роль відіграли дві школи - американська та європейська (переважно німецька). Початок глобального опису планети було покладено під час Міжнародного геофізичного року (1957-1959), відкрито космічну еру запуском першого в світі супутника Землі.

Відомості про рельєф Землі нагромаджувалися під час усього розвитку людства, проте як наукова дисципліна геоморфологія почала формуватися лише наприкінці XVIII - на початку XIX століть. До того часу вивчення рельєфу мало описовий характер, здійснювалося під час геологічних, географічних або землеописових досліджень. Відомий художник, інженер та вчений Леонардо да Вінчі був переконаний, що обриси суходолу не є постійними, і стверджував, що річкові долини утворені самими річками. Прогресивними були погляди Михайла Ломоносова щодо нерозривного зв'язку рельєфу земної поверхні з внутрішньою будовою земних надр, безперервної зміни форм рельєфу, викладені в праці «Про шари земні».

Поштовхом до формування геоморфологічних уявлень і вивчення рельєфу як компонента довкілля став розвиток гірничої справи і пошук корисних копалин у XVIII столітті. Перші наукові уявлення щодо походження та зміни форм рельєфу земної поверхні пов'язані з вченням Ломоносова про те, що основні нерівності земної поверхні - гірські хребти - утворені внутрішніми силами Землі, а їх руйнування зумовлюють вода, вітер та інші чинники. Шотландський геолог Джеймс Хеттон висловив припущення щодо безперервної мінливості земної поверхні, відкладення продуктів руйнування форм рельєфу на дні моря, «внутрішньої спеки» Землі та її впливу на висотне положення земної поверхні. На формування геоморфологічних уявлень вплинули також праці європейських учених - Плейфера, Вернера, Кюв'є та інші.

Вагомий внесок у розвиток геології та геоморфології у XIX столітті зробив британський геолог Чарльз Лайель. У книзі «Основи геології» він довів, що рельєф Землі сформувався у геологічному минулому не внаслідок гіпотетичних катастроф, а під дією

поступових геологічних процесів, які тривають й понині. Він є основоположником принципу актуалізму.

Упродовж XIX століття у країнах світу здійснювалися регіональні географічні та геологічні дослідження. Відомості про морфологію, походження, вік та динаміку форм рельєфу земної поверхні покладено в основу вчення Вільяма Дейвіса і Вальтера Пенка. Праці сучасних представників геоморфологічної науки або розвивають деякі ідеї цих учених, або містять критичні зауваження, проте завжди певною мірою ґрунтуються на їх ученнях. Так було сформовано наукові засади геоморфології, яка у другій половині XIX століття почала виокремлюватися з комплексних геолого-географічних (землезнавчих) досліджень як самостійна наука, предметом вивчення якої став рельєф. У Європі дослідженнями рельєфу і загальними теоретичними питаннями його розвитку займалися Альбрехт Пенк, Едуард Брікнер (Брюкнер), Альфред Вегенер, Едуард Зюсс, Еммануель де Мартонн, Гюстав Еміль Ог, Ф. Ріхтгофен, Ганс Штілле.

Регіональні роботи в різних галузях геоморфології:

- дослідження у царині загальної, кліматичної й генетичної геоморфології - І. Щукін (Росія), В. Бондарчук, С. Рудницький, П. Тутковський (Україна);
- палеогеографічні роботи - М. Веклич (Україна);
- палеогеоморфологічні роботи - В. Галицький, Ю. Кошик (Україна), Г. Горецький (Білорусь);
- геоморфологічне картографування - А. Спиридонов і Н. Башеніна;
- вивчення ролі тектонічного чинника у формуванні рельєфу - В. Бондарчук, К. Геренчук, П. Цись, І. Гофштейн, І. Соколовський, М. Волков (Україна);
- розробка проблем динамічної геоморфології - С. Воскресенський, Г. Ананьєв;
- структурно-геоморфологічні дослідження - Ю. Мещеряков (Росія);
- неотектонічні дослідження - В. Палієнко (Україна) і О. Чедія (Киргизстан);
- клімато-геоморфологічні дослідження - О. Дедков (Росія);
- дослідження поверхонь вирівнювання - Д. Тимофєєв (Росія); вивчення рельєфу гірських країн - Н. Костенко, Л. Івановський, Г. Уфімцев, Б. Агафонов (Росія), М. Жандаєв (Казахстан), Б. Будагов (Азербайджан), С. Бальян (Вірменія).

На початку XXI століття перед геоморфологією залишається завдання дослідження й опису океанічного рельєфу, антропогенних ландшафтів, застосування накопичених знань в планетології при дослідженні інших планет Сонячної системи.

Предмет вивчення. Зовнішній вигляд рельєфу Земної поверхні (морфологія), його походження (генезис), вік та динаміка розвитку.

Засоби вивчення. Морфоструктурний аналіз рельєфу.

Основні завдання:

- аналіз морфології рельєфу;
- визначення генезису рельєфу;
- визначення віку рельєфу;
- відтворення етапів розвитку рельєфу;
- встановлення інтенсивності змін під впливом ендо- і екзогенних чинників;
- оцінювання придатності різних форм рельєфу для промислово-господарської діяльності

Геоморфологія за предметом досліджень поділяється на:

- загальну (розглядає найбільш широкі питання будови та розвитку рельєфу),
- регіональну (досліджує рельєф окремих ділянок земної поверхні),
- галузеву (вивчає рельєф за певними показниками).

Галузі геоморфології: структурна геоморфологія; кліматична геоморфологія; палеогеоморфологія; динамічна геоморфологія; біогеоморфологія; антропогенна геоморфологія; прикладна геоморфологія (розвідувальна, інженерна, урбогенна, агрогенна); екологічна геоморфологія.

Американська геоморфологічна школа. Головним у вченні американського геолога Вільяма Дейвіса є уявлення про розвиток рельєфу та його еволюцію. Певні особливості форм рельєфу, які виникають під час його розвитку, залежать як від характеру процесу, що формує рельєф, так і від геологічної структури. Під впливом відповідного процесу форми рельєфу проходять певні стадії розвитку, які загалом становлять цикл. Учення про ерозійні цикли побачило світ у 1899 році. Дейвіс та його послідовники розглядали еволюцію рельєфу в межах ерозійного, льодовикового, берегового, пустельного і карстового циклів. Крім того, Дейвіс приділяв велику увагу ерозійному циклові (циклу нормальної ерозії). Він розглядав розвиток ерозійного рельєфу в умовах тектонічного спокою, тобто за відсутності підняття або опускання земної кори. За вихідний (початковий) рельєф Дейвіс приймав вирівняну ділянку суходолу, підняту на значну висоту над рівнем моря. Під впливом ерозійної діяльності річок рельєф цієї ділянки змінюється, проходячи низку стадій: «юності», «зрілості», «старіння». Всі особливості земної поверхні, за В. Дейвісом, можна пояснити, застосовуючи аналіз «геоморфологічної тріади»: геологічна структура - екзогенний процес, який формує рельєф на її основі, - стадія розвитку цього процесу. Позитивним у вченні Дейвіса є те, що воно орієнтує на вивчення розвитку рельєфу. Проте розвиток рельєфу, представлений низкою ізольованих циклів, є досить схематичним.

Варто згадати також динамічну модель розвитку рельєфу земної поверхні, розроблену Л. Кінгом (1967). У будові та еволюції схилу вчений виокремлює чотири елементи - вершину, уступ, уламковий схил і педимент, кожний із яких розвивається диференційовано під впливом різних, але взаємопов'язаних між собою процесів. Головним механізмом вирівнювання рельєфу він вважав педиментацію, а суть його концепції можна записати так: епейрогенез - ерозія і педиментація - стадія. Концепція Кінга доволі гнучка й адаптована до аналізу реального рельєфу.

Німецька геоморфологічна школа. Вагомий внесок у розвиток геоморфології зробив німецький геоморфолог Вальтер Пенк, який поглибив учення В. Дейвіса, намагаючись використати вивчення рельєфу і корелятних відкладів як засіб пізнання тектонічних рухів і деформації земної кори. На його думку, у процесах формування схилів і графічних схемах їх розвитку для різних варіантів динаміки тектонічних рухів містяться елементи теоретичних моделей, що стимулювали розвиток усіх геоморфологічних парадигм, насамперед морфодинамічної. Вчений вбачав головне завдання геоморфології у дослідженні схилів, з'ясуванні ролі внутрішньоземних і зовнішніх процесів у їх формуванні. У розумінні Пенка геоморфологічний аналіз вивчення рельєфу відіграє роль одного з допоміжних геологічних методів тоді, коли потрібно з'ясувати особливості тектонічних рухів. Незважаючи на таке спрощене розуміння суті геоморфології, праця Пенка «Морфологічний аналіз» (1924) становить значний інтерес завдяки всебічному і докладному опису процесів формування схилів.

Уявлення Пенка щодо процесу пенепленізації (руйнування гірських країн та утворення на їх місці майже рівнини - пенеплену) відрізнялися від поглядів В. Дейвіса. На думку вченого, процес знищення межирічних висот розвивається у горизонтальному напрямі внаслідок розростання долин у ширину і руйнування межирічних плато з боків за порівняно малого зменшення їх висоти. Він запропонував поняття «висхідний» і «низхідний» розвиток рельєфу як наслідки впливу ендо- або екзогенних процесів.

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.).

Методи геоморфологічних досліджень:

- *діалектичний метод* пізнання навколишнього середовища (ілюструється взаємним зв'язком природних явищ, взаємодією протилежних сил, стрибкоподібним характером розвитку тощо);
- *історичний метод* (вивчає рельєф у послідовному розвитку);
- *генетичний метод* (вивчає походження окремих форм і типів рельєфу);
- *порівняльно-описовий метод* (виявляє різницю у прояві геоморфологічних процесів, вивчає основні фактори формування рельєфу);
- *математичні методи* (забезпечують дослідників кількісною інформацією про рельєф - геометричні, кінематичні та інші).

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, які організують 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);
- *географо-геоморфологічні*, пов'язані з вивченням інтенсивності геоморфологічних процесів, їх прогнозуванням на майбутнє тощо.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягає сутність геоморфології та палеогеографії як науки?
2. Історичні аспекти розвитку геоморфології та палеогеографії?
3. Об'єкт та предмет дослідження навчальної дисципліни?
4. Сутність американської геоморфологічної школи?
5. Сутність німецької геоморфологічної школи?
6. Основні методи геоморфологічних досліджень?

Теми рефератів, доповідей, повідомлень.

1. Перші наукові уявлення щодо походження та зміни форм рельєфу.
2. Регіональні географічні та геологічні дослідження форм рельєфу.
3. Морфоструктурний аналіз рельєфу.
4. Новітні напрямки геоморфологічних досліджень.
5. Інноваційні методи геоморфологічних досліджень.

Забезпечення практичного заняття

конспект лекцій, рекомендована література з навчальної дисципліни, тести, ПК, ситуації для виконання завдань, завдання для самостійної роботи студента при вивченні програмного матеріалу

Контроль засвоєння знань:

1. Усне опитування (бали)
2. Завдання і запитання для обговорення на занятті (бали).
3. Тести на ПК за матеріалом теми (бали)
4. Результати виконання завдань для самостійної роботи (бали)
5. Підсумкова оцінка засвоєння матеріалу навчального заняття.

Тема 2. Роль ендегенної і екзогенної складової у розвитку рельєфу.

1. Ендегенні процеси та рельєф.
2. Магматизм. Рельєфоформуюча роль землетрусів.
3. Екзогенні процеси та рельєф.
4. Схили, схиліві процеси та рельєф схилів

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Метою вивчення цієї теми є ознайомлення із основними ендегенними та екзогенними процесами; рельєфоутворювальним впливом тектонічних рухів земної кори, видами складчастих та розривних процесів та їх проявом у рельєфі; рельєфоутворюючим впливом неотектоніки; впливом магматизму, вулканізму та землетрусів на формування форм рельєфу; специфікою геоморфологічної діяльності екзогенних форм рельєфу; впливом вивітрювання на рельєфоутворення; проявами силових процесів.

Ключові поняття: ендегенні процеси, земна кора, тектонічні рухи, складчасті порушення, розривні порушення, неотектоніка, магматизм, вулканізм, землетруси, екзогенні процеси, вивітрювання, схиліві процеси.

1. Ендегенні процеси та рельєф.

Рельєфоутворювальна роль тектонічних рухів земної кори.

За переважним напрямком можна виділити 2 типи тектонічних рухів – вертикальні та горизонтальні, які можуть відбуватися як самостійно, так і у зв'язку між собою. Згідно з концепцією тектоніки літосферних плит висхідні потоки розігрітої речовини верхньої мантії приводять до утворення великих позитивних форм рельєфу (Східно-Тихоокеанське підняття). Далі в осьових частинах утворюються рифти - негативні грабеніподібні форми рельєфу, обумовлені розривними порушеннями. Надходження нових порцій мантійної речовини по тріщинам на дні рифтів визиває спредінг - роздвигання літосферних плит. Горизонтальне переміщення літосферних плит назустріч одна одній приводить до їх зіткнення, до підсування одних плит під інші (субдукція) або насування однієї на іншу (обдукція). Таким чином утворюються глибоководні жолоби та острівні дуги, які їх окаймляють (Японські острови, Японський жолоб), гірські споруди (Гімалаї, Анди).

Складчасті порушення та їх відбиття у рельєфі. Елементарними видами складок є антикліналі та синкліналі, які знаходять пряме відображення в рельєфі або на їх місці формується інверсійний рельєф. Невеликі та відносно прості за будовою складки відображаються в рельєфі невисокими компактними хребтами. Більш великі та складні - антиклінорії та синклінорії – представлені великими гірськими хребтами і розділюючими їх зниженнями. Ще більш великі підняття, які складаються з декількох антикліноріїв та синкліноріїв, називають мегантикліноріями, які утворюють мегаформи рельєфу, мають вигляд гірської країни. Складкоутворення найбільш повно проявляється в рухомих зонах земної кори - геосинклінальних областях та звичайно супроводжується розривними порушеннями, інтрузивним та ефузивним магматизмом.

Розривні порушення та їх відбиття у рельєфі. Розривні порушення (диз'юнктивні) – це різні тектонічні порушення цільності гірських порід, яке часто супроводжується переміщенням розірваних частин геологічних тіл відносно один одного. Це тріщини, глибинні розломи (до верхньої мантії), понадглибинні розломи (доходять корінням в мантію). При системі скидів (насувів) може утворюватися східчастий рельєф, якщо блоки зміщені в одному напрямку, або складний гірський рельєф, якщо блоки зміщені один відносно одного в різних напрямках (глибові гори). Розрізняють столові глибові та складчасті глибові гори. Перші виникають на ділянках не зім'ятих в складки. Другі виникають на місці розвитку давніх складчастих структур (Алтай, Тянь-Шань). Відокремлення антикліналей та синкліналей супроводжується утворенням обмежуючих розломів та утворенням горст-антикліналей або грабен-синкліналей.

Рельєфоутворююча роль неотектоніки. Головна роль в формуванні основних рис сучасного рельєфу ендегенного генезису належить новітнім тектонічним рухам, тобто тим, які мають місце в неоген-четвертинний час. Областям зі слабо вираженими вертикальними позитивними тектонічними рухами в рельєфі відповідають рівнини, плато та плоскогір'я з тонким чохлам четвертинних відкладів (Східно – Європейська платформа). Областям інтенсивних тектонічних заглиблень відповідають низинні рівнини з потужною товщею неоген-четвертинного віку: Прикаспійська низовина. Областям інтенсивних тектонічних рухів відповідають гори: Кавказ, Памір, Тянь-Шань. Відображення в сучасному рельєфі геологічних структур залежить від типу і характеру неотектонічних рухів, літології складаючи їх порід та конкретних фізико-географічних умов. Про проявлення неотектонічних рухів свідчить: 1) наявність морських та річкових терас, утворення яких не пов'язане з дією зміни клімату або інших причин; 2) деформації морських та річкових терас та давніх поверхонь денудаційного вирівнювання; 3) затоплені морські берегові форми та деякі підводні карстові джерела, положення яких не можна пояснити екстатичними коливаннями рівня Світового океану та іншими причинами; 4) антецендентні долини, які утворилися в результаті пропилювання річкою виникаючого на її шляху тектонічного підвищення, утвореного розривними порушеннями. Існують ще і непрямі ознаки: ділянки, які піддаються тектонічному підняттю, характеризуються зростанням щільності та глибини ерозійного розчленування в порівнянні зі стабільними або знижуючимися територіями.

Магматизм та рельєфоутворення. Магматизм, як інтрузивний, так і ефузивний, відіграє важливу та різноманітну роль у рельєфоутворенні. Форми рельєфу, пов'язані з інтрузивним магматизмом, можуть бути результатом безпосереднього впливу магматичних тіл та наслідком препарування інтрузивних магматичних порід, більш стійких, ніж осадові.

Батоліти приурочені до осьових частин антиклінаріїв. Вони утворюють великі позитивні форми рельєфу, поверхні яких ускладнена більш мілкими формами, які зобов'язані своїм виникненням дії тих чи інших екзогенних агентів в конкретних фізико-географічних умовах.

Лаколіти зустрічаються поодинокі або групами і часто виражаються у рельєфі позитивними формами у вигляді куполів (гора Аю-Даг). Від лаколітів нерідко відходять жиліподібні відгалуження – апофізи. Вони пересікають вміщуючі породи в різних напрямках.

Пластові інтрузії відображаються у рельєфі у вигляді сходів, аналогічних структурними сходам, що утворюються в результаті вибіркової денудації в осадових породах.

Чітке відображення у рельєфі знаходять утворення, пов'язані з діяльністю ефузивного магматизму, або вулканізму. В залежності від характеру вивідних отворів розрізняють виверження площинні, лінійні та центральні. Площинні виверження привели до утворення великих лавових плато. На сьогодні основним видом **вулканічної діяльності** є центральний тип вивержень, при якому магма поступає з надр до поверхні до певних «точок», які звичайно розташовуються на пересіченні двох або декількох розломів. Над центром виверження піднімається акумулятивна форма - власне вулкан. У вулканічному процесі можна розрізнити 2 стадії - експлозивну, або вибухову, та еруптивну, або стадію викиду та накопичення вулканічних продуктів. В залежності від стадії, а також характеру накопичення продуктів виверження виділяють декілька морфогенетичних типів вулканів: маари, екструзивні купола, щитові вулкани, стратовулкани.

Маар - від'ємна форма рельєфу, зазвичай воронкоподібна або циліндрична, яка утворилася через вулканічний вибух. Це реліктові утворення. Розміри: впоперек 200 м – 3,5 км при глибині 60-400 м.

Екструзивні купола - вулкани, що утворилися при поступанні на поверхню кислої лави, яка через швидке остигання та високу в'язкість не здатна розтікатися та давати

лавові потоки. Вона нагромаджується над жерлом вулкану та приймає форму куполу з характерною концентричною структурою.

Щитові вулкани утворюються при виверженні центрального типу в тих випадках, коли відбувається виверження рідкої та рухомої базальтової лави, яка здатна розтікатися на великі відстані від центру виверження. Накладаючись один на одного, потоки лави формують вулкан з відносно похилими схилами – 6-8°, рідко більше. Ісландія, Гавайї.

Стратовулкани - в їх будові приймають участь як шари лав, так і шари пірокластичного матеріалу. Вони мають майже правильну конічну форму: Фудзіяма, Ключевська Сопка, Попокатепель.

Рельєфоутворююча роль землетрусів. Роль землетрусів виражається в утворенні тріщин, в зміщенні блоків земної кори по тріщинам в вертикальному та горизонтальному напрямках. Утворюються структури типу грабенів, виражених у рельєфі у вигляді від'ємних форм, можуть утворюватися специфічні позитивні форми, а також деформації типу складчастих порушень. Важливу роль відіграють процеси, які викликаються землетрусами та є їх супутниками: обвали, осипи, осуви, а в сильно зволжених породах – зсуви та опливини. Рихлий матеріал, який накопився у підніжжя схилів гір, в долинах річок та тимчасових водотоках – джерело для виникнення селів. Під дією моретрясінь переміщуються величезні маси рихлих насичених водою донних відкладів. Вони утворюють цунамі, які місцями суттєво впливають на морфологію морських узбереж. Високою сейсмічною активністю характеризується середземноморський пояс складчастих споруд від Гібралтару до Малайського архіпелагу та периферичної частини Тихого океану, а також серединно-океанічні хребти, область Східно – Африканських системи розломів. Землетруси приурочені приблизно до тих же областей, в яких зосереджена більша частина діючих та згаслих вулканів.

Екзогенні процеси та рельєф. *Екзогенними* процесами (від грецьк. – “зовні” та “походження”) називають процеси, що протікають внаслідок взаємодії кам'яної оболонки (літосфери) із зовнішніми оболонками (атмосферою, гідросферою, біосферою). Енергетичною базою цих процесів, на відміну від *ендогенних*, є тепла енергія Сонця, а не внутрішня енергія Землі. Загалом діяльність екзогенних процесів спрямована на вирівнювання (нівелювання) нерівностей поверхні, створених діяльністю внутрішніх сил: руйнування додатних форм рельєфу (піднять, виступів) і заповнення осадовим матеріалом від'ємних форм рельєфу (западин, улоговин і т.д.). *Принциповими особливостями цих процесів є:* 1) широтна поясність та висотна зональність (у різних кліматичних зонах виникають різні комплекси рельєфу); 2) висока швидкість рельєфоутворення – якщо для формування ендогенних форм рельєфу (за виключенням сейсмічних та вулканічних) потрібно досить довгий період (тисячі чи десятки тисяч років), то прояв екзогенних форм помітний вже через кілька років (наприклад, яро-балкова ерозія).

Специфіка геоморфологічної діяльності екзогенних форм рельєфу полягає у постійній послідовній взаємодії трьох основних етапів роботи: *руйнування раніше створених форм рельєфу* (денудація, ерозія) – *перенесення* (транспортування) зруйнованого матеріалу – *перенесення нагромаджених уламків* (аккумуляція) і зрештою, утворення нових відкладів, які з плином часу, під дією природного ущільнення, дії температури, тиску, хімічних реакцій, перетворюються на осадові (щебінь, пісок) чи метаморфічні (піщаник) породи.

Екзогенні процеси поділяються за генетичним принципом на: *еолові* процеси (геологічна діяльність вітру); *флювіальні* (діяльність площинного змиву, тимчасових та постійних водотоків); *карстові* та *суфозійні* (діяльність підземних вод); *гляціальні* (геологічна діяльність давніх та сучасних льодовиків); *кріогенні* (в умовах багаторічної мерзлоти); *берегові форми рельєфу*, створені внаслідок геологічної роботи морів, океану, озер; *схилові* процеси і т.д. Окреме місце займає зміна рельєфу під впливом життєдіяльності різноманітних організмів (*органогенний* рельєф) та під впливом

виробничої діяльності людини (*антропогенний* рельєф), а також внаслідок впливу різноманітних космічних факторів (падіння метеоритів і т.д.).

Проте прояв практично усіх екзогенних процесів починається із *вивітрювання*. Сукупність процесів руйнування та хімічного змінення гірських порід в умовах земної поверхні або поблизу неї під дією атмосфери, води та організмів називається вивітрюванням. Сукупність остаточних (незміщених) продуктів вивітрювання називають *корою вивітрювання*: уламкова; гідрослюди́ста; монтморілонітова; каолінітова; червоноземна; латеритна. Вивітрювання не утворює яких-небудь специфічних форм рельєфу, але готує матеріал, який є доступним для переміщення іншими екзогенними агентами.

Залежно від переважання тих чи інших факторів руйнування виділяють *фізичне*, *хімічне* та *органогенне* вивітрювання.

Фізичне вивітрювання – це руйнування гірської породи на уламки різних розмірів без зміни їх хімічного складу. При цьому розрізняють вивітрювання *температурне* й *механічне*. *Температурне* вивітрювання проявляється під дією різких змін температури (без участі зовнішніх механічних чинників). Особливе значення при цьому мають фізичні властивості породи (мінералогічний склад, структура, текстура, тріщинуватість) та інтенсивність температурних коливань (амплітуда й період коливань). *Механічне* вивітрювання полягає у руйнуванні породи механічною дією води, що замерзає у її тріщинах і порах (так зване “*морозне вивітрювання*”), кристалізацією солей і т.д. Процеси фізичного вивітрювання проявляються практично скрізь, але найвища інтенсивність їх прояву в областях із значними контрастами температур, значною сухістю повітря, відсутністю постійного рослинного покриву, що характерно для пустель, приполярних територій, крутосхилів гір. В Україні такі процеси проявляються у найвищій частині Карпат (масив Черногора).

Хімічне вивітрювання відбувається під впливом води і розчинених у ній кислот і газів. Воно проявляється у різних формах (*розчинення, оксидація, гідратація, гідроліз* і т.д.) і призводить до зміни хімічного складу мінеральної речовини, а отже – до руйнування корінної породи й утворення нового типу відкладів. Тому процеси хімічного вивітрювання, що характеризуються максимальним подрібненням материнських порід (утворенням пісків, супісків, суглинків, глин), проявляються в основному в областях із *гумідним* (достатньо вологим) кліматом, у т.ч. в поліській та лісостеповій частинах України.

Органогенне вивітрювання – це руйнування гірських порід за участю живих організмів, яке проявляється у двох формах – *фізичній* (діяльність землеріїв, механічне руйнування порід корінням рослин тощо) і *хімічній* (виділення живими організмами продуктів життєдіяльності, амінокислот, засвоєння окремих елементів і т.д.).

Рельєфоутворююча роль процесів вивітрювання полягає як у створенні окремих морфоскульптурних форм земної поверхні (*кам’яні стовпи, “кам’яний ліс”, “бруківка велетнів”*), так і формуванні особливого типу континентальних відкладів – *елювію* (кори вивітрювання).

Схили, схиліві процеси та рельєф схилів. *Схил* – це поверхня, на якій в переміщенні речовини визначну роль відіграє складова сили тяжіння, яка орієнтована вниз по схилу. Процеси, які відбуваються на схилах, ведуть до видалення, переміщення, а при сприятливих умовах – до накопичення продуктів вивітрювання, тобто до утворення як випрацьованих, так і акумулятивних форм рельєфу. За крутизною схили ділять на: дуже круті (> 35°), круті (15-35°), схили середньої крутизни (8-15°), похилі (4-8°), дуже похилі (2-4°). За довжиною – на довгі (> 500 м), схили середньої довжини (50-500 м), короткі (< 50 м). Довжиною визначається кількість вологи, яка попадає на схили. За формою: прямі, опуклі, увігнуті, східчасті. Форма свідчить про процеси, які відбуваються на схилах. Схили можуть поділятися на схили ендегенного та екзогенного походження.

За особливостями схилових процесів А.І.Спіридонов виділяє наступні типи схилів:

1) **Схили власне гравітаційні** ($> 35^\circ$) – уламки під дією сили тяжіння скочуються до підніжжя схилів. Це обвальні, осипані, лавинні схили.

2) **Схили блокових рухів** утворюються при зміщенні вниз блоків гірських порід. Цьому сприяють підземні води та гравітація ($20-40^\circ$). Це зсувні, опливно-зсувні та схили відсідання.

3) **Схили масового зміщення** чохла рихлого матеріалу. Залежить від консистенції ґрунту, яка обумовлена кількістю ґрунту у воді ($2-40^\circ$). Це соліфлюкційні, дефлюкційні, схили повільної соліфлюкції та ін.

4) **Схили делювіального (площинного) змиву**. Залежать в першу чергу від стану схилів. Спостерігаються на різних за крутизною схилах.

Науковці виділяють такі види схилів:

Обвальні схили. Обвалом називається процес відриву від основних маси гірських порід великих глиб та наступного їх переміщення вниз по схилу. Морфологічним результатом обвалів є утворення стінок відриву та ніш у верхніх частинах схилів та накопичення продуктів руйнування біля їх підніжжя. Утворенню обвалу передують виникнення тріщин, по яким відбувається відрив.

Осипні схили. Утворення осипу пов'язане з фізичним вивітрюванням на схилах, які складені мергелями або глинистими сланцями. В осипу розрізняють осипний схил, осипний лоток та конус осипу. У підніжжя формуються колювільні відклади, які відрізняються поганою відсортованістю матеріалу.

Зсувні схили. При зсуванні відбувається переміщення монолітних блоків порід. Зсув відбувається у випадку, коли водопроникні породи підстеляються горизонтом водотривких порід, частіше за все глин, які служать поверхнею ковзання. Виникають зсуви на крутих схилах, ухил яких дорівнює або більше 15° .

Соліфлюкційні схили. На територіях з сезонним промерзанням поверхневого ґрунту та в областях з багатовіковою мерзлотою розповсюдженим типом силових процесів є соліфлюкція, яка відбувається в діючому шарі – шарі сезонного промерзання та відтаювання. Наявність на деякій глибині водоупору обумовлює сильне зволоження шару, що протаяв, 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.

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

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

Схилі процеси ведуть до виположення схилів, до згладжування рельєфу, до плавних переходів від одних форм рельєфу до інших. Відбувається виположення схилів агентами силової денудації, що приводить до «з'їдання» міжрічкових (водороздільних) просторів та формуванню на місці розчленованої ділянки невисокої хвилястої рівнини – пенеplену. Розвиток схилів та утворення денудаційних вирівняних поверхонь може відбуватися і шляхом відступання схилів паралельно самим собі. Це називається педипленизація, а сформована денудаційна рівнина – педипленом.

Найпростіша форма педипленизації – утворення *педимента* – пологопохиленої площадки ($3-5^\circ$), яка формується в корінних породах у підніжжя відступаючого схилу. На кожний даний момент від ступання 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,

педипленів та пенепленів є можливим тільки в умовах низхідного розвитку рельєфу, тобто в умовах переважаючих екзогенних процесів над ендегенними.

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 окремість поверхня вирівнювання може бути не тільки піднятою, але і деформованою через складчасті або розривні тектонічні порушення.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягає взаємозв'язок ендегенних процесів і рельєфоутворюючих чинників ?
2. Магматизм та рельєфоутворення?
3. Рельєфоутворююча роль землетрусів?
4. У чому полягає взаємозв'язок екзогенних процесів і рельєфоутворюючих чинників ?
5. Вивітрювання та рельєфоутворення?
6. Схилі процеси та рельєф схилів?

Теми рефератів, доповідей, повідомлень.

1. Концепція тектоніки літосферних плит.
2. Складчасті та розривні порушення та їх прояв у рельєфі.
3. Концепція неотектоніки та її зв'язок з рельєфоутворенням.
4. Вплив магматизму, вулканізму та землетрусів на рельєф.
5. Класифікація та прояви екзогенних процесів.

Забезпечення практичного заняття

конспект лекцій, рекомендована література з навчальної дисципліни, тести, ПК, ситуації для виконання завдань, завдання для самостійної роботи студента при вивченні програмного матеріалу

Контроль засвоєння знань:

1. Усне опитування (бали)
2. Завдання і запитання для обговорення на занятті (бали).
3. Тести на ПК за матеріалом теми (бали)
4. Результати виконання завдань для самостійної роботи (бали)
5. Підсумкова оцінка засвоєння матеріалу навчального заняття.

Тема 3. Гляціальна геоморфологія, історія досліджень.

1. Історією досліджень льодовиків.
2. Поняття кліматичної снігової лінії та хіоносфери.
3. Схеми класифікацій типів льодовиків, їхніх відкладів та створюваних ними форм рельєфу.
4. Сучасні напрямки анти гляціалізму.

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Метою вивчення цієї теми є ознайомлення із основними підходами до формування гляціальних форм рельєфу; оцінка трьох фаз гляціального процесу; класифікацією основних форм льодовикового рельєфу; формування гірських льодовиків; впливу зміни клімату на криосферу.

Ключові поняття: гляціальний процес, льодовик, види льодовиків, льодовиковий рельєф, снігова лінія, хіоносфера

Як і більшість екзогенних процесів, **гляціальний процес** містить три фази своєї рельєфоутворюючої діяльності: руйнування гірських порід-екзарація (руйнування гірських порід механічним впливом льодовика на земну поверхню, унаслідок чого від буквально виорює довгасті зниження різних розмірів), їхнє транспортування та нагромадження.

Льодовиковий рельєф - форми земної поверхні, які утворюються внаслідок діяльності покривних і гірських льодовиків у сукупності з талими льодовиковими водами. Розрізняють:

- *екзараційні форми*, утворені в корінних породах («баранячі лоби», «кучеряві скелі» - на рівнинах, трого, карри, ригелі - в горах),
- *льодовиково-аккумулятивні* (моренні рівнини, горби, гряди та ін.),
- *флювіогляціальні* (зандрові рівнини, флювіогляційні тераси та ін.).

Форм льодовикового рельєфу багато. Такий рельєф – невід'ємна частина кріосфери, хоч вона і не є фактично кріосферою, бо це наслідок діяльності льодовика. Але, незважаючи на це, льодовикові форми рельєфу мають відношення до основної теми та мають важливе значення у дослідженні **кріосфери**. Очевидним є різноманіття льодовикових форм, що є наслідком роботи льодовиків (аккумуляційної або денудаційної).

Ками – пагорби та гряди, утворені аккумуляційною діяльністю потоків, що циркулювали на поверхні та всередині великих льодових утворень у період деградації льодовику.

Зандри – простори, що складені пісками та примикають до краю льодовика. Це пласкі конуси виносу підльодовикових потоків.

Друмліни – форми аккумуляційної діяльності льодовиків, витягнуті у напрямку руху льодовику пагорби. Зустрічаються переважно на рівнинах та у передгірських районах.

Байджедрахи – бугри округлої форми, що виникають внаслідок танення з льоду уламкового матеріалу.

Ози – довгі та вузькі, у висоти до кількох десятків метрів вали, що являють собою відкладення потоків талих вод, стікаючих по долинам та тунелям у тілі льодовика.

Трог – це долина гірської річки, яку займав льодовик. Дно такої річки широке, схили – круті. На певній висоті схили мають пологу площадку (плече трога).

Морена – сукупність уламкового матеріалу, який переносить льодовик. Розрізняють рухомі та відкладені морени. Відкладені морени утворюються після відступу льодовика за рахунок рухомих морен (що утворювалися під час існування льодовика).

У процесі свого зародження, розвитку та динаміки **гірські льодовики** значно впливають на початковий рельєф гірських систем. Початковим етапом формування гірського льодовика є сніжник - сніг, що накопичився на пониженій ділянці схилу дещо вище снігової лінії і не встиг розтанути впродовж літа. Наступного року накопичується нова порція снігу, з часом сніг ущільнюється, перетворюючись у фірн, а потім - у лід. Найчастіше сніжники з'являються на схилах північної орієнтації (у північній півкулі), де надходження сонячної радіації мінімальне.

Породи ложа такого зародкового льодовика починають руйнуватися за рахунок морозного вивітрювання (нівації), а продукти вивітрювання виносяться з ложа льодовика з талими водами. Внаслідок цього ложе поглиблюється, задня та бічні стінки відступають, стають крутішими. Утворюється чашоподібна улоговина з уривчастими, нерідко вертикальними стінками - **кар**. Відповідно, льодовик, що займає таку улоговину, називається каровим льодовиком. У ході подальшого розростання стінки кара продовжують відступати, площа його збільшується, міжкаркові перегородки набувають вираженого скелястого характеру з утворенням окремих піків - карлінгів, створюючи характерний рельєф гірських областей, де присутнє зледеніння. Такий гірський рельєф

називається альпійським. Обриси гір, де діяльність льодовиків була відсутньою, завжди м'якші. Нерідко сусідні карі зливаються, утворюючи льодовикові цирки. У разі повного руйнування міжциркових та міжкаркових хребтів утворюються практично рівнинні області - еквіплени, що є гірськими гляціальними аналогами педипленів. Сукупність нівальних та гравітаційних процесів викликають також формування альтипланів - нагірних терас, а також обмежують абсолютну висоту гірських систем. Дане обмеження носить назву верхнього геоморфологічного денудаційного рівня.

Положення снігової лінії з часом змінюється. Це призводить до ускладнення системи карів: при збільшенні її висоти розташовані вище карі, як правило, молодші й зайняті льодовиковими масами, нижчі карі вільні від льодовиків і частково перетворені флювіальними, гравітаційними процесами тощо. Частина льодовика, що знаходиться вище снігової лінії, накопичує снігову та льодову масу. Це область акумуляції (живлення) льодовика. Оскільки надходження снігу відбувається не тільки за рахунок атмосферних опадів, але й шляхом сходження лавин, поверхня **карового льодовика** приймає увігнуту форму. Проте під власною вагою лід починає витіснятися з карів та цирків і рухатись вниз певним зниженням рельєфу - річковою долиною, тектонічною ущелиною тощо, перетворюючись у долинний льодовик. При цьому нижня частина льодовика опиняється в області, де процеси таяння льоду домінують над надходженням снігу з опадів. Це область абляції. Вона характеризується випуклою поверхнею, так як танення льоду відбувається швидше по краях льодовика в місцях контакту його з оточуючими гірськими породами.

Під час свого руху льодовик розширює та поглиблює гірську долину завдяки механічній дії льоду - **екзарації**. Такі долини набувають коритоподібної форми і отримали назву "**троги**". У поперечному профілі трогів виділяють плечі трогів - своєрідні слабконахилені тераси, які відділені бороздою згладжування від вищележачих схилів, необроблених льодовиком. Окрім поперечного профілю, для трогових долин властивий ще ряд рис, що відрізняють їх від флювіальних форм: значна спрямленість, відполірованість та згладженість днища і нижніх частин схилів (так звані "баранячі лоби"), нерівномірність крутизни повздовжнього профілю. У ложі трогової долини часто відмічаються поперечні скелясті пороги - **рігелі**, що формуються внаслідок неоднорідної будови порід ложа долини. Менші трогові долини часто впадають у більші, при цьому бокові долини здебільшого є висячими, внаслідок інтенсивнішого врзання в породу основного льодовика.

У зоні **абляції** льодовик виконує також роботу із акумуляції захоплених ним терагенних частинок, що призводить до утворення льодовикових відкладів - різних типів **морен**. Внаслідок стикання льоду із кара в трогову долину на їх межі у масі льодовика утворюється тріщина - бергшруд, до якої у внутрішню частину льодовика надходить значна частина уламкового матеріалу. Так формуються донна й внутрішня морени. При злитті двох льодовиків частина матеріалу опиняється посередині нового льодовика - утворюються бічні та серединна морени.

Усі види морени відкладаються на поверхні днища льодовикової долини у процесі танення льодовика. Перед фронтом танучого льодовика відкладаються також бічна та серединна морени, утворюючи кінцеву морену - **гряди**, що своїми контурами повторює обриси краю льодовика. Ряд кінцевих морен відображає серію послідовних відступів льодовика. Під шаром льоду також відбувається випадіння часточок на поверхню долини, і при відступі льодовика формується западинно-пагорбкуватий рельєф. Якщо після відступання льодовик знову насувається, своїм переднім краєм він зминає попередньо відкладену кінцеву морену, переносючи її вниз долиною, формуючи таким чином гляціодислокації. Перед грядами кінцевої морени накопичуються талі льодовикові води, утворюються озера. В разі прориву водами таких озер моренних гряд можуть утворюватися селеві потоки.

Вплив змін клімату на кріосферу: арктичні льоди, гірські льодовики, багатолітня мерзлота. **Арктичні льоди** найбільш чутливі до змін клімату, бо цей регіон залежить від

тепла та вологи з інших регіонів планети (більш теплих). Підвищення температури у цих регіонах призводить до ще більшого підвищення температури Арктики. За даними спостережень температура повітря у Арктиці збільшувалася майже вдвічі швидше, ніж у інших регіонах. Це викликано оберненим зворотнім зв'язком: танення льоду у Арктиці зменшує відбивну здатність (чим менше площа льодовиків – тим менше альbedo), як наслідок – територія отримує більше сонячної радіації, що веде до ще швидшого зростання температур.

Глобальні зміни клімату проявляються у зменшенні площі льодового покриву (переважно, морського). До природних циклічних процесів додається людський фактор, що прискорює і підсилює зміни клімату. Дані спостережень підтверджують серйозне зменшення площі зледеніння – за останні 30 років на 15-20%. Логічним наслідком танення льоду є підвищення рівня океану. За останні 100 років він зріс на 17 см, а може зрости ще на 20-50 см. до кінця XXI століття.

Гірські льодовики є доволі точним індикатором змін клімату, вони реагують на зміни, збільшуючи або зменшуючи свою масу. І спостереження за динамікою льодовиків змушують замислитися. Льодовики Гімалаїв відступають на 10-15 метрів за рік. У Перу за останні 30 років зареєстровано зменшення площі льодовиків на 20-30%. Льодовик Кіліманджаро у період з 1912 по 2003 рр. зменшився на 80%. Вплив змін клімату на багатолітню (вічну) мерзлоту проявляється у зростанні шару сезонного відтаювання. Цей шар являє собою верхню частину усієї багатолітньої мерзлоти, яка весною та літом прогрівається та тоне на невелику глибину, а осінню та зимою знову замерзає.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають історичні аспекти дослідження льодовиків ?
2. Кліматична снігова лінія та хіоносфера ?
3. Форми льодовикового рельєфу ?
4. Формування гірських льодовиків ?
5. Вплив змін клімату на кріосферу ?

Теми рефератів, доповідей, повідомлень.

1. Перші наукові уявлення щодо гляціальної геоморфології.
2. Регіональні дослідження гляціальних форм рельєфу.
3. Екзараційні форми льодовикового рельєфу.
4. Льодовиково-аккумулятивні форми рельєфу.
5. Флювіогляціальні форми рельєфу.

Забезпечення заняття

конспект лекцій, рекомендована література з навчальної дисципліни, тести, ПК, ситуації для виконання завдань, завдання для самостійної роботи студента при вивченні програмного матеріалу

Контроль засвоєння знань:

1. Усне опитування (бали)
2. Завдання і запитання для обговорення на занятті (бали).
3. Тести на ПК за матеріалом теми (бали)
4. Результати виконання завдань для самостійної роботи (бали)
5. Підсумкова оцінка засвоєння матеріалу навчального заняття.

Тема 4. Мерзлотознавство, історія досліджень.

1. Фізико-географічні особливості зон вічної мерзлоти та перигляціальної зони плейстоценових зледенінь.
2. Сучасні уявлення про еволюцію перигляціальної зони у плейстоцені.
3. Проблеми походження лесів та лесоподібних порід, їхні властивості та відмінності.
4. Історія досліджень лесово-грунтової серії України та суміжних територій.

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Метою вивчення цієї теми є ознайомлення із основними підходами до оцінки мерзлотознавства як науки; характеристики зон вічної мерзлоти; класифікації та характеристики основних видів мерзлотознавства; проблем походження лесів та лесоподібних порід; новітніх підходів до проблем дослідження мерзлотознавства як науки.

Ключові поняття: зона вічної мерзлоти, мерзлотознавство, геокріологія, загальне мерзлотознавство, інженерне мерзлотознавство, агробіологічне мерзлотознавство, лес, лесоподібні породи, методи мерзлотознавства.

У кінці 20-х років Вернадський виділив кріосферу Землі, тобто сферу льоду і холоду в межах планети. Вернадський, Добровольський і Колосков класифікували об'єкти кріосфери залежно від місця їх існування в атмосфері, гідросфері, на поверхні Землі й у літосфері і виділили кріоатмосферу, кріогідросферу, кріогляціосферу, кріолітосферу. Термін **мерзлотознавство** запропонував Пархоменко, а **геокріології** - Швецов. Нині ці слова - синоніми. мерзлотоведення підрозділяється на загальне мерзлотознавство, інженерне мерзлотознавство і агробіологічне мерзлотознавство.

Загальне мерзлотознавство вивчає гірські породи, що знаходяться в мерзлому стані; криогенні процеси та явища в гірських породах, пов'язані із замерзанням і відтаванням або із зміною температур. Основним завданням є вивчення мерзлих, промерзаючих і відтаюючих гірських порід, ґрунтів, закономірності їх формування, поширення та розвитку. При цьому вивчається походження, будова, склад і властивості мерзлих гірських порід. Загальне мерзлотознавство розвивається на стику геологічних, геофізичних і географічних наук і, крім того пов'язане з фізикою, хімією і т.п.

Інженерне мерзлотознавство вивчає поведінку і властивості мерзлих порід, використовуваних як об'єкта господарської діяльності. Інженерне мерзлотознавство спирається в першу чергу на загальне мерзлотознавство.

Агробіологічне мерзлотознавство вивчає мерзлі гірські породи і ґрунти як об'єкт сільського і лісового господарства та пов'язано в першу чергу із загальним мерзлотоведенням, а також з ґрунтознавством, кліматологією, геоботанікою, Агробіологія, лісовпорядкування, екологією та іншими науками біолого- ґрунтового і географічного напрямів.

Засновником мерзлотознавства є М. І. Сумгін (1873-1942 рр.). У його фундаментальній праці «Вічна мерзлота ґрунту в межах СРСР», виданому в 1927 році були узагальнені накопичені до того часу знання з мерзлотоведення. М.І. Сумгін визнавав негативну температуру більш спільною і істотною ознакою у мерзлій породі і запропонував таке визначення: «мерзлими породами, ґрунтами називаються такі породи, температура яких нижче 0С незалежно про стану та вмісту в них води». Температура, рівна 0С, при якій гірська порода може бути і мерзлою і талою, є по М.І. Сумгіну, перехідною температурою. Проте перехід води в кристалічний стан при промерзанні порід істотно змінює їх фізико-механічні, електричні, теплові, фільтраційні властивості, вельми важливі в практичному відношенні.

По цих міркуваннях Н.І. Толстихін і Н.А. Цитовіч запропонували наступне визначення мерзлих порід: «мерзлими породами, ґрунтами називаються породи, ґрунти, що мають негативну або нульову температуру, в яких хоча б частина води перейшла у

кристалічний стан». Це визначення мерзлої породи приймається в даний час більшістю мерзлотознавців.

П.Ф. Швецов запропонував породи, ґрунти, що мають негативну температуру, але без вмісту льоду, називати морозними. Вказуючи на відмінність між талими і непромерзаючими породами, він пропонує перші з них називати талими, а другі - немерзлими. Також Швецов запропонував замість мерзлоти термін *кріолітозона* (область поширення мерзлих ґрунтів). Якщо вважати лід мономінеральною мерзлою гірською породою, то предметом мерзлотоведення, в широкому сенсі, є вивчення розвитку льоду у взаємодії із середовищем.

Методи мерзлотознавства. Вивчаючи мерзлі породи у їх розвитку, мерзлотознавство користується взагалі методами геологічних, географічних, геофізичних, фізико-математичних та інших природничих наук залежно від того, які приватні явища, процеси, властивості або питання досліджуються. Метод ландшафтного районування. Цей метод дозволяє вивчити територію повністю в певному масштабі. Метод аналізу закономірностей формування температурного режиму ґрунтів. Метод аналізу кріогенної будови мерзлих товщ.

Лесові породи на території України займають 74,8%. Це осадові породи. Походження їх до кінця ще не встановлено. Вони покривають усі межиріччя, а також прадавні тераси в лісостеповій і степовій зонах України. У складі цих порід розрізняють леси та лесовидні відклади. *Леси* – пухкі, пилувато-суглинкові або пилувато-глинисті породи палевого, світло-палевого, палево-жовтого або каштаново-бурого кольору. Найлегший гранулометричний склад лесів на Поліссі і приполіській частині Лісостепу. На південь і схід він стає важчим. Найбільш важкий склад лесів у степовій частині Криму та на Приазовській височині. Потужність лесів змінюється від 1-2 до 25-30 м, причому вона більша на плоско рівнинних і менша – на підвищених елементах рельєфу. Леси, як правило, підстилаються переважно пісками, карбонатними породами та глинами. Вони характеризуються високою пористістю (45-50%), карбонатністю (10-15%), у зоні Степу мають у своєму складі гіпс та легкорозчинні солі. *Лесові породи* відносяться до ґрунтів специфічного складу та стану, як при підвищенні вологості та підтопленні територій поверхневими чи підземними водами різко ущільнюються, провокуючи значне просідання ґрунтів в основі фундаментів інженерних споруд, що може призвести до їх деформації або повного руйнування.

Природа лесових ґрунтів залежить від геологічної будови території, літологічного складу корінних порід, морфологічного стану поверхні, географічного положення та кліматичних умов. Лесові ґрунти являються вторинними, їх формування залежить від сукупності денудаційних процесів, характерних для конкретної території. Серед лесових порід слід виділити чисті леси, лесовидні та лесоподібні ґрунти. Найбільш поширеними гіпотезами формування лесових ґрунтів є водно-льодовикова, еолова, делювіально-пролювіальна та елювіально-делювіальна.

Лесові ґрунти характеризуються потужністю, що не перевищує 3-5 м, відзначаються макропористістю, що сформувалась за рахунок вилужування легкорозчинних солей та суфозії – виносу та перевідкладення вивітрілих частинок корінної породи. Лесові ґрунти, що утворилися за рахунок переносу ґрунтових частинок вітровими потоками та тимчасовими водотоками, формуються в безводному середовищі. Вони не встигають ущільнитися та відзначаються ефектом просіяного борошна – окремі частинки не мають структурних зв'язків, а в водному середовищі пере структуруються і ущільнюються, що і обумовлює просідання лесових ґрунтів в основі фундаментів інженерних споруд, як від власного тиску ґрунтів, так і додаткового навантаження від інженерних споруд. Кількісним показником просідання є величина відносного просідання і початкове навантаження просідання. Що дають можливість розрахувати сумарне просідання та всю потужність лесової товщі і визначити тип просідання (I тип при сумарному просіданні до 5 см, II тип – більше 5 см.).

Лесові ґрунти можуть витримувати досить високе навантаження до 0,20-0,25 МПа, але вважаючи на низьку щільність при водонасиченні можуть різко і нерівномірно ущільнюватись. При цьому виникає нерівномірне просідання ґрунтів, що в свою чергу може привести до деформації, а, можливо, і повного руйнування інженерних споруд.

Подальше вивчення розповсюдження, природи та фізико-механічних властивостей лесових ґрунтів, їх погіршення за рахунок зміни гідрогеологічного режиму дасть змогу запровадити моніторинг стану геоекологічних умов на територіях розповсюдження лесових ґрунтів, розробити комплекс конструктивних водозахисних та технічних меліоративних заходів для надійного будівництва та експлуатації інженерних споруд, а також обґрунтування реструктуризації навколишнього середовища.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості зон вічної мерзлоти?
2. Теорія мерзлотознавства. Види мерзлотознавства?
3. Еволюція перигляціальної зони у плейстоцені ?
4. Походження лесів та лесоподібних порід ?
5. Методи мерзлотознавства ?

Теми рефератів, доповідей, повідомлень.

1. Перші наукові уявлення щодо походження теорії мерзлотознавства.
2. Оцінка загального мерзлотознавства.
3. Оцінка інженерного мерзлотознавства.
4. Оцінка агробіологічного мерзлотознавства.
5. Новітні методи дослідження мерзлотознавства.

Забезпечення практичного заняття

конспект лекцій, рекомендована література з навчальної дисципліни, тести, ПК, ситуації для виконання завдань, завдання для самостійної роботи студента при вивченні програмного матеріалу

Контроль засвоєння знань:

1. Усне опитування (бали)
2. Завдання і запитання для обговорення на занятті (бали).
3. Тести на ПК за матеріалом теми (бали)
4. Результати виконання завдань для самостійної роботи (бали)
5. Підсумкова оцінка засвоєння матеріалу навчального заняття.

Тема 5. Карст, історія його вивчення.

1. Поняття карсту, суфозії, псевдо- і термокарсту.
2. Регіональні особливості проявів карстових процесів, головних типів карсту, їх класифікацій.
3. Історія досліджень карстово-суфозійних процесів та форм, що пов'язані з ним.
4. Поняття антропогенно-обумовленого карсту та його проявів у Західній Україні.

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Метою вивчення цієї теми є ознайомлення із основними підходами до формування концепції виникнення та поширення карсту; регіональних проявів карстового рельєфу в світі та Україні; особливостей дослідження карстово-суфозійних процесів та форм; виникнення та поширення антропогенно-обумовленого карсту.

Ключові слова: карст, фази карстування, поверхневі карстові форми, підземні карстові форми, геологічні умови розвитку карсту, географічні умови розвитку карсту, антропогенні фактори карстоутворення.

Слово «**карст**» спочатку позначала географічна назва місцевості - північну частину від Юлійських Альп до витоків річки Уни. Тут розташовано плато Карст. У Словенії явища називають «крас», що в перекладі означає камінь або скелю. Існуючі визначення карсту відображають три підходи до цього складного природного феномену. *Географи і геоморфологи* розглядають карст як геоморфологічне явище, звертаючи особливу увагу на вивчення карстових форм. *Геологи* бачать у ньому полігенетичний процес. *Гідрогеологи та інженери-геологи* розуміють карст як єдність або сукупність процесу та явища.

М. Ломоносов писав у своїх роботах про походження натічних печерних утворень, крапельників типу сталактитів і сталагмітів. Він показав тісний взаємозв'язок між процесами вилуговування гірських порід і карстового літогенезу. Найбільш істотна відмінність карбонатного карсту від інших літологічних типів полягає в особливому ході процесу розчинення карбонатних порід.

У першій фазі вапняк розширюється у воді безпосередньо, без жодної участі міститься у воді вуглекислоти. **У другій фазі** H^+ іон вугільної кислоти асоціює з CO_3 -іоном першої фази. **У третій фазі** у вугільну кислоту та її іони перетворюється фізично розчинений у воді CO_2 . Це початок ланцюгової реакції, кінцевим підсумком якої буде подальше розчинення вапняку. Загальна кількість вапняку, розчиненого в другу і третю фази, визначається початковим вмістом CO_2 у воді. Швидкість реакції та обміну речовини в третій фазі збільшується з підвищенням температури. При підвищенні температури на $10^\circ C$ швидкість реакції приблизно подвоюється.

У Четвертій фазі до кінця контролюється хід подальшого розчинення вапняку. Вапняк може розчинятися лише до тих пір, поки не наступить рівновага між CO_2 в повітрі і в насиченому розчині бікарбонату кальцію. Швидкість розчинення вапняку лімітується швидкістю дифузії, яка дуже мала. При підвищенні температури спостерігається значне прискорення дифузії і рівновага досягається раніше. Висока швидкість процесів в трьох перших фазах визначає їх швидку дію на вапняк. Тому навіть на дуже крутих схилах з оголеного вапняку під дією швидко стікаючої води встигають утворюватися розділення гострими ребрами паралельні жолобки - жолобкові Карри. Під дією четвертої фази виникають борознисті Карри і тріщинні Карри.

До **поверхневих карстових форм** відносяться Карри, жолоби і рови, воронки, блюдця і западини, улоговини, поля, останці.

Морфологічно Карри підрозділяються на жолобкові, стінні, лункові, трубчасті, у вигляді циліндричних поглиблень в гіпсах, кам'яниці, карри у вигляді слідів, борознисті, меандровий, тріщинні. По генезису особливо виділяються жолобкові і тріщинні Карри.

Жолобкові Карри формуються під впливом тільки атмосферних опадів, в результаті трьох перших фаз розчинення вапняку, без участі четвертої фази, тоді як інші типи Каррів утворюються під дією всіх фаз розчинення: в їх формуванні беруть участь і води, збагачені біогенної вуглекислою за рахунок зіткнення атмосферних опадів і талих вод з ґрунтово-рослинним покривом.

Тріщинні Карри відрізняються від решти шляхами видалення розчиненого речовини. Якщо у більшості інших типів Каррів воно здійснюється поверхневим стоком, то при утворенні тріщинних Каррів бере участь і винос розчиненої речовини підземним шляхом, через тріщини.

Карстові жолоби і рови (більш глибокі і обов'язково з крутими бортами) розвиваються уздовж розкритих тектонічних тріщин (нерідко в результаті розвантаження на крутих схилах), або уздовж тріщин осідання схилів, або тріщин «бортового відсічі». Вони тягнуться на десятки і сотні метрів, а іноді й на кілька кілометрів, досягаючи різної ширини і глибини. На кінцях вони замкнуті, на дні можуть мати численні поглиблення.

Прямолінійні рови у вапняках, розроблені по вертикальних тектонічних тріщинах, шириною 2-4 м і глибиною до 5 м називають богазами.

Серед карстових воронк виділяють три основних генетичних типи: 1) *воронки поверхневого вилуговування*, або суто корозійні. Утворюються за рахунок виносу вилуженої на поверхні породи через підземні канали в розчиненому стані; 2) *провальні воронки, або гравітаційні*. Утворюються шляхом обвалу склепіння підземної порожнини, що виникла за рахунок вилуговування карсту порід на глибині і виносу речовини в розчиненому стані; 3) *воронки корозійно-суфозійні*. Утворюються шляхом вмивання і просідання пухких покривних відкладень в колодязі і порожнини цоколя, винесення часток в підземні канали.

Поля - замкнута, рідше відкривається долиною прориву складна форма. Виникає в результаті розвитку і з'єднання карстових улоговин, що утворилися із злиття воронк. За своїм походженням поділяють на: 1) *тектонічні*; 2) виникли шляхом *підземного механічного виносу* нерозчинної породи, що залягає серед карстующих вапняків або на контакті з ними; 3) утворилися шляхом *злиття групи суміжних воронк і улоговин* при їх зростанні в горизонтальному напрямку; 4) *провальні*.

Карстові останці характерні в основному для вельми зрілих стадій розвитку карсту. Вони численні і різноманітні та швидко розвиваються у соляному карсті. У карбонатному ж карсті останці властиві переважно тропічним областям.

Перехід від поверхневих форм до печер типу гrotів представляють **нависи і ніші**. Часто це чисто поверхневі утворення, що виникають через більш інтенсивне вилуговування окремих шарів або пачок шарів, стікають по обриву водами, при великому значенні біохімічного вивітрювання. У річкових долинах і на берегах морів у поверхневому вилуговуванні основну роль відіграють річкові та морські води. На морських берегах розчиняє дію морської води поєднується з абразією. Природні мости і арки найчастіше виникають при обваленні стелі печерних тунелів, а іноді і ніш.

Серед підземних карстових форм можна виділити карстові колодязі і шахти, прізви, печери.

Карстові колодязі і шахти - це вертикальні або круто похилі порожнини, різняться між собою по глибині; до шахт відносять порожнини глибше 20 м, що досягають декількох десятків, а то й сотень метрів. Порожнини колодязів і шахт можуть бути провальними (гравітаційними); гравітаційно-корозійними, утвореними шляхом вилуговування водою карстової породи по тріщинах і часткових обвалень; нівально-корозійними, виникли внаслідок корозійної дії (по тріщинах) талих снігових вод; корозійно-ерозійними, які спрямовуються по тріщинах вниз водними потоками, що виробляють розмив.

Карстові прізви являють собою комбінації природних шахт з горизонтальними і похилими печерними ходами. До них відносяться, зокрема, глибокі карстові порожнини світу, що досягають глибини 1000 м і більше. Перша шахта, з вхідним отвором на поверхні, може бути корозійно-ерозійною (найчастіше) або нівально-корозійною, гравітаційно-корозійною, провальною. Для глибинних частин прізви нівально-корозійні шахтні стволи не типові. Найбільш звичайні там корозійно-ерозійні шахти, але зустрічаються гравітаційно-корозійні і провальні.

Більшість карстових печер утворюється при провідній ролі вилуговування, часто при спільній дії розчинення і розмиву гірської породи (розмиву, підготовлюваного розчиненням по спайкам зерен). Значна буває і роль обвалень породи, особливо на зрілих стадіях розробки печерних порожнин. Деякі печери виникли під дією термальних і мінеральних вод. Печерні порожнини, так званого «рудного карсту», розвинулися під дією на вапняк сірчаноокислих розчинів, що утворилися при окисленні піриту та інших сульфідів. Зустрічаються печери, що представляють собою в основі сильно розкриті тектонічні тріщини, модельовані процесами вилуговування.

Геологічні умови розвитку карсту. Геологічна будова території, склад і будова гірських порід, характер тектоніки, гідрогеологічні умови та особливості перекривають пухких відкладень відіграють істотну роль у карстоутворення. Літологія впливає на інтенсивність карстових процесів, морфологію і гідрографію карсту. З нею значною мірою пов'язаний вигляд карстових ландшафтів. Карстен гірські породи підрозділяються на *карбонатні* (вапняки, доломіт, мергелі, крейда, мармури, вапняні туфи, травертини), *сульфатні* (гіпси, ангідрити) і *галоїдні* (кам'яна сіль, сильвініт та інші). Найбільш широко поширені карбонатні породи. Головні породоутворюючі мінерали карбонатних порід - кальцит, арагоніт і доломіт. Арагоніт не стійкий. З плином часу він переходить в кальцит. Такі мінерали, як магнезит, сидерит і особливо анкерит, родохрозит, смітсоніт та інші утворюють рідкісні і зазвичай незначні скупчення.

Найбільшу роль у водопроникності гірських порід і розвитку карстових процесів грають тектонічні тріщини. Для розвитку карстових процесів важливе значення мають літогенетичні тріщини, які утворюються в осадових породах при їх всиханні, зневодненні, ущільненні, в результаті фізико-хімічних перетворень. Ступінь розкриття літогенетичних тріщин знаходиться в прямій залежності від потужності пластів, чим пояснюється менша закарстованість тонкоплітчатих вапняків і доломітів в порівнянні з масивними карбонатними породами.

У розвитку карстових процесів найбільшу роль відіграють тріщини нашарування, розкриття яких до глибини 100 м і більше пов'язано переважно з розвантаженням. Уздовж тріщин нашарування нерідко відбувається інтенсивне вилуговування карсту порід.

Розвантаження утворюються при знятті внутрішніх напружень, обумовлених стисненням породи, викликуваним великим тиском горішніх товщ або тектонічними причинами. Велику роль у розвитку карстових процесів грають тріщини бортового відсічі (відколу), що розвиваються паралельно простяганню крутих схилів і досягають нерідко великої глибини. На поверхні карстових масивів широко поширені також тріщини вивітрювання. Нерідко вони розвиваються уздовж тектонічних і літогенетичних тріщин. Глибина тріщин вивітрювання може досягати 30-50 м, що сприяє проникненню вод в товщу порід і активізації карсту. Істотний вплив на водопроникність порід надає їх пористість. Розрізняють мікропористі, макропористі і кавернозні породи. Серед карстових утворень найменшою пористістю відрізняються гіпси, ангідрити, кам'яна сіль і хемогенні вапняки, а також мармури, які в умовах великого тиску і високих температур піддалися перекристалізації. Низька пористість сульфатних, галоїдних і метаморфічних карбонатних порід є однією з основних причин їх слабкої закарстованості в глибині масивів.

Структурно-тектонічні особливості території справляють істотний вплив на розвиток поверхневих і підземних карстових форм. Особливості поширення карсту значною мірою зумовлені структурно-тектонічними умовами, які контролюють характер живлення, циркуляції і розвантаження підземних вод, а також тріщинуватості гірських порід. Карстові процеси найбільший розвиток отримують в районах антиклінорних структур, де відзначається значна інфільтрація і інфлюація випадних атмосферних опадів і поверхневих потоків. В областях напору артезіанських вод, на крилах позитивних структур, де Карстен породи нерідко перекриті потужною товщею пухких відкладень, розвиваються переважно підземні карстові форми. Найбільш інтенсивна тектонічна тріщинуватість наголошується в зонах сполучень великих позитивних і негативних структур, на ділянках локальних платформних дислокацій, а також солянокупольних підняттях, що сприяє широкому розвитку тут карстових процесів.

Географічні умови розвитку карсту. Істотний вплив на розвиток і розподіл карсту надають рельєф, клімат, рослинність та інші природні компоненти, складна взаємодія яких визначає своєрідність і інтенсивність карстових процесів. Встановлено залежність карсту від ухилів поверхні і ступеня розчленованості території, які, контролюючи характер поверхневого стоку та інфільтрації вод, відіграють важливу роль у розвитку карстових процесів. Крутизна поверхні значно впливає на щільність поверхневих карстових

утворень і їх форму. У районах розвитку вапняків і доломітів поверхневі карстові форми найбільш широко поширені на ділянках (до 5 м), тоді як на ділянках з ухилом більше 10-12 м вони зазвичай відсутні. Особливо сприятливі умови для інфільтрації поверхневих вод і розвитку карсту відзначаються на ділянках з ухилом до 0,04 м. Нахил поверхні впливає і на обводненість карстових утворень.

В умовах *покритого карсту* важливу роль у карстоутворення грає розчленованість території. У сильно розмитих і розчленованих районах, де менше потужність покривних відкладень і більше приплив талих і дощових вод з прилеглих вододільних площ, створюються найбільш сприятливі умови для розвитку карсту. Цим головним чином і пояснюється приуроченість інтенсивно закарстованих ділянок до лінійно-витягнутим ерозійним пониженням рельєфу (річкових долинах, балках, логам), де розмивом значною мірою видалені пухкі відклади. Глибина розчленування поверхні визначає глибину зони активної циркуляції карстових вод.

На *плоских межиріччях* значну роль у розподілі інфільтраційних вод та розвитку карсту грають невеликі негативні форми рельєфу. Особливо велике їх значення на ділянках, де Карстен породи прикриті пухкими відкладеннями. У зв'язку з акумуляцією в замкнутих пониженнях глинистого матеріалу карстові воронки в межах вирівняних вододілів нерідко заповнені водою або заболочені. Карстові форми створюють сприятливі умови для розвитку карсту, оскільки вони сприяють підвищенню інфільтрації і інфлюації в глиб карстових масивів дощових і талих снігових вод.

Кліматичні умови, і насамперед кількість, особливості розподілу і хімічний склад атмосферних опадів, динаміка повітряних течій, характер погоди, температура і склад повітря роблять значний вплив на карст. На особливості карстоутворення впливає також характер випадання опадів. Зі збільшенням інтенсивності дощу відносна інфільтрація метеорних вод зменшується. У той же час при сильних зливах нерідко промиваються закупорені тріщини і понори в карбонатних і сульфатних породах, в результаті створюються сприятливі умови для догляду поверхневих вод через карстові канали в глиб Карстен масиву.

Сніговий покрив, володіючи високою відбивною здатністю, малою тепло і газопровідних, надає істотно вплив на весь комплекс природних умов зимового часу помірного і арктичному поясах. Для карстоутворення найбільше значення має висота і тривалість заляганні снігового покриву, від чого значною мірою залежать ступінь промерзання ґрунту, особливості накопичення вологи і характер погодних умов. За зиму в сніговому покриві накопичується велика кількість води. Талі води в багатьох карстових районах є джерелом живлення поверхневих і підземних вод. На активізацію карстових процесів великий вплив робить хімічний склад міститься в снігу вологи, що обумовлює ступінь агресивності талих снігових вод.

Вплив *температури повітря* на розвиток карстових процесів дуже складно. Воно проявляється переважно через температурний режим природних вод, умови вегетації, інтенсивність біохімічних процесів, особливості сезонного промерзання ґрунтового покриву і т.д. Вплив *вітру* на карстоутворення вивчено слабо. Тим часом роль його досить велика. Вітер здуває з поверхні землі і морських акваторій величезна кількість карбонатних часток і різних солей, що нерідко піднімаються у високі шари тропосфери і переносяться на великі відстані. Гідрокарбонати, сірчисті, хлористі та інші сполуки, потрапляючи в атмосферні опади, роблять їх агресивними.

На узбережжях річок в смузі коливання рівня річкових вод нерідко утворюються провали, ніші, гроти і Карри, пов'язані з процесами вилуговування і механічного руйнування легко розчинних порід. Утворення карстових провалів на заплаві і перший надзаплавної терасі найчастіше відбувається після спаду весняної повені, що вказує на важливу роль у карстоутворення сезонного коливання річкових вод. У районах, де річкові води проникають в карсту товщу, вони беруть участь також у формуванні підземних карстових форм. На берегах озер і водоймищ карст поширений в зоні прибою, де він

розвивається під впливом механічного руйнування і вилуговування. Здатність озерних вод до розмиття залежить від їх вуглекислотного режиму, сольового складу і температури, які, у свою чергу, визначаються фізико-географічними особливостями території.

Морські води, хоча і характеризуються низькою карбонатної ємністю, пов'язаної з вмістом в них іонів кальцію, знижувальних розчинність CaCO_3 , відіграють значну роль у розвитку процесів вилуговування в районах виходу вапняків і доломітів. Це визначається загальною недонасиченістю морських вод карбонатами, наявністю в них крім кальцію інших іонів, а також вуглекислоти. Особливо важливу роль відіграє наявність у морській воді хлористого натрію. Карстові форми на морських берегах поширені переважно в приливно-відливної смугі, де вони представлені Каррами, нішами і печерами. Просторові закономірності розвитку карсту визначаються складною взаємодією морфоструктурних і біокліматичних факторів. Провідну роль у розподілі карсту грає літологічний фактор, а ступінь його інтенсивності пов'язана із співвідношенням тепла і вологи і зумовленими їм ландшафтними особливостями території.

Антропогенні фактори карстоутворення. Значні зміни відзначаються в районах поширення карбонатних, сульфатних і галогідних утворень, де зміни окремих компонентів ландшафту, викликані господарською діяльністю людини, сприяють активному розвитку антропогенного карсту. Серед антропогенних факторів карстоутворення найбільш істотні: а) загальне *підвищення агресивності вод*, викликане забрудненням атмосфери, природних вод і ґрунтового покриву агресивними компонентами антропогенного походження; б) *зміна режиму поверхневих і підземних вод*, яке визначається тривалими відкачування підземних вод, створенням великих водосховищ та іншими водогосподарськими заходами; в) *зміна ґрунтів і рослинності* у зв'язку з розвитком лісового та сільського господарства; г) *зміна природного рельєфу, структури і властивостей гірських порід* у гірничопромислових районах і великих містах.

Численні карстові райони Піренеїв, Альп і Карпат відносяться до альпійської складчастої зони. У Піренеях відомі підземні річки, поточні не згодні з поверхневою топографією, і глибокі шахти-прірви, що переходять на глибині в систему горизонтальних печерних ходів і підземних колодязів. Альпи характеризуються інтенсивно розвинутим карстом у вапняковому облямівці гірничольодовикові високогір'я. У зоні великих висот передових хребтів на поверхнях, плейстоценовими льодовиками, розвивається високогірний карст. Вапнякові Альпи і Передальпи вкриті каньйонами, каррі, воронками, природними шахтами, печерами, підземними льодовиками. В Альпах знаходяться найбільші печери Європи та найглибші карстові провалля: прірву Берже у Франції на плато в масиві Веркор з грандіозним підземними колодязями, що тримає світову першість по глибині; печерна система Хёллох в долині Муота в Швейцарії, що перевищує сотню кілометрів завдовжки і займає друге місце в світі, печера Айсрізенвельт в Австрії 42 км завдовжки. На південній околиці Юлійських Альп виявлена друга за довжиною і найглибша (465 м) печера в Югославії - Полошки Яма +9250 м завдовжки.

На північному заході Європи карст поширений від півночі Скандинавії та Шпіцбергена до Британських о-вів та Бельгії. На Шпіцбергені карст розвинений в умовах вічної мерзлоти. Карстові процеси особливо інтенсивні у вологій і сніжній приатлантичній області Скандинавії. Карст розвинений в ордовікських і силурійських вапняках, що покривають південний схил Балтійського кристалічного щита, - на о-вах Еланд і Готланд. У різних районах Великобританії та Ірландії поширений голий, задернований і покритий вапняковий карст з воронками, улоговинами, сухими долинами, печерами, карстовими озерами.

У Центральній Європі зі середньовисотними герцинськими масивами і куєстовими грядками карст розвинений в палеозойських породах герцинських структур і в мезозойських вапнякових товщах. Сюди входять район Краківської Юри, багато карстові райони Чехословаччини: Моравський Карст з відомими сталактитовими печерами, підземними ріками, провалом-прірвою Мацоха, понорами, Суходіл, райони Північно-

Моравської карстової області з різноманітними сталактитовими печерами, Чеський Карст та ін. Карст під покровом пухких опадів розвинений у вапняках Паризького басейну. До герцинської зони відносяться і карстові райони ісламської Месети, Кантабрійських гір (за винятком їх східної частини), Португалії.

Південно-європейська Середземноморська область альпійської складчастої зони відрізняється особливо повним розвитком карсту на Балканському півострові. Плато Крас (Карст), Словенське плоскогір'я, півострів Істрія, динарські гори утворюють класичну область голого карсту середземноморського типу. До Середземноморської області альпійської складчастої зони відносяться деякі райони вапнякового, в основному голого, карсту Піренейського півострова: Андалузських, Іберійських та східній частині Кантабрійських гір. Поширений карст також на Балеарських о-вах і в східній Сардинії.

У Карпатах карбонатний карст розвинений у межах Північної Утьосова зони гірських Карпат в рифогенних вапняках і вапнякових брекчіях. Через сильну розчленованості рельєфу і невеликих площ виходів карсту порід типові поверхневі карстові форми тут відсутні, але печери є.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості формування карсту?
2. Основні фази процесу карстування ?
3. Особливості прояву поверхневих карстових форм ?
4. Особливості прояву підземних карстових форм ?
5. Геологічні умови розвитку карсту ?
6. Географічні умови розвитку карсту ?
7. Регіональні особливості проявів карстових процесів ?
8. Антропогенні фактори карстоутворення ?
9. Історія досліджень карстово-суфозійних процесів та форм ?
10. Антропогенно-обумовлений карст ?

Теми рефератів, доповідей, повідомлень.

1. Сучасні теорії формування карсту.
2. Оцінка та розповсюдження поверхневих карстових форм.
3. Оцінка та розповсюдження підземних карстових форм.
4. Регіональні особливості поширення карстового рельєфу в світі.
5. Регіональні особливості поширення карстового рельєфу в Україні.

Забезпечення практичного заняття

конспект лекцій, рекомендована література з навчальної дисципліни, тести, ПК, ситуації для виконання завдань, завдання для самостійної роботи студента при вивченні програмного матеріалу

Контроль засвоєння знань:

1. Усне опитування (бали)
2. Завдання і запитання для обговорення на занятті (бали).
3. Тести на ПК за матеріалом теми (бали)
4. Результати виконання завдань для самостійної роботи (бали)
5. Підсумкова оцінка засвоєння матеріалу навчального заняття.

Тема 6. Флювіальний морфо- та літогенез у гумідній зоні.

1. Процес становлення вчення про флювіальний морфо- та літогенез.
2. Суть проблеми встановлення факторів формування алювіальних товщ та їх співвідношення.

3. Роль кліматичних коливань, тектонічних рухів та коливань базису ерозії у формуванні алювіальних товщ.

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Метою вивчення цієї теми є ознайомлення з особливостями прояву флювіальних процесів у гумідній зоні, формування флювіального рельєфу в гумідній зоні, провідні фактори формування алювіальних відкладів у гумідній зоні, поширення флювіальних відкладів, утворення улоговин стоку та попередження селевих потоків.

Ключові поняття: гумідна зона, гумідний клімат, флювіальний морфогенез у гумідній зоні, флювіальний літогенез у гумідній зоні, флювіальний рельєф гумідної зони, площинний змив, тимчасові водотоки, постійні водотоки, алювіальні товщі, відклади заплавної групи фацій, алювіальні відклади старичної макрофації.

Гумідна зона – це ділянка суходолу з вологим кліматом, де рослини достатньою мірою забезпечені водою. **Гумідний клімат** (від лат. *Humidus* - вологий) - тип клімату на територіях з надлишковим зволоженням, при якому кількість атмосферних опадів більша, чим може випаритися і просочитися у ґрунт. Це формує значний поверхневий стік річок, що формує ерозійні форми рельєфу, густу гідрографічну сітку, розповсюдження вологолюбних форм рослинності. Термін «гумідний клімат» запропонував Альбоехт Пенк при розробці ним геоморфологічної класифікації кліматів.

Сукупність геоморфологічних явищ, зумовлених текучими водами, називають **флювіальними процесами**. Про планетарну роль флювіальної діяльності можна судити з сумарної величини твердого стоку річок (об'єму твердих мінеральних часточок, винесених річками у моря та океани у розчиненому чи зваженому стані), яка складає близько 20 млрд. т за рік, що в середньому відповідає змиву шару ґрунту товщиною 3 см за тисячу років з усієї поверхні суходолу, тобто 201 т матеріалу з кожного квадратного кілометра за рік.

Флювіальний рельєф (лат. *fluvius* - потік) - сукупність екзогенних форм рельєфу, створених внаслідок геологічної дії тимчасових або постійних водотоків. Сукупність геоморфологічних процесів, спричинених текучими водами отримала назву флювіальних. Інколи, поширюючи термін, до флювіальних процесів зараховують також делювіальний процес, у вузькому розумінні флювіальні процеси - це геоморфологічні процеси, що пов'язані з дією водотоків (руслених потоків) і сприяють розвитку ерозійних та акумуляційних форм рельєфу. Водотоки виконують три види геологічної роботи: руйнування, перенесення продуктів руйнування та їх акумуляцію.

Серед основних екзогенних процесів (за В. Стецюком та І. Ковальчуком) з дією тимчасових або постійних водотоків пов'язані наступні процеси:

Типи процесів		Відображення в рельєфі (типіві елементарні форми)
Денудаційні	ерозія лінійна	борозни, промоїни, яри, ерозійні уступи
	ерозія бічна	меандри, уступи річищ
	алювіальні	заплави, пляжі, коси, перекати, берегові вали
	пролювіальні	шлейфи, конуси виносу, глинисті підгірські рівнини
Акумулятивні	алювіально-пролювіальні	слабо нахилені плоскі рівнини
	дельтові	низовинні рівнини з віялоподібним розміщенням протоків і рукавів

З геоморфологічної точки зору виділяють три головних напрямки формування флювіального рельєфу: **площинний змив**, **діяльність тимчасових** та **постійних водотоків**. Перший з них проявляється у нерушій формі, інші – як різновиди руслового стоку. В геологічній роботі води теж проявляється вище згадувана тріада: **руйнування** (ерозія) – **транспортування** – **аккумуляція**.

Площинний змив. При незначних, але тривалих атмосферних опадах на схилах утворюються міради цівочок (мікрострумочків) води, які стікають по похилій поверхні схилу, і, не зважаючи на незначну енергію, виконують величезну геологічну роботу. Змиті такими мікрострумочками частинки ґрунту нагромаджуються біля поверхні схилу, де втрачається кінетична енергія водяної цівки. Перенесений площинним змивом матеріал називається **делювієм**, а сам процес площинного змиву – **делювіальним**.

Активність делювіального процесу залежить від багатьох факторів: тривалості та інтенсивності атмосферних опадів, складу корінних порід на схилі та особливостей, зумовленої ним кори вивітрювання, крутизни й довжини схилу і т.д. Здебільшого делювіальний процес починається при крутизни схилу 4-5°, а тому делювіальні процеси проявляються не тільки в горах, але й на значних територіях рівнин. Одним із найважливіших геоморфологічних наслідків площинного змиву є виположування схилу і поступове занесення знесеним матеріалом прилеглих понижень рельєфу. Делювіальні відклади на рівнинах представлені в основному супісками та суглинками (часто лесоподібними), утворюють біля підніжжя схилу своєрідний **делювіальний шлейф**.

Хоча делювіальний змив відбувається досить повільно (1,5-2,0 мм на рік), але саме з ним пов'язана **втрата родючості ґрунтів**. Цей процес на сьогодні в Україні охоплює 32% території, недобір врожаю на змитих ґрунтах становить 20-60%, а вміст гумусу на чорноземних ґрунтах за останніх 100 років зменшився із 8-16% до 3-4%.

Діяльність тимчасових водотоків. **Тимчасові водотоки**, як і площинний змив, формуються при відносно короточасній концентрації води на схилі. Проте, на відміну від цівочок площинного змиву, тимчасові водотоки володіють суттєво більшою енергією. Характерними ознаками діяльності тимчасових водотоків є їх лінійне спрямування та формування послідовного ланцюга генетично пов'язаних ерозійних форм, які виразно простежуються в рельєфі: **борозна – вибій – яр – балка**. Вищою формою розвитку ерозійного рельєфу є **річкові долини**, але створені вже **постійними водотоками**.

Ерозійні борозни - це найпростіші форми ерозійного рельєфу, які утворюються при переході від площинного змиву до лінійного стоку. Глибина та ширина їх – до 0,5 м, поперечний профіль має V-подібну або ящикоподібну форму. Схили круті, часто вертикальні, але після припинення стоку води вони швидко виположуються і борозна розширюється. На розораних схилах, або на схилах із розрідженим рослинним покривом, борозни з часом (після чергових злив) можуть перетворюватись на **ерозійні вибої**, глибина яких сягає 1-2 м, а ширина 2-2,5 м. Схили теж круті, місцями вертикальні, поперечні перерізи зберігають V-подібну форму. Слід зауважити, що описана послідовність розвитку форм рельєфу ерозійного ряду витримується не завжди. Не кожна ерозійна борозна перетворюється у вибій, не кожен вибій стає яром, не кожен яр трансформується у балку. Інколи балка утворюється без стадії яру, іноді глибоко врізаний яр досягає підземного горизонту і перетворюється у долину постійного водотоку (струмка чи річки). Тобто, флювіальні процеси мають селективний (вибірковий) характер.

Алювій (від лат. *Alluvio* - наносити, замулювати) - незцементовані відклади постійних водних потоків (річок, струмків), що складаються з уламків різного ступеня обкатаності й розмірів (валуни, галька, гравій, пісок, суглинки, глина). Гранулометричний і мінеральний склад та структурно-текстурні особливості алювію залежать від гідродинамічного режиму річки, характеру порід, що нею розмиваються, рельєфу і площі водозбору^[1]. Дельти річок повністю складаються з алювіальних відкладів і є алювіальними конусами виносу. Наявність алювіальних відкладів у розрізі є ознакою континентального тектонічного режиму території.

Алювіальні відклади були вперше виділено в окремий тип англійським геологом Вільямом Баклендом 1823 року. Вивченням та класифікацією алювіальних відкладів займалися такі відомі дослідники четвертинної геології, як Є. В. Шанцер, В. Т. Фролов, Ю. П. Казанський, І. П. Карташов, В. В. Ламакін, М. І. Маккавєєв, та інші. Загалом, континентальні алювіальні відклади класифікують за генезисом (гірських і рівнинних річок), фаціальною належністю (руслівий, заплавий і старичний), фазами формування, формами алювіальних тіл тощо. Класифікація алювіальних відкладів за морфологічними формами була розроблена і широко застосовувалась геологами Західної Європи і США, зокрема Х. Редінгом. У Східній Європі термін «алювій» вперше вжив відомий геолог - ґрунтознавець Василь Докучаєв 1878 року. Відтоді збереглась традиція називати усі новітні континентальні відклади, утворені в голоценову епоху алювієм, хоча це не зовсім правильно, оскільки відомі елювіальні леси, пролювіальні конуси виносу, делювіальні «плащі» тощо.

За формами алювіальних тіл.

Алювіальні відклади поділяються на дві великі групи - руслові форми і морфологічні елементи міжруслового простору.

- Морфологічні форми в руслах:
 - Алювій руслових островів і мілин (барів)
 - поздовжні руслові бари;
 - прикріплені до берегу бари;
 - поперечні бари;
 - піщані мілини;
 - руслові дюни
 - Меандри
 - Алювіальні конуси виносу
- Морфологічні форми міжруслового простору
 - Прируслові вали
 - Заплати
 - Тераси.

Залежно від гідрологічного режиму річки, обумовленого кліматом, тектонікою і рельєфом земної поверхні, алювіальні відклади поділяють на два основних генетичних типи: алювій гірських річок і алювій рівнинних річок. Алювій рівнинних річок суттєво відрізняється від алювію гірських, що дозволяє легко розрізняти давні алювіальні відклади і створювати палеогеографічні реконструкції.

Утворення алювію відбувається у результаті безперервної взаємодії динамічного водного потоку з руслом: при врізанні (донна і бокова ерозія) та акумуляції осаду. Під дією потоку води річище безперервно переформовується, зазнаючи деформації трьох типів:

- **вертикальних** (понижується у результаті глибинної ерозії, чи піднімається за рахунок акумуляції);
- **горизонтальних** (зміна річища в плані під дією бокової ерозії - призводить до розмиву берегів, розширення річкової долини і утворення заплави);
- **поздовжніх** (міграція руслових наносів призводить до утворення в руслі нерівностей - переказів, мілин, островів, та інших).

Провідним фактором у формуванні алювіальних відкладів є гідродинаміка водних потоків. Маса води і швидкість течії визначають кінетичну енергію і транспортну здатність потоку. Річкові водні потоки переносять уламковий матеріал у формі зважених і волочильних наносів. У зваженому (завислому) стані транспортуються частинки діаметром менше 0,2 мм, більші - волочінням по дну. Спосіб руху грубоуламкового матеріалу дном називається сальтацією - стрибкоподібне переміщення зерен матеріалу під дією несучого середовища. Так, за швидкості придонної течії 0,16 м/с дном пересувається дрібний пісок, за 0,22 м/с - грубозернистий пісок, а за 1 м/с транспортується дрібна галька.

Для алювіальних відкладів гірських річок характерні такі ознаки:

- грубоуламковий матеріал з переважанням гальчанику (галька, гравій, валуни)
- поліміктовий склад з вельми непостійним співвідношенням основних породотвірних компонентів
- слабокласифікований матеріал

Гірський русловий алювій представлений здебільшого погано сортованою галькою і валунами різної обкатаності з піскувато-гравійним наповнювачем. До руслової групи динамічних фацій відносять такі фації:

- субстративну, або розмиву;
- пристрижневої зони - дрібна галька, гравій і крупнозернистий пісок вистелює дно плеса вздовж лінії максимальних швидкостей водного потоку. Плaskі гальки цієї фації часто укладені як дахівка з нахилом вверх за течією. Досліджуючи азимут нахилу гальок в древніх товщах, визначають напрямок течії давно зниклої річки.
- перекатів;
- перлювіальну;
- алювіально-делювіальну;
- алювіально-пролювіальну (внутрішніх дельт);
- карстово-алювіальну.

Постійні водотоки (ріки, струмки) утворюють найпоширеніші та найвиразніші форми рельєфу в усіх частинах суші, а в умовах гумідного (вологого) клімату формують своєрідний *долинний комплекс* поверхні, основу якого становлять річкові долини та вододіли між ними. **Річковою долиною** називають вузькі, витягнуті, в основному від'ємні форми рельєфу, що мають загальний похил від верхів'їв до нижньої течії і вироблені річкою за час її існування. Річкові долини можуть у горах врзатись в схил до 1-1,5 км, а на рівнині мати ширину в кілька десятків кілометрів.

Відклади заплавної групи фацій формуються під час повені і паводку. Заплавний алювій перекидає малопотужним (0,5-1 м) чохлам русловий алювій. Для відкладів цієї алювіальної макрофації характерне менше сортування псаміто-алевритових осадів з характерною шаруватістю брижів хвиль і течій, текстурами скаламучування. Переважають супіски і суглинки з прошарками і лінзами різнозернистого піску з залишками уламків дерев і рослин. Як правило, заплавна макрофація має меншу потужність, аніж руслова, хоча для річок з частими повенями може бути і навпаки. У заплавному алювії виділяють три основні фації, залежно від місця його формування:

- **прируслова (зовнішня)** - складена з найбільш грубозернистого матеріалу з поганим сортуванням за рахунок різкої зміни швидкостей суспензійного потоку. Це переважно грубозернисті погано сортовані піски різного мінерального складу, які формують ядра і схили прируслових валів.
- **центральна** - складена тонким суглинково-супісковим матеріалом меншої, ніж прируслова потужності. Часто осади мають зеленкувато-сірий колір через седиментацію в застійних умовах, або чорний — через наявність гумусу і торфоутворення. Чітку межу між прирусловою і центральною заплавними фаціями встановити неможливо, перехід по латералі поступовий.
- **притерасна (внутрішня)** - фація найнижчої частини заплави, яка складена тонкими глинами і має, як правило, найменшу потужність. У розрізі відкладів цієї фації часто присутні прошарки похованих алювіальних ґрунтів.

Крім того, в межах заплавної макрофації виділяють ще фації накладеної заплави, внутрішніх дельт, і балочні фації.

Алювіальні відклади старичної макрофації утворюються в старицях і тимчасових річкових руслах. За своїми ознаками вони досить схожі на озерні відклади - глини, суглинки, торф і часто представлені у формі лінз серед руслової фації. Основну масу старичного алювію складають тонкозернисті глинисті осади з чіткою горизонтальною шаруватістю і характерною великою кількістю розсіяної органічної речовини. Утворення

фацій старичного алювію відбувається в умовах мінливих гідродинамічних режимів річки. Під час паводків стариці тимчасово перетворюються в активно діючі бічні річища і протоки, де відбувається доволі інтенсивне накопичення піщано-алевритового матеріалу. По мірі того, як спадає рівень паводкової води і зменшується швидкість водного потоку - в старицях відкладаються дедалі дрібніші і тонкозернисті наноси. Коли гідродинамічний зв'язок з річкою переривається, стариця перетворюється на ізольовану водойму, в якій відбувається накопичення виключно глинистих осадів. Якщо стадія ізоляції триває достатньо довго (десятки років) - стариця переходить в режим заболочування і торфонакопичення. Відклади старичних фацій за своїми гідродинамічними умовами формування і особливостями просторового поширення займають проміжне положення між відкладами руслової і заплавної макрофацій. Седиментологічна модель відображає зменшення вгору за розрізом гідродинамічної активності седиментаційної обстановки. На діаграмах каротажу група фацій старичного алювію характеризується меншою шириною аномалії і меншою відносною амплітудою кривої ПС, порівняно з групою фацій руслових мілин рівнинних мандруючих річок.

В розрізі відкладів старичного алювію виділяють три горизонти, або фації, що відповідають трьом етапам розвитку стариці:

- **проточний (нижній):** фація сезонного замулювання - складений чергуванням тонкозернистих пісків, супісків і суглинків, що утворились під час періодичного поновлення стоку старим річищем під час повені, чи паводку. Середньо-дрібнозернистий псамітовий матеріал виповнює пологі асиметричні врізи, шириною до перших сотень метрів і потужністю 5-6 м. Ці врізи, які розташовані один над одним, розділені прошарками глин, незначної потужності. Шаруватість піщаного матеріалу в цих врізах не завжди проявлена, загалом вона полого скісна і догори за розрізом поступово переходить до мульдopodobної. Потужності таких скісношаруватих серій сягають до 0,5м, проте окремі прошарки не перевищують 1-2 см. В підшві скісних серій іноді можуть зустрічатись гравійні зерна і навіть поодинокі дрібні галька твердих порід. Інколи відмічаються конкреції сидеритів 1-2 см у попереку, що розташовані вздовж скісної шаруватості.
- **озерний (середній):** озерна фація - представлений горизонтально шаруватими голубувато-сірими, зеленкувато-сірими мулистими осадами, що дуже схожі на озерні.
- **болотний (верхній):** болотна фація - складений прошарками чорних, сильно збагачених розсіяною органічною речовиною глин і торфом. Найвища ланка розрізу старичного алювію - торф'яник іноді знову може бути перекритий тонкошаруватою пачкою заплавної алювію. Потужності старичного алювію майже такі самі, як і руслового, або дещо менші, хоча в розрізах неоген-плейстоценових товщ перший зустрічається набагато рідше.

Крім того, інколи у складі старичної макрофації присутня фація вторинних заплачних водойм, яка у розрізі представлена чергуванням тонких косошаруватих алевритів і супісків з прошарками мулистих осадів. Саме наявність поодиноких старичних пачок в товщі промитих пісків є більш надійним індикатором її річкового походження, аніж скісношарувата текстура. Відклади старичної групи фацій є найбільш цікавими для палеонтологів і антропологів, оскільки саме в них часто зустрічаються захоронені в мулі колоди дерев, залишки риб, наземної фауни і первісної людини.

За фазами акумуляції. На формування алювіальних відкладів рівнинних і гірських річок суттєво впливає тектонічна складова території річкового басейну. Річкові долини цілком, або частково можуть перетинати різноманітні геологічні структури - антикліналі, синкліналі, грабени, підняті, або опущені блоки тощо. Усе це відображається на морфології долин і будові алювію. В. В. Ламакін та І. П. Карташов запропонували розрізняти в долинах річок динамічні фази алювіальної акумуляції, які відповідають

стадіям розвитку річкового профілю: інстративну, субстративну, перстративну і констративну.

Інстративна (вистилаюча). Формування алювіальних відкладів даної фази відбувається на стадії врізання русла гірської річки в корінні породи і характерне для молодих річок. Ці грубоуламкові (валуни і галька) відклади утворюють тимчасові скупчення (лінзи) в руслі і характеризуються незначною потужністю. Саме за допомогою валунів і гальки, які є природнім абразивом гірська річка поглиблює ложе русла, опускаючи алювій усе нижче і нижче по відношенню до берегових порід. Таким чином інстративний алювій ніби «вкладений» в корінні породи. Гіпсометричне пониження рівня акумуляції пов'язане із значним повздовжнім ухилом русла річки, яка ще не досягла профіля рівноваги. Фаціальна мінливість інстративного алювію дуже слабо виражена і не може бути взірцем для інших алювіальних товщ, крім того такий вид алювію легко піддається розмиву і тому в древніх товщах зустрічається дуже рідко, хіба на площадках високих терас в гірських районах.

Субстративна. Утворення алювію під час переходу від стадії врізання гірської річки до стадії рівноваги. Цими відкладами представлені, як правило, нижні горизонти руслового алювію нормальної потужності (1-4 м), які не перемиті річкою протягом стадії рівноваги. Характерними особливостями субстративного алювію є підвищена глинистість і сумісна присутність гальки і необкатаних уламків корінних порід з ложа річки. Субстративні алювіальні відклади залягають в основі алювіальних товщ, які складають заплави врівноважених річок і тераси, які є реліктами таких заправ.

Перстративна (перестилаюча). Утворення алювіальних відкладів, в долинах річок з виробленим поздовжнім профілем. Ці відклади формуються за рахунок перемиву верхніх горизонтів алювію нормальної потужності, який утворюється під час переходу від стадії врізання до стадії рівноваги. Перстративний алювій залягає на субстративному (плотиковому) алювії і представлений, як правило, повним набором алювіальних фацій: русловою, заплавною і старичною.

Констративна. Формування алювіальних відкладів у долині річки впродовж стадії акумуляції. Характеризуються підвищеною глинистістю. Ці відклади залягають, звичайно, на перстративному алювії, рідше на інстративному, а в бортах річкової долини можуть перекривати безпосередньо корінні породи.

В горах тимчасові водотоки формують своєрідні форми рельєфу – **улоговини стоку**, які являють собою вибалки, створені короткочасними, але дуже енергійними (в зв'язку зі значним похилом поверхні) потоками зливових і талих снігових вод. З улоговинами стоку пов'язане формування **сельових потоків**. **Селі** являють собою грязекам'яний потік, у якому вода відіграє роль швидше змастки, ніж транспортного середовища. Утворення таких потоків пов'язується із паводками, викликаними інтенсивним зливами, раптовим швидким таненням гірських снігів та льодовиків, проривом гірських озер. Обов'язковою умовою утворення сельових потоків є нагромадження значної маси уламкового матеріалу на крутих схилах, внаслідок інтенсивного прояву процесів вивітрювання. Катастрофічні сельові потоки зносять і засипають населені пункти, руйнують гірські дороги та лінії зв'язку, часом призводять до людських жертв. В Україні селенебезпечними є деякі райони Карпат.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості формування рельєфу в гумідній зоні?
2. Особливості гумідного клімату?
3. Охарактеризуйте флювіальний морфогенез у гумідній зоні?
4. Охарактеризуйте флювіальний літогенез у гумідній зоні?
5. Опишіть площинний змив у гумідній зоні та вплив на ґрунти?
6. Опишіть діяльність тимчасових та постійних водотоків у гумідній зоні та вплив на рельєф місцевості?

7. Процес формування алювіальних відкладів у гумідній зоні?
8. Процес формування улоговин стоку та їх вплив на рельєф?
9. Небезпека розвитку селевих потоків?
10. Міри боротьби із селевими потоками?

Теми рефератів, доповідей, повідомлень.

1. Особливості флювіальної діяльності в гумідній зоні.
2. Денудаційні процеси в гумідній зоні та їх прояв у рельєфі.
3. Площинний змив та його вплив на ґрунти.
4. Вплив діяльності тимчасових та постійних водотоків на рельєф у гумідній зоні.
5. Акумулятивні процеси в гумідній зоні та їх прояв у рельєфі.
6. Форми ерозійного рельєфу в гумідній зоні.
7. Процес формування алювіальних відкладів у гумідній зоні.
8. Процес формування улоговин стоку та попередження селевих потоків.

Забезпечення практичного заняття

конспект лекцій, рекомендована література з навчальної дисципліни, тести, ПК, ситуації для виконання завдань, завдання для самостійної роботи студента при вивченні програмного матеріалу

Контроль засвоєння знань:

1. Усне опитування (бали)
2. Завдання і запитання для обговорення на занятті (бали).
3. Тести на ПК за матеріалом теми (бали)
4. Результати виконання завдань для самостійної роботи (бали)
5. Підсумкова оцінка засвоєння матеріалу навчального заняття.

Тема 7. Флювіальний морфо- та літогенез у перигляціальной зоні.

Терасоформування.

1. Особливості процесу накопичення та будови перигляціального алювію.
2. Відмінності складу, будови перигляціального і гумідного алювію.
3. Схеми класифікації річкових терас.
4. Суть та еволюцію теорії «леси і тераси».

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Метою вивчення цієї теми є ознайомлення з особливостями прояву флювіальних процесів у перигляціальной зоні, формування флювіального рельєфу в перигляціальной зоні, основними морфологічними елементами річкових терас, схемами класифікації річкових терас.

Ключові поняття: перигляціальная зона, флювіальний морфогенез у перигляціальной зоні, флювіальний літогенез у перигляціальной зоні, перигляціальный алювій, річкові тераси, меандрування.

Перигляціальная зона – смуга шириною до 100-150 км, що розташовується навколо околиць рівнинних материкових зледенінь, що характеризується своєрідними, суворими кліматичними ландшафтними умовами. Дослідники вважають, що в умовах сухих і холодних степів і тундри, при пануванні сильних вітрів утворюються леси, первинний генезис яких вважається еоловим, еолово-делювіальним, при подальшій участі соліфлюкції і процесів перевідкладення у водному середовищі. Кожній льодовиковій епісоду притаманний свій комплекс перигляціальных утворень, що складається з лесів, флювіогляціальных і річкових відкладів з сингенетичними мерзлотними деформаціями.

Оскільки межі материкових зледенінь послідовно скорочувалися від максимального (дніпровського) в середньому плейстоцені до Осташковського в кінці плейстоцену, відповідно зміщувалися на північ і перигляціальна зона цих зледенінь, тому утворення різновікових перигляціальних зон налягають один на одного лускоподібними нашаруваннями, подібно осадам різних льодовикових епох.

Континентальні алювіальні відклади складають річкове ложе, заплаву і **тераси річкових долин**. Алювій відіграє важливу роль у геологічній будові більшості континентальних осадових формацій.

Алювіальні відклади річок утворюються і мігрують:

- під час відкладання в руслі і прируслових валах (барах) уламкового матеріалу, розмитого водним потоком вище за течією;
- під час повені або паводку, коли річка виходить за межі берегових уступів, і глина, мул та дрібний пісок осідають по всій поверхні заплави (формування заплавної фації)
- під час міграції річкових меандрів і утворенні алювіальних відкладів услід за прирусловою мілиною луки, що зміщується, вздовж її внутрішнього берега.

Кількість тонкозернистого уламкового матеріалу, який переноситься річками (твердий стік), сягає великих значень: у випадку з Міссісіпі річний обсяг твердого стоку оцінюється у 406 млн. т., Хуанхе - 796 млн. т., Амудар'я - 94 млн. т; Дунай - 82; Дністер - 4,9. Відповідно, потужність алювіальних відкладів в дельтах таких річок, як Міссісіпі, Ніл, Амазонка, Конго, Хуанхе, Волга та інших становить сотні і тисячі метрів, а об'єми - десятки і сотні км³ теригенного матеріалу. Загалом, річний твердий стік усіх річок становить близько 17 гігатонн, що на порядок більше, ніж виноситься з континентів льодовиками чи вітром. Майже 96 % цього об'єму осідає в дельтах і на континентальному шельфі.

Рівнинні річки характеризуються меншою швидкістю течії, більш виробленим профілем, і меншою динамічною силою потоку, що не здатний утримувати у зваженому стані і переносити на далекі відстані грубоуламковий матеріал.

Для алювію рівнинних річок характерні інші ознаки:

- дрібноуламковий матеріал з переважанням піску і супіску;
- значно однорідніший мінеральний склад, аж до олігоміктового (при розмиві осадових порід);
- добре сортування уламкового матеріалу;
- груба коса шаруватість, яка поступово переходить у верхніх горизонтах у дрібну косу шаруватість;
- відсутність чіткої шаруватості.

У долинах і гірських, і рівнинних річок вниз за течією розмірність уламкового матеріалу поступово зменшується і збільшується ступінь сортування псамітових осадів. Одночасно може погіршуватись сортування дрібнопсамітових і алевритових осадів.

За фаціальними ознаками алювіальні відклади рівнинних річок розділяють на три основні групи фацій (або макрофації) - руслову, заплаву і старичну. Ця класифікація розроблена в основному для алювіальних відкладів антропогену і частково - неогену. Для давніх алювіальних відкладів (крейдових, юрських, карбонових, девонських) розділення алювію на русловий і заплавної не завжди можливо і часто фаціальна диференціація явно відсутня.

Група фацій річкового алювію складає мілини, острови і коси. У рівнинних річках вона представлена добре відсортованим піскуватим матеріалом з грубою косою шаруватістю, яка під час меження звичайно перекривається більш тонким матеріалом (прошарки і лінзи замулювання).

Алювій руслових островів і мілин (барів).

Поздовжні руслові бари - є найбільш яскраво вираженими морфологічними формами руслового алювію. Ця форма типова для верхніх частин річок. Початково

утворююся через відокремлення галечного матеріалу. Поверхня барів поперечно-ребриста з невисоким рельєфом, що пов'язано з дахівчастою укладкою гравійно-галькового матеріалу. Уламки орієнтуються довгими вісями поперек течії. На поверхні барів спостерігається також поступове зменшення розмірів зерен кластичного матеріалу вниз за течією. При виході на поверхню води, бар може покриватися піском з брижами, що орієнтовані за течією. Внутрішня структура масивна, шарувата, галечник часто заповнений гравійно-піскуватим матриксом. Фронтальне скочування зерен призводить до утворення косо-шаруватих пачок пісковика, або гравеліту.

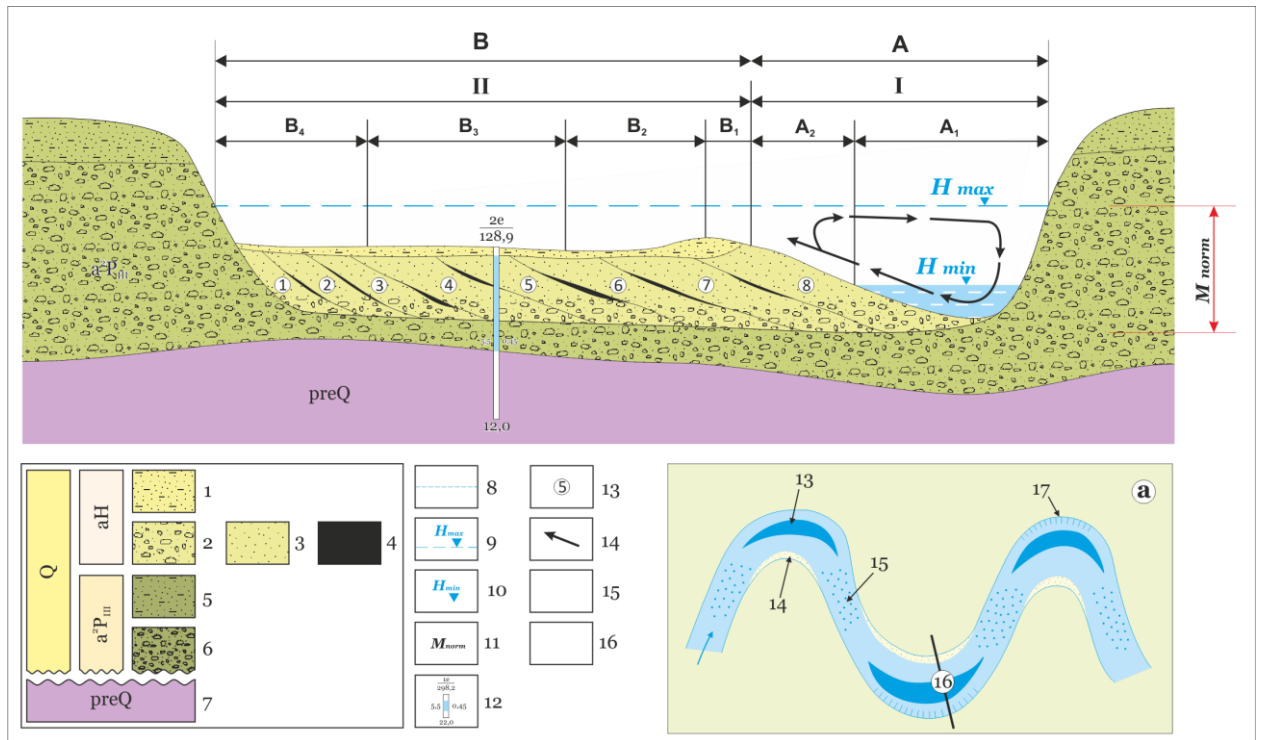
Прикріплені до берега бари - характерні морфологічні елементи руслового алювію як гірських, так і рівнинних річок. Можуть змінювати русло річки, перегороджуючи її шлях з одного берега до іншого. Зазвичай, нижній кінець бару є довгим безперервним перекатом чи серією дрібних перекатів, які розділені поверхню верхівки бару. Перекати є важливими місцями акумуляції гравійно-піскуватих осадів, які утворюють шаруватість, витягнуту паралельно гребеню бара, проте вони мають часто обмежені розміри в напрямку зростання потужності. Внутрішня будова такого бару не має якоїсь чіткої структури, хоча іноді у верхніх частинах розрізу вдається встановити слабку градаційну шаруватість, а також дахівкоподібну укладку гальки. Іноді можна спостерігати косу шаруватість. Розрізнити поздовжні і прикріплені до берега бари тільки за розрізом алювіальних відкладів неможливо.

Поперечні бари - такі форми руслового алювію типові для рівнинних річок з переважно піщаним дном, проте можуть зустрічатись на річках з гравійними донними відкладами. Поперечні бари є характернішою формою в низинах річок, де вплив поздовжніх барів не такий сильний. Ця зміна пов'язана зі зменшення розміру зерен матеріалу. У порівнянні з дюнами поперечні бари є більшими морфоструктурами руслового алювію. Вони зазвичай мають фронтальні поверхні скочування зерен, що нахилені за течією і полого верхню поверхню при значно меншому співвідношенні висоти до довжини, ніж в дюнах. Поперечні бари деякі дослідники за формами поділяють на язикоподібні, такі, що перетинаються, чергуються і т. п.

Піщані мілини - ці складні форми є найбільшими морфологічними структурами дна рівнинних річок. Вони зустрічаються як посеред русла, так і по краях, і називаються відповідно «серединними барами» і «береговими барами». Ці форми не мають своїх власних фронтальних поверхонь скочування, а поступово знижуючись, переходять в сусідні частини русла. Піщані мілини є комбінованими акумулятивними тілами, що поступово утворюються шляхом об'єднання мілких форм, переважно поперечних барів, а також росту з ядра, утвореного при виході на поверхню води частини поздовжнього бару. Такі ділянки можуть зберігатись протягом довгого часу і укріплюватись рослинністю. Подекуди мілини розділяють русло з утворенням островів, які збільшуються у висоту, за рахунок вертикальної акреції дрібнозернистого осаду.

Руслові дюни - великі морфоструктури дна рівнинних річок, що повторюються. Розповсюджені на дні річок, особливо у відносно глибоких руслах і плесах. На припіднятих ділянках дна річки, зокрема в тильних частинах поперечних барів і на піщаних плоских поверхнях зустрічаються рідко.

Відмінності у формі та особливостях будови річкових долин визначаються дією багатьох факторів, серед яких найважливішими є: маса і швидкість потоку води, висотне розташування базисів ерозії (перепади висот витоку й гирла), геологічна будова та структурні особливості території, спрямування та інтенсивність новітніх та сучасних тектонічних рухів тощо. У поперечному перерізі долини можна виділити кілька основних елементів річкових долин – *русло, заплаву, надзаплавні тераси, корінні береги*.



Типовий геологічний розріз відкладів перстративного алювію Букви: А - русло річки (А₁ - русло в межень, А₂ - прируслова мілина); В - заплава (В₁ - прирусловий вал, В₂ - проксимальна заплава, В₃ - середня заплава, В₄ - дистальна заплава); І - зона намивання річкових наносів поперечними циркуляційними потоками, ІІ - зона седиментації суспензованих наносів. Цифри: 1- заплавний (старичний) алювій; 2- грубозернистий пісок, гравій, галька; 3- дрібно- та тонкозернистий пісок і супісок, 4- прошарки мулу, 5- заплавний алювій 2-ї тераси; 6- русловий алювій 2-ї тераси; 7- дочетвертинні відклади, 8- рівень ґрунтових вод, 9- рівень води під час повені, 10- рівень води в межень, 11- нормальна потужність алювію, 12- гідрогеологічна свердловина, 13- послідовно утворені шари руслового алювію, 14- напрямки потоків поперечної циркуляції в руслі річки

Руслом (річищем) називається найглибша ділянка річкової долини, де постійно протікає річковий потік. Для русел рівнинних річок характерно чергування відносно неглибоких ділянок (*перекатів*) та заглиблень (*плес*). *Перекати* рівнинних річок являють собою піщані обмілини, що перетинають русло під кутом 20-30° і мають асиметричну будову. Узбережні ділянки перекатів називають *прибічниками*, а найбільш заглиблену центральну частину – *коритом перекаату*. Перекати утворюються на відносно вирівняних ділянках русла і відокремлюються один від одними заглибленими ділянками річища – *плесами*. *Плеса*, як правило, розташовуються біля увігнутого в плані берега і з часом можуть змінювати своє положення: матеріал, із якого складається перекат (*алювій*) поступово переміщується вниз за течією, особливо під час повеней та паводків. В межах русла утворюється *русловий алювій*, який на рівнинах представлений переважно пісками, часом з гравієм та галькою.

Однією з найважливіших ознак русел рівнинних та передгірних річок є *меандрування* (звивистість). На порівняно повільних і відносно маловодних річках ширина поясу меандрування менша, а крутизна окремих меандр більша, ніж на великих річках. Меандрування русла, що відбувається у межах заправ, часто призводить до відокремлення закрутів річки від основного русла. В зв'язку із цим на місці колишньої меандри може утворюватись підковоподібне в плані озеро - *стариця*, що сполучається з річкою під час повеней і великих паводків. В таких озерах нагромаджується *старичний*

алювій, представлений переважно глинами, мулом, торфом із прошарками та лінзами піску.

Заплава – це прилегла до русла і вкрита рослинністю частина дна річкової долини, яка під час повені затоплюється водою. Заплави утворюються майже на всіх постійних водотоків і лише окремі ділянки річкових долин не мають виразних заплав (пороги, водоспади, ущелини тощо). Висота заплави поступово зменшується вниз за течією. Геологічну основу заплав складає особливий тип відкладів – **заплавний алювій**. Він представлений на рівнинних річках супісками та суглинками, що перешаровуються з горизонтами викопних ґрунтів, які формуються у безповеневі роки. За геоморфологічними особливостями виділяють кілька **типів заплав**:

- **сегментні** (утворюються при інтенсивному меандруванні русла, характеризуються дугоподібними гривами і міжгривовими зниженнями);

- **паралельно-зривисті** (утворюються здебільшого при широких руслах під час переміщення річищ в напрямку одного із схилів долини, характеризуються наявністю витягнутих вздовж русла паралельних пасем і знижень між ними);

- **обваловані** (поширені на річках похилих передгірних рівнин, відрізняються тим, що русло річки заповнюється крупним алювієм і гіпсометрично лежить вище заплави, яку захищають від затоплення лише прируслові вали).

За особливостями будови розрізняють заплави **аккумулятивні** (із нормальною потужністю алювію) та **цокольні** (порівняно тонкий шар алювію підстиляється корінними породами).

У долинах більшості річок досить чітко простежується два гіпсометричні рівні заплав - **заплава низького рівня**, яка щорічно заливається водою, та **високого рівня**, яка вкривається водою лише під час найвищих повеней (видатних повеней, що мають місце через десятки або й сотні років).

Надзаплавні тераси являють собою вирівняні майданчики різної ширини (від десятків метрів до кількох кілометрів), які ніби східці прибудовані до корінних бортів річкових долин і відділяються одна від одної більш чи менш виразними уступами в рельєфі.

Серед **причин утворення терас** найважливішими є:

- зміна кліматичних умов;
- зміна положення базисів ерозії;
- висхідні тектонічні рухи.

Кількість терас на різних річках різна, що зумовлено особливостями розвитку кожної індивідуальної річки. Так, наприклад, на більшості середніх за розмірами рівнинних рік України (таж р. Стир) кількість надзаплавних терас не перевищує 2-3, на Дніпрі – 6, максимальна кількість терас – на р. Вілюй (Східний Сибір) – 22. Відносний вік тераси визначається за її положенням відносно меженого (найнижчого) рівня води в руслі – чим вище знаходиться тераса, тим пізніше вона утворилась. В зв'язку із цим виділяють **I-у надзаплавну терасу**, **II-у надзаплавну терасу** і т.д.

Основними морфологічними елементами тераси є: **майданчик тераси** (власне поверхня тераси), **уступ** або **укіс** (більш або менш виразне урвище до майданчика прилеглому знизу терасового рівня), **бровку** (місце стику) та **тиловий** (внутрішній) шов. За особливостями будови виділяють три основні типи річкових терас:

- **аккумулятивні** (складені повністю алювіальними відкладами);
- **ерозійні** (майже цілком “вирізані” річкою у корінних породах, лише подекуди перекриті незначним шаром алювію);

- **цокольні** (нижня частина тераси – цоколь – складена корінними породами або давнім алювієм, а зверху перекривається товщею алювіальних відкладів, час формування яких відповідає віку тераси).

Морфологічні та генетичні типи річкових долин. Насамперед основними типами річкових долин є:

- **тіснини** (глибоко врізані долини з майже вертикальними схилами);

- **ущелини** (глибокі долини V- подібної форми з опуклими схилами);
- **каньйони** (відрізняються від ущелин східцевидною формою схилів, зумовленою нерівномірною твердістю порід);
- **долини ящикоподібної (коритовидної) форми** (мають широке дно, де русло займає порівняно невелику частину, саме у подібних долинах формуються заплави, а на схилах - **комплекси надзаплавних терас**).

Однією з важливих особливостей поперечних профілів річкових долин є їх **асиметричність**, тобто різна крутизна (а часто і різний характер будови) лівого і правого схилів долини. Так, наприклад, у північній півкулі переважає так звана "правобережна" асиметрія, коли праві береги річкових долин вищі і крутіші від лівих. Серед причин, що зумовлюють стійку асиметрію долин, виділяють тектонічні, планетарні (прояв сили Коріоліса, пов'язаної з обертанням Землі навколо осі), екзогенні (нерівномірність схилових процесів на бортах долини) тощо.

З геоморфологічних позицій величезне значення мають **планові (площинні) особливості** долинного рельєфу. Сукупність річкових долин, розміщених на певній території, називають **річковою (долинною) мережею**, сукупність водотоків різних розмірів, які утворюють зрештою, єдиний поверхневий водотік, називають **річковою системою**. У кожній річковій системі виділяють **головну ріку**, що впадає у певний водний басейн (море, озеро тощо) та **притоки**. Площа, з якої здійснюється стік води у річку, утворює **водозбір (басейн)** цієї ріки, а відносно підвищені ділянки рельєфу, які розділяють басейни сусідніх річкових систем, називають **вододілами** (найвищі точки вододілів утворюють вододільну лінію). Виділяють наступні типи річкових долин:

- **деревоподібний тип долин** (має найбільше поширення на рівнинах);
- **перистий тип** (притаманний поздовжнім долинам складчастих областей);
- **ортогональний** (розломним зонам складчастих областей та розбитим глибинними розломами ділянкам рівнин (ріки Поділля);
- **паралельний тип** (найчастіше спостерігається на похилих передгірних рівнинах та молодих морських низовинах);
- **радіальний тип** (поширений у міжгірних улоговинах та на окремих активних куполоподібних геологічних структурах).

Надзвичайне поширення і різноманітність геоморфологічного прояву флювіальних процесів призводить до формування **своєрідних типів флювіального рельєфу**, які визначають основні риси сучасної поверхні на окремих (часом досить значних за площею) територіях. Серед них слід відмітити насамперед **долинний** тип рельєфу, який утворюється комплексами річкових долин і має найбільше поширення серед морфоскульптур помірної поясу. На лесових височинах лісостепової й степової зон України домінує **яружно-балковий** тип рельєфу. В умовах поширення щільних глинистих порід та сухого клімату тимчасові водотоки утворюють своєрідний **сиртовий** тип флювіального рельєфу, що являє собою чергування розложистих косогорів та широких знижень між ними (Общий Сирт у Заволжі та ін.). Специфічний тип рельєфу, створений тимчасовими вод стоками у посушливих передгір'ях, який являє собою хаотичні комбінації переплетених яружних систем і ерозійних останців на місці зруйнованих схилів, одержав загальну назву **бедленд** (зіпсовані землі). Особливий **гривистий** тип рельєфу утворюється чергуванням паралельних субширотних річкових долин і порівняно невисоких плоских вододілів. Досить поширений на Землі (у тому числі і в Україні) **куестовий** тип флювіального рельєфу, представлений комплексом паралельних гірських хребтів або пасем, складених моноклінальним заляганням пластів і відпрепарованих глибинною ерозією річок, що утворюють тут глибокі асиметричні долини.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості формування рельєфу в перигляціальної зоні?
2. Оцініть особливості процесу накопичення та будови перигляціального алювію?

3. У чому полягають відмінності складу, будови перигляціального і гумідного алювію?
4. У чому полягають особливості формування річкових терас?
5. У чому полягає суть та еволюція теорії «леси і тераси»?

Теми рефератів, доповідей, повідомлень.

1. Особливості флювіальної діяльності в перигляціальній зоні.
2. Причини та механізм утворення річкових терас.
3. Вплив антропогенних чинників на зміну морфологічних елементів річкових терас.
4. Новітні тенденції у дослідженні теорії «леси і тераси».

Забезпечення практичного заняття

конспект лекцій, рекомендована література з навчальної дисципліни, тести, ПК, ситуації для виконання завдань, завдання для самостійної роботи студента при вивченні програмного матеріалу

Контроль засвоєння знань:

1. Усне опитування (бали)
2. Завдання і запитання для обговорення на занятті (бали).
3. Тести на ПК за матеріалом теми (бали)
4. Результати виконання завдань для самостійної роботи (бали)
5. Підсумкова оцінка засвоєння матеріалу навчального заняття.

Тема 8. Поверхні вирівнювання. Схиліві процеси.

1. Суть поняття «поверхні вирівнювання». Розвиток вчення про поверхні вирівнювання, умови їхнього формування.
2. Класифікації поверхонь вирівнювання.
3. Особливості розвитку схилів, перебігу схилівих процесів в умовах різних морфоструктур та різних кліматичних зон.

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Метою вивчення цієї теми є ознайомлення з основними теоріями формування поверхонь вирівнювання, виділення схилів за різними класифікаційними ознаками, особливості поширення схилоформуючих та схилівих процесів, їх активність та попередження негативних типів проявів.

***Ключові поняття:** поверхні вирівнювання, схили, класифікація схилів, схилоформуючі процеси, схиліві процеси, схилова денудація, обвал, осипи, лавини, зсуви, делювіальні схили, ендегенні схили, екзогенні схили, пенепленізація, педіпленізація, група деляпсивних зсувів, група детрузивних зсувів.*

Рельєф земної поверхні можна розглядати як безперервну комбінацію найрізноманітніших схилів та відносно горизонтальних (субгоризонтальних) ділянок. **Схилами** називають похилі поверхні, на яких визначальну роль у переміщенні речовини відіграє складова сили тяжіння, спрямована по схилу вниз. Це має місце при похилі поверхні більше 2. Загалом схили займають понад 80% поверхні суходолу.

Схили поділяються:

- за **крутизною**: круті (кут похилу поверхні схилу до площини горизонту більше 35), середньої крутизни (15-35), розлогі (5-15) та дуже розлогі (2-5);
- за **довжиною**: довгі (понад 500 м), середньої довжини (50-500 м) та короткі (менше 50 м);
- за **формою** профілю: прямі, опуклі, увігнуті та опукло-увігнуті;

- за *походженням*: ендегенні (тектонічні, магматичні) та екзогенні (денудаційні, акумулятивні).

Розрізняють процеси *схилоформуючі*, які визначають умови первинного утворення схилів, а також *схилові*, завдяки яким відбувається постійне переформування схилів. Активність і різноманітність схилових процесів визначаються співвідношенням складової сили тяжіння та сил зчеплення часточок пухких порід, що вкривають схил, між собою та з підстеляючими корінними (невивітряними) породами. В цілому ці процеси зумовлюють переміщення (а за сприятливих умов і нагромадження) матеріалу, тобто утворення як денудаційних, так і акумулятивних форм рельєфу. Схилова денудація є одним з найважливіших екзогенних факторів формування рельєфу і виступає основним постачальником матеріалу, з якого потім утворюються алювіальні, морські, льодовикові та інші відклади. Згідно сучасних уявлень, основними факторами денудації, особливо у гірських районах, виступають обвальні, осипні, зсувні, делювіальні та лавинні схили.

Обвальні схили. *Обвалом* називають відокремлення великих брил від основної маси ґрунту і наступне їх переміщення вниз по схилу. Утворенню обвалів передують утворення тріщини (частіше - системи тріщин) у монолітному тілі крутосхилу. Морфологічними наслідками обвалів є стінки зриву у верхній частині (на схилах крутизною 30-40°) та ніші (на більш крутих схилах). Значні обвальні маси розпадаються на безліч уламків різних розмірів, які, рухаючись до підніжжя під дією сил гравітації, інтенсивно руйнують схил, утворюючи на ньому виразні заглибини (відомий випадок в Альпах, коли під час обвалу кам'яний "потік" залишив на схилі борозну глибиною 6-10 м при ширині до 10-20 м). Саме подібні заглибини разом із стінками зриву та нішами становлять основу мікро- і нанарельєфу обвальних схилів. Акумулятивна частина обвальних схилів характеризується хаотичним горбистим рельєфом з висотою окремих горбів до 25-30 м.

Поширюючись переважно в горах, обвали часто повністю перекривають дно вузьких ущелин, утворюючи велетенські загати, за якими формуються озера (Сарезьке на Памірі, Іссик у Заїлійському Алатау, Ріца на Кавказі та ін.). В окремих випадках об'єм обвального матеріалу сягає кількох кубокілометрів (один з обвалів у Альпах зніс зі схилу близько 15 км³ ґрунту, покривши уламками площу 49 км²). Проте найбільше поширення у горах мають порівняно невеликі обвали (з розмірами окремих уламків до 1 м³), які називають каменепадами.

Осипи найчастіше пов'язуються з фізичним вивітрянням і особливо поширені на схилах, складених мергелями та глинистими сланцями. Класичними формами рельєфу осипу виступають *осипні схили*, *осипний лоток* та *конус осипу*. Власне осипний схил являє собою відслонення корінної породи, що підлягає фізичному вивітрянню. Продукти вивітряння (щебінь, жорства), переміщуючись униз по схилу, "виорюють" у ньому своєрідні жолоби - *осипні лотки* (глибина 1-2 м, ширина до 5-10 м). Рух уламків на схилі триває до того часу, поки похил поверхні осипу не стане меншим від кута природного укусу. З цього моменту починається акумуляція уламків, формується *конус осипу*. Зливаючись один з одним, осипні конуси утворюють у нижній частині схилу та біля його підніжжя суцільний шлейф грубоуламкового осипного матеріалу, який іменують *колювієм* (від лат. - "нагромадження"). В Україні обвальні-осипні форми рельєфу поширені у найвищих і найбільш розчленованих ерозією частинах Карпат (Горгани, Чорногора, Полонинський хребет) та на південних схилах Головного пасма Кримських гір (підніжжя Ай-Петрі, масив Демерджи, Карадаг).

Лавинні схили утворюються ковзаючими та обвальними масами снігу, особливо характерними для гір з постійним сніговим покривом. Розрізняють три головних типи лавин: *осови* (снігова маса сповзає широким фронтом, не утворюючи єдиного русла, і охоплює поверхневий шар снігу товщиною до 0,3-0,4 м); *лоткові лавини* (рухаються періодично по чітко зафіксованих "русах", часто підготовлених тимчасовими водотоками; мають виразні снігозбірні лійки, сформовані у колишніх карах; *лавинні*

лотки – добре помітні на місцевості коритоподібні зниження, *лавинні конуси виносу* - снігові маси, перемішані з уламками, знесеними лавиною зі схилу) та *стрибаючі лавини*, що являють собою різновид лоткових лавин з різкими зламами поздовжніх профілів лавинного схилу. Масштаби, частота лавин, а відтак і їх геоморфологічна роль, залежать від багатьох факторів: від розмірів снігозбірної площі, довжини і крутизни схилу, стану снігового покриву (сухий чи мокрий сніг), нарешті, від стану погоди в момент формування лавини. В Україні у сучасних умовах лавинні схили формуються в окремих частинах Карпат (Чорногора, Свидовець) та Гірського Криму (Бабуган-Яйла, Демерджи-Яйла).

Зсувні схили відрізняються від описаних вище тим, що при зсуві відбувається переміщення вниз по схилу монолітного блоку порід. Іншою особливістю є гідрогеологічна зумовленість зсувів - найчастіше вони виникають в умовах, коли водопроникні пласти (водоносні горизонти) підстеляються водотривкими породами (частіше за все – глинами), особливо якщо падіння водотривких порід співпадає з напрямком падіння схилу. За таких умов водотривкий горизонт стає своєрідною поверхнею ковзання, по якій і відбувається переміщення мас ґрунту. Зсувами формується особливий комплекс форм рельєфу, головними елементами якого виступають: *зсувний цирк*, обмежений стінкою відриву; *зсувний блок*, обмежений похилою зсувною терасою та крутим укосом у напрямку падіння схилу; часто біля підніжжя схилу формується *напірний зсувний вал*, що являє собою деформовані під тиском зсувної маси корінні породи схилу. Залежно від умов формування і морфологічних особливостей виділяють різні *типи зсувів: детрузивні* (шттовхаючі), що починаються у верхній частині схилу; *деляпсивні* (сповзаючі), які утворюються у нижній частині схилу; *зсуви-спливини* тощо. Зсувні явища в Україні є одним з найпоширеніших (після площинного змиву) видів схилових процесів. Крім гірських районів Карпат і Криму, зсуви поширені на окремих ділянках крутосхилів річкових долин (особливо на правому березі Дніпра від Києва до Черкас, у долинах Ворскли, Псла, Сули, Сіверського Дінця та цілого ряду інших річок).

Делювіальні схили утворюються під дією процесів площинного змиву. Незалежно від типу й особливостей схилів, основним напрямком діяльності схилових процесів є денудація, тобто загальне руйнування схилу. Якщо будь-яка ділянка земної поверхні протягом тривалого часу перебуває у стані тектонічного спокою, то розвиток агентів схилової денудації (при обов'язковій участі і процесів вивітрювання) призводить до виположування межиріч (вододільних просторів) і поступового перетворення розчленованої ділянки земної поверхні на невисоку, слабохвилясту рівнину, яку В. Девіс свого і часу назвав *пенепленом*. Зустрічається й інший тип розвитку схилів та формування денудаційних поверхонь вирівнювання, при якому схили руйнуються не зверху, а відступають паралельно самим до себе, поступово звужуючи, знижуючи і зрештою, вирівнюючи межиріччя. Сформована таким шляхом денудаційна рівнина називається *педіпленом*. Найпростішою формою педіпленизації є утворення похилої (3-4°) рівнини біля підніжжя відступаючого схилу - *педімента*, загальна рівнинність якого часто порушується підняттями *залишкових (останцевих) гір* (збережених при денудації острівних ділянок колишнього схилу).

Утворення *поверхонь вирівнювання (педіментів, педіпленів, пенепленів)* можливе лише за умови *низхідного розвитку рельєфу*, тобто при загальному переважанні екзогенних процесів над ендегенними. В разі переважання ендегенних процесів над екзогенними, тобто при *висхідному розвитку рельєфу*, схили стають більш крутими, а утворені раніше поверхні вирівнювання можуть бути підняті на новий гіпсометричний рівень.

Активність і спрямування схилових процесів залежать від багатьох передумов, серед яких найголовнішими можна вважати: похил первинного схилу, потужність та механічний склад схилових відкладів, режим зволоження. Отже, провідну роль у

формуванні схилів відіграють процеси вивітрювання, характер і режим атмосферних опадів. А оскільки і вивітрювання, і розподіл опадів мають зональний характер, справедливим можна було б вважати і твердження про зональність схилів. В той же час інші фактори, від яких залежить утворення схилів (наприклад, геологічні, гідрогеологічні), є інтразональними, тобто такими, що не знаходять відображення у природній зональності. Не дивлячись на те, що ці фактори проявляються на порівняно обмежених площах (на відслоненнях певних порід", при неглибокому схиловому заляганні підземних водоносних горизонтів тощо), вже сам факт існування інтразональності окремих схилоформуючих факторів не дає права обґрунтовано підтверджувати зональний розподіл схилів.

В зв'язку з цим більш науково виправданим є підхід до оцінки розміщення схилів, запропонований Ю.Симоновим, який поділяє схили на регіональні, тобто такі, що простежуються на значних територіях - регіонах (наприклад, делювіальні), та локальні, що мають обмежене поширення (обвальні, осипні, лавинні тощо).

Визначення віку схилів являє собою чи не найскладнішу задачу геоморфологічного аналізу. Особливо це стосується денудаційних схилів, оскільки вік акумулятивних схилів з тією чи іншою надійністю може бути визначений одним з описаних нами раніше методів. Не вдаючись у деталі проблеми, підкреслимо, що при визначенні віку денудаційних схилів найчастіше користуються методом корелятивних відкладів, тобто співставленням часу розвитку руйнівних процесів на схилі з віком акумулятивних форм, утворених при цьому руйнуванні.

Другим поширеним методом визначення віку денудаційних форм рельєфу (серед них і схилів) є порівняльний метод: вік визначається за співставленням з відкладами та формами рельєфу, час утворення яких відомий. Наприклад, можна стверджувати, що схили річкових долин Західного Полісся утворилися у післядніпровський час, оскільки ці долини врізані у поверхні межиріч, складених відкладами дніпровського льодовика. На ділянках річкових долин, де збереглися терасові комплекси, вік окремих схилів може бути уточнений. Так, якщо в долині збереглася перша надзаплавна тераса пізньочетвертинного (валдайського) віку, то схил, що веде від майданчика тераси до заплави, має більш молодий (пізньоплейстоценово-голоценовий) вік, оскільки рівень заплави формувався вже протягом голоцену.

Незалежно від типу і особливостей схилів, основним напрямком діяльності схилових процесів є денудація, тобто загальне руйнування схилу. Якщо будь-яка ділянка земної поверхні протягом тривалого часу перебуває у стані тектонічного спокою, то розвиток агентів схилової денудації (при обов'язковій участі процесів вивітрювання) призводить до виположування межиріч (вододільних просторів) і поступового перетворення розчленованої ділянки земної поверхні на невисоку, слабохвилясту рівнину, яку В.Девіс свого часу назвав пенепленом. Дійсно, як показали пізніші дослідження, утворення вирівняних поверхонь за рахунок пенепленізації (руйнування зверху) достатньо поширене у природі. Проте не менш часто зустрічається й інший тип розвитку схилів та формування денудаційних поверхонь вирівнювання, при якому схили руйнуються не зверху, а відступають паралельно самим до себе, поступово знижуючи і вирівнюючи межиріччя. Сформована таким шляхом денудаційна рівнина називається педіпленом. Найпростішою формою педіпленізації є утворення похилої (3-4⁰) рівнини біля підніжжя відступаючого схилу – педімента, загальна рівнинність якого часто порушується підняттями залишкових гір.

Процеси пенепленізації та педіпленізації у різних співвідношеннях проявляються у всіх без винятку природних зонах. Проте слід мати на увазі, що утворення поверхонь вирівнювання (педіментів, педіпленів, пенепленів) можливе лише за умови низхідного розвитку рельєфу, тобто при загальній перевазі екзогенних процесів над ендегенними. В разі переважання ендегенних процесів над екзогенними, тобто при висхідному розвитку рельєфу, схили стають більш крутими, а утворені раніше

поверхні вирівнювання можуть бути підняті на новий гіпсометричний рівень (вони простежуються лише фрагментарно, за залишками вирівнених ділянок на реліктових формах рельєфу). Завдяки неодноразовій зміні висхідних та низхідних етапів розвитку рельєфу, особливо помітній у гірських країнах, може утворитися кілька ярусів таких денудаційних рівнів, які у вигляді велетенських сходинок лежать на різних висотах. Саме такі ділянки, що фіксують зміни умов рельєфотворення у часі, називають поверхнями вирівнювання. Не дивлячись на назву, поверхня цих денудаційних рівнів може бути деформована наступними складчастими або розривними тектонічними рухами (наприклад, середньопліоценова поверхня вирівнювання у центральних частинах Великого Кавказу лежить на висотах близько 1000 м, знижуючись на периферії гір до 300 - 400 м). Менш чітко простежуються такі поверхні вирівнювання на тектонічно спокійних платформених територіях, хоч, наприклад, на Бразильській та Африканській платформах виділяється п'ять ярусів подібних денудаційних рівнів.

Схили поєднують днища низовин з поверхнями височин будь-якого генезису. По схилах здійснюється спільна дія процесів схилової денудації і транзиту уламкового матеріалу від вододілів до днищ чи долин іншого проміжного базису денудації. Головним діючим фактором є сила ваги, тому на схилах переважають гравітаційні процеси: обвали, зсуви, осипи, переміщення делювіальних і соліфлюкційних покривів і ін.

По генетичній ознаці схили підрозділяються на ендегенні і екзогенні. **Ендегенні схили** - похилі поверхні, безпосередньо зв'язані з морфологічним становленням силових форм різних порядків. Основні параметри (крутість, висота, простягання й ін.) залежать від типу деформацій і їхнього новітнього розвитку. Ендегенні схили моделюються екзогенними процесами. Ендегенні складні схили характеризуються дуже значною довжиною і великою висотою (у гірських країнах висота - до перших км, довжина - до перших сотень км; на платформах висота може перевершувати 1-2 км).

Екзогенні схили - похилі поверхні, що формуються в результаті безпосереднього впливу екзогенних процесів. Вони не відповідають елементам тектонічних деформацій, але окремі параметри (крутість і ін.) побічно залежать від внутрішньої будівлі і характеру загальних новітніх рухів. Будова полігенних схилів визначається сполученням ендегенних і екзогенних поверхонь. Крутість і її зміна залежать від співвідношення ендегенних (Т) і нівелюючих екзогенних (Д) процесів: $T > D$ - крутість згодом зростає; $T = D$ - динамічну рівновагу, збереження загальної крутості; $T < D$ - вирівнювання схилу.

Форма схилів може бути прямою, опуклою й увігнутою. В.Девіс зіставляв прямий схил зі здиманням і активним розвитком глибинної ерозії, а увігнутий вважав формою, характерною при зниженні швидкості позитивних вертикальних рухів і зменшенні активності ерозійних процесів. Важливою характеристикою схилів є їхня ступінчастість. Вона відбиває спрямований імпульсивний ріст підняття і западин - є загальною для великих регіонів і виділяється як регіональна (на відміну від локальними, обумовленими місцевими причинами). Схили і корелятивні відкладення областей горотворення і платформних рівнин.

По генезису, морфології, внутрішній будові і характеру будови уламкового матеріалу виділяються обвальо-осипні, десерпційно-соліфлюкційні, делювіальні, зсувні, складні полігенні типи схилів. Їхнє утворення обумовлене сполученням орографічних і кліматичних умов, що визначені новітнім ендегенним розвитком рельєфу. На схилах, із крутістю більш 35-37 градусів (кут природного позилу), переважають обвалювання й опадання. При крутості меншій кута природного укосу, але більше 12-15 градусів розвиваються процеси оповзання, що часто сполучаються з делювіальним змивом і масовим рухом уламків, що покривають схил. На положистих (у т.ч. із крутістю 1-20) схилах відбуваються делювіальний змив і масовий рух чохла уламків (дефлюкція, соліфлюкція, курум, "мерзлотний крип" і ін.).

Обвальньо-осипна група схилів включає обвальні, осипні і перехідні полігенні типи. Найбільший розвиток обвальньо-осипна група схилів має в межах ущелистих долин глибоко розчленованого гірського рельєфу. У високих гірських спорудженнях умови формування ускладнюються місцевими кліматичними умовами. При крутості схилів більш 35% частка гірської породи, відділена від корінного схилу без додаткового імпульсу починає рухатися під дією сили ваги. При обсязі блоків, що відокремилися, більш 10 м³, процес називається обвалюванням, при меншому - чи опаданням каменепадом. Загальними причинами обвальних і осипних процесів є порушення цілісності схилу. Відділення брил і дрібних уламків і рух вниз обвальньо-осипних мас можуть відбуватися через раптове чи швидке зростання ваги окраїнних порід.

Обвальні схили, як правило, присвячені до осипним схилів, тому гравітаційні відкладення утворюють полігенну обвальньо-осипную товщу. Підготовка до обвалу охоплює тривалий час і складається, в основному, у формуванні крутого схилу. Сили зчеплення навислого блоку зі схилом стають менше складової сили ваги, спрямованої під кутом до поверхні схилу, і блок обвалюється. Сили зчеплення звичайно бувають ослаблені додатковими зусиллями - безпосередньою причиною обвалу. У верхній частині обвального схилу знаходиться ніша, поверхня якої має форму чи півсфери її частини. Іноді зрив відбувається по площині чи нашарування зони дроблення. Нижче - субгоризонтальна безладно горбиста поверхня, утворена обвальними накопиченнями - акумулятивна частина обвального схилу. До обвалу приводить відсідання схилів. Воно особливо чітко спостерігається по краях платообразних межиріч, нижня частина схилів яких складена породами, здатними до пластичної деформації, а верхня - міцними вертикально тріщинуватими породами. Необхідна глибина вреза долин - більш 150-300 м.

Атмосферні води приводять до вивітрювання порід, що складають схил, і харчують тіло зсуву вологою. Активні екзогенні фактори - процеси, що впливають на схили (ерозія, абразія, суфозія і гідродинамічний тиск, що робиться потоком підземних вод на зсувній масив). Активність екзогенних процесів залежить від новітнього тектонічного розвитку схилу, а в сейсмічних районах - від частоти і бальності землетрусів. Утворенню зсувів сприяє шкідлива діяльність людини.

У верхній частині зсувного схилу розміщується стінка відриву, чи надзсувний уступ - крутий, іноді - вертикальний, нерівний. У корінному схилі паралельно йому розвиваються системи зяючих тріщин розтягання. Ніші відриву мають різну форму. У великих складних зсувах у більшості випадків виділяється дві частини: - верхня - структурна, чи глибова - у її межах частково зберігається первісна будівля порід. У рельєфі брили утворюють системи масивів, розміщених східчасто, поверхня ступіней нахилена до стінки відриву і часто заболочена уздовж контакту окремих брил. Глибова частина розбита на окремі блоки; - нижня - аструктурна, - представляє сильно перем'яті породи з уламками більш стійких різниць. У її рельєфі виділяються бугри обдимання, що чергуються з часто заболоченими западинками. Тіло зсуву лежить на поверхні ковзання (динамічна поверхня).

Підошва зсуву - вихід площини ковзання на поверхню в підніжжя зсувного схилу. Тіло зсуву розбите системою бічних тріщин (результат тертя тіла зсуву при перемещенні). Зовнішня сторона зсувної мови ускладнена системою лобових тріщин (зв'язані з розшаруванням зсувних мас на поверхні). Глибина захоплення порід зсувним процесом на схилі називається рівнем оповзання, що може розташовуватися вище і нижче суміжного базису ерозії. Якщо рівень оповзання лежить вище базису ерозії, то зсуви називаються деляпсивними, чи зсковзують зі схилу; якщо нижче - детрузивними, чи зсувами видавлювання. Виділяється трохи генетичних типів зсувів: консистентні і - зв'язані зі зміну консистентності порід і переходом глинистих відкладень у пластичний і текучий стан при зволоженні; суфозійні - утворюються в результаті розпушення матеріалу при виносі мелкозема; суфозійно-консистентні - утворюються при сполученні обох причин.

Група делювіальних зсувів характеризується грузлим плином, у результаті якого формуються спливи - малі зсувні тіла. Стадії розвитку зсувного схилу: зривши рослинності по вивітреній частині четвертинного покриву; зсув цієї вивітреної частини по ущільненій і всіх четвертинних відкладень по корінним з наступним руйнуванням корінних порід, з багаторазовим зісковзанням зсувних масивів і профілюванням у рельєфі схилу зсувних терас.

У лессовидних товщах, що залягають на скельних породах, при швидкому зволоженні утворюються зсуви-потоки, що виникають у результаті скидання вязкотекучих мас; вони можуть впливати по долинообразним зниженнях і при надходженні в ріки розбавляються і трансформуються в селі.

Група детрузивних зсувів. У процесі переміщення зсувного масиву відбувається деформація порід у підставі зсувного схилу. Рухливість зсуву підсилюється якщо він підмивається рікою. При глибокому захопленні порід процесом оповзання в ріці можуть виникати острова, складені видавленими масами зсуву. Детрузивні зсуви видавлювання можуть формуватися при заляганні хитливих порід під стійкими. На високих гірських схилах складної внутрішньої будівлі зсуви починають переміщатися по слабких зонах схилу, складеного скельними породами. Детрузивні зсуви виникають при наявності в середній і нижній частині схилу водоносних дрібнозернистих пісків-плевунів.

Делювіальні схили і корелятивні їм відкладення середніх широт - це утворення, що виникли в результаті струйчатого чи борознистого змиву часток чи ґрунту з похилих поверхонь дощовими і поталими водами і відкладення продуктів руйнування у виді плащеподібних покривів делювія. У їхньому формуванні найбільш істотне значення мають: 1) кількість і характер опадів, 2) крутість схилу, 3) фізико-механічні й ін. властивості порід, що складають схил, 4) ступінь консервації ґрунту рослинним покривом.

По консистенції схилові утворення можуть бути твердими, пластичними, текучими. На консистенцію впливають форма часток, агрегатний стан води, наявність колоїдів у розчинах і кристалізаційного зв'язку.

Десерпційні схили - це посипані щебенем і дресвою "голі" поверхні. Їхня рухливість залежить від: 1) режеляції - багаторазового танення і замерзання і, як наслідок, порушення первісної будівлі; 2) умов рослинного покриву; 3) тривалості періодів танення і замерзання, що супроводжуються зміною обсягу часток, а також повільним сповзанням - дефлюкцією, чи крипом. Відповідно до геоморфологічними і кліматичних умов виділяються основні типи схилів: обвальні-осипні, зсувні (зсуви-обвали і схили осідання), десерпційно-соліфлюкційні схили і полігенні схили. Складні полігенні схили найбільш типові для гірських споруджень. Їхня морфологія і внутрішня будівля залежить від сполучень геоморфологічної і орокліматичної зональності. У межах верхнього ярусу переважають десерпційно-осипні і соліфлюкційно-осипні аккумулятивні форми, зв'язані з моренами і сніжниками. У верхній частині схилів нижнього ярусу велика роль лінійних форм. У екстрагляціальній зоні переважають обвальні-осипні схили, місцями ускладнені зсувами.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягає сутність вчення про поверхні вирівнювання?
2. Типи схилів за класифікаційними ознаками?
3. У чому полягають особливості схилоформуючих процесів?
4. У чому полягають особливості схилових процесів?
5. Особливості формування обвальних схилів?
6. Опишіть класичні форми рельєфу осипу?
7. Особливості формування лавинних схилів?
8. Особливості формування зсувних схилів?
9. Поширення зсувних явищ в Україні?
10. Особливості формування делювіальних схилів?

11. Особливості процесів пенеппенизації та педіппенизації?
12. Особливості поширення ендегенних схилів?
13. Особливості поширення екзогенних схилів?
14. Оцініть групу деляпсивних зсувів?
15. Оцініть групу детрузивних зсувів?

Теми рефератів, доповідей, повідомлень.

1. Активність і різноманітність схилових процесів.
2. Схилова денудація як один з найважливіших екзогенних факторів формування рельєфу.
3. Опишіть схили за крутизною та довжиною.
4. Опишіть схили за формою профілю.
5. Опишіть схили за походженням.

Забезпечення практичного заняття

конспект лекцій, рекомендована література з навчальної дисципліни, тести, ПК, ситуації для виконання завдань, завдання для самостійної роботи студента при вивченні програмного матеріалу

Контроль засвоєння знань:

1. Усне опитування (бали)
2. Завдання і запитання для обговорення на занятті (бали).
3. Тести на ПК за матеріалом теми (бали)
4. Результати виконання завдань для самостійної роботи (бали)
5. Підсумкова оцінка засвоєння матеріалу навчального заняття.

Тема 9. Геоморфологія в Україні.

1. Особливості перебігу процесу становлення геоморфологічної думки в Україні.
2. Основні результати геоморфологічних досліджень українських науковців.
3. Перспективи розвитку геоморфології в Україні.

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Метою вивчення цієї теми є ознайомлення з процесами зародження, становлення, формування геоморфологічних досліджень в Україні, основні національні школи геоморфологічних досліджень, видатні науковці-геоморфологи, перспективи розвитку геоморфологічних досліджень.

Ключові поняття: геоморфологічна думка в Україні, геоморфологічні дослідження в Україні, національні школи геоморфологічних досліджень, перспективи геоморфологічних досліджень в Україні.

Світові тенденції розвитку геоморфології проявили себе і в Україні. Науковими осередками тривалий час, особливо наприкінці ХІХ – першій половині ХХ ст., були університети. Перші геоморфологічні праці, що стосувалися території України, належать професору кафедри геології **Харківського університету** І. Леваковському (1863, 1869, 1870, 1889), який довів суттєву роль водної ерозії у формуванні багатьох форм рельєфу, виявив асиметрію долин, ще до А.Тілло обґрунтував помилковість поглядів про єдине Карпато-Уральське пасмо, виконав перше геоморфологічне районування країни. Тоді ж (1864, 1867) Н. Борисяк висвітлив особливості рельєфу Ізюмського повіту, зафіксував значне поширення валунів кристалічних порід на Лівобережжі.

Учень І. Леваковського, видатний геоморфолог та палеогеограф О. Гуров досліджував терасовий рельєф Середнього Дніпра, етапи розвитку рельєфу Лівобережної України в неогені. У 20-30-ті роки ХХ ст. традиції Харківської школи геоморфології

продовжили Д. Соболев і М. Дмитрієв. Д. Соболев уклав один з перших узагальнених описів рельєфу всієї України (1929), виявив гляціодислокації та неогенові тераси, зробив структурно-геоморфологічне районування України, а також оригінально інтерпретував відомості про рельєф Європи та склав скульптурно-структурну карту Європи.

М. Дмитрієв уточнив межі зледенінь та дослідив їхній вплив на рельєф України, розробив схему геоморфологічного районування України, зрештою, видав першу монографію про рельєф УСРР (1936), разом із Д. Соболевим та послідовниками дослідив терасовий комплекс рік басейнів Дніпра і Сіверського Дінця.

У другій половині ХХ ст. структурно-геоморфологічний аналіз теж на чільному місці: за його допомогою С. І. Проходський виявив перспективні на нафту і газ ділянки в рівнинній частині України, по-новому відтворив етапність геоморфогенезу у межах Дніпровсько-Донецької западини. З ініціативи С. І. Проходського його учні розпочали дослідження структури флювіального рельєфу та широке впровадження у геоморфологію математичного моделювання. Зараз представника харківської школи геоморфології І. Черваньова вважають одним із засновників структуралізму у вивченні морфології рельєфу та вчення про самоорганізацію геоморфологічних систем.

Поштовх розвитку геоморфологічних досліджень надало створення при **Київському університеті** 1869 р. Товариства дослідників природи, головою якого у 1877-1898 рр. був К. Феофілаков; він вивчав відображення тектоніки в рельєфі на прикладі Канівських дислокацій, походження делювіальних утворень Київської і Полтавської губерній. Учень К. Феофілакова П. Армашевський значну кількість наукових праць присвятив четвертинним відкладам України, він уважав, що валунні відклади у басейні Дніпра є наслідком перебування на цій території льодовика.

Ще один учень К. Феофілакова - П. Тутковський - більшість праць присвятив четвертинній геології України. Світове визнання він здобув завдяки еоловій гіпотезі утворення лесу; дослідженнями похованого рельєфу фундаменту Українського Полісся заклав основи палеогеоморфології. У працях П. Тутковського є початки структурної геоморфології та морфокліматичної концепції.

Праці Б. Лічкова, який працював у Київському університеті в 1913-1927 рр., присвячені геоморфології річкових долин України, теорії зональності рельєфу та її зв'язку з різними видами рухів на Землі, корелятивному аналізу на підставі порівняння розвитку денудаційного рельєфу Українського щита й акумулятивного рельєфу Дніпровсько-Донецької западини, ізостазії як наслідкові материкового зледеніння.

Учення П. Тутковського розвинув В. Крокос. Він уперше розробив детальну стратиграфічну схему лесово-грунтової серії України і на підставі її аналізу запропонував вивчати вік річкових терас. Учнями В. Крокоса були В. Бондарчук, Д. Біленко, Л. Лепікаш, Г. Закревська, П. Заморій, О. Каптаренко, І. Підоплічко та інших.

У Київському університеті 1949 р. створено кафедру геоморфології (зараз – землезнавства та геоморфології). Її перший завідувач – професор П. Заморій – заклав основи морфолітогенетичного аналізу, разом з І. Соколовським започаткував в Україні новий напрям – неотектонічний аналіз. Тектоніка належала до провідних напрямів досліджень В. Бондарчука, який одним з перших розробив метод структурно-геоморфологічного аналізу, обґрунтував принципи геоморфологічного районування, уперше звернув увагу на геоморфологічні ознаки активності локальних структур Придніпровської низовини та їхній зв'язок з нафтогазоносними пастками.

Тоді ж в університеті виконано значний обсяг робіт з геоморфологічного картографування. О. Маринич розробляв загальні та регіональні проблеми геоморфології, уперше виділив різновікові яруси рельєфу платформної частини України. І. Рослий займався одночасно геоморфологічними і палеогеографічними дослідженнями: структурною геоморфологією, геоморфологічним картографуванням та палеогеографією антропогену. Ю. Грубрін розвивав морфоскульптурний напрям досліджень рельєфу України, виділив етапи його розвитку. Він є автором детального геоморфологічного

районування території України. Ю. Кошик – один із засновників палеогеоморфологічного напрямку досліджень, автор та редактор палеогеоморфологічних карт території Українського щита, керівник палеогеоморфологічної лабораторії, разом з В. Тимофєєвим та С. Бортником розвивав новий підхід структурно-геоморфологічного аналізу території України з виділенням так званих кільцевих структур різних таксонів. Е. Палієнко розвинув теоретичні засади інженерної геоморфології. Саме під його керівництвом з 1967 р. на кафедрі проводять інженерно-геоморфологічні дослідження. Уже розроблено їхню методику та виконано інженерно-геоморфологічне картографування, зокрема, Причорномор'я та рівнинного Криму.

З 90-х років ХХ ст. В. Стецюк розробляє еколого-геоморфологічний напрям досліджень, застосовуючи теорію морфокліматичної зональності з практичною метою. До важливих питань, над вирішенням яких сьогодні працюють науковці кафедри землезнавства та геоморфології Київського університету, належать етапи вирівнювання рельєфу, ярусність його будови, морфоструктури та морфоскульптури, зональності екзогенного морфогенезу, палеогеоморфологічний аналіз, розвиток долинних систем, управління землекористуванням, інженерна та екологічна геоморфологія, донний морфолітогенез, морфоструктурний аналіз кільцевих структур, дистанційні методи геоморфологічних досліджень, морфоструктурне моделювання.

Потужним центром геоморфологічної науки вже кілька десятиліть є **відділ геоморфології Інституту географії НАН України**, яким завідує В. Палієнко. Пріоритетними для відділу геоморфології сьогодні є дослідження регіональних морфоструктурних та морфоскульптурних особливостей і закономірностей проблем новітньої та сучасної геодинаміки; просторових закономірностей небезпечних природних та природно-техногенних процесів, у тому числі на урбанізованих територіях тощо.

Геоморфологічні дослідження у **Львівському університеті** розпочали учні відомого географа і геоботаніка А. Ремана, засновника кафедри географії (згодом Інституту): Г. Величко вперше виконав природно-географічний поділ Карпат і вперше використав термін "бескид" для позначення певного типу гір; академік С. Рудницький виявив, що у бескидській частині басейну Дністра є поверхні вирівнювання, а в горганській – нема, з'ясував різний характер формування річкових долин у цих частинах басейну, виділив кілька денудаційно-аккумулятивних поверхонь у Закарпатті на різних гіпсометричних рівнях, дослідив зледеніння на Сянсько-Дністерському межиріччі; Е. Ромер виконав детальний морфологічно-структурний аналіз гірських груп Східних Карпат, розробив генетично-хронологічний підхід для вивчення долини Дністра, висловив оригінальну теорію татранської льодовикової епохи з відмінним від альпійської перебігом зледеніння.

У 1920-1930-х роках рельєф України досліджували у зв'язку із проведенням широкомасштабного геологічного розвідування та картографування ґрунтового покриву. Праці С. Рудницького, Ю. Полянського, П. Тутковського, В. Бондарчука, Р. Виржиківського, М. Дмитрієва (опубліковано першу працю узагальнювального характеру «Рельєф України» в 1936 році, в якій зроблено спробу дослідити геоморфологічне районування), Б. Личкова, Г. Мирчинка, В. Різниченка, Д. Соболева, С. Соболева, В. Чирвінського, В. Крокоса, Б. Мефферта, В. Кубійовича та інших дали змогу створити цілісне уявлення про рельєф України та основні етапи його формування впродовж антропогенного періоду. У той час було створено перші схеми природно-географічного районування, опубліковано низку узагальнювальних праць, зокрема Д. Соболева «Ескіз геоморфології України» (1928), «Атлас України та суміжних країв» (1937) і «Географія українських і сумежних земель» (1938) за редакцією В. Кубійовича, в яких наведено характеристику рельєфу України і процесів його формування. Водночас відбувалося формування геоморфологічних шкіл у Києві, Харкові, Львові, напрями і тенденції геоморфологічних досліджень яких збереглися й понині.

У 20-30-ті роки активно працювали учні Е. Ромера. С. Павловський вирішував проблеми генезису карпатських річкових долин, А. Ціргофер – питання палеогеоморфології Поділля, Ю. Чижевський – генезис долини Дністра і регіоналізацію Передкарпаття, В. Тейсейр – проблеми вершинної поверхні Карпат, А. Маліцький – гіпсового карсту Покуття, С. Кульчицький і А. Ян – проблеми генезису і віку рельєфу північного краю Поділля та ін. Подією для географії і геоморфології того часу стала праця Ю. Полянського "Подільські етюди, тераси, леей і морфологія Галицького Поділля над Дністром" (1929). У 1945 р. створено географічний факультет Львівського університету, а 1950 р. – кафедру геоморфології (з 2000 р. – геоморфології і палеогеографії). Ініціатором відкриття кафедри був П. Цись. Його найважливіші наукові здобутки такі: перша детальна геоморфологічна регіоналізація західних областей України та Українських Карпат; аналіз неотектоніки західних областей України та Українських Карпат, її вплив на формування рельєфу; визначення головних етапів розвитку рельєфу Українських Карпат з акцентуванням на розвиток долинних систем і денудаційних та денудаційно-аккумулятивних поверхонь вирівнювання; перший морфоструктурний аналіз Українських Карпат з чітким обґрунтуванням виділення морфоструктур першого порядку. К. Геренчук виконав фундаментальне дослідження зв'язку тектоніки та річкової мережі Східноєвропейської рівнини (1960), чим заклав підвалини структурної геоморфології. Експедиційні роботи у 1965-1970 рр. в Українських Карпатах, якими керували професори П. Цись та К. Геренчук, привели до формування нового напрямку досліджень – динамічної геоморфології.

У цей період започатковано також стаціонарні та експериментальні дослідження сучасних схилових процесів на Передкарпатті, Опіллі, у Вулканічних Карпатах. Зі створенням лабораторії інженерно-геоморфологічних досліджень утвердилася школа інженерної геоморфології.

У 90-х роках сформувалася нова школа – екологічної геоморфології – під керівництвом професора І. Ковальчука. Тоді ж відновлено започатковану П. Цисем школу регіональної геоморфології. В серії "Рельєф України" опубліковано монографії Я. Кравчука "Геоморфологія Передкарпаття" (1999), "Геоморфологія Скибових Карпат" (2005) і Р. Сливки "Геоморфологія Вододільно-Верховинських Карпат" (2002).

Провідні наукові напрями теперішніх геоморфологічних досліджень кафедри такі: регіональний аналіз; інженерна геоморфологія; динаміка сучасних рельєфотвірних процесів; історико-географічні дослідження.

З геоморфологією в **Одеському університеті** початку ХХ ст. пов'язані імена В. Ласкарьова і В. Крокоса. В. Ласкарьов працював на кафедрі геології у 1892-1920 рр., досліджував Волинську, Подільську, Бессарабську губернії, зокрема, уклав 17-й лист геологічної карти Росії і 730-сторінкову пояснювальну записку до нього (1914). У цій та інших працях є фактичний матеріал і теоретичні узагальнення щодо ярусності лесів, походження і будови річкових долин регіону. У 1912-1926 рр. В. Крокос в Одесі почав розробляти методику вивчення лесів; результати досліджень стали основою "Матеріалів до характеристики четвертинних відкладів східної і південної України" (1927).

Представниками одеської геоморфологічної школи останніх десятиліть є Н. Ізмайлова, Ю. Амброс, Г. Швєбс, Є. Єлісеєва, Ю. Шуйський, Т. Федорченко та ін. Галузі спеціалізації одеситів – вивчення рельєфотвірних процесів на узбережжі Чорного моря та наслідків антропогенного втручання в їхній перебіг, а також типів берегів і механізмів їхнього утворення, підводного рельєфу.

У зв'язку з вирішенням численних господарських завдань проводилося дослідження природи України загалом та її рельєфу зокрема. Особлива увага приділялася вивченню річкових долин та історії розвитку рельєфу, що було дуже важливим для гідроенергетичного будівництва (Ф. Саваренський, Д. Назаренко, А. Ромоданова). Водночас активно дискутується питання походження канівських дислокацій (В. Різниченко, В. Бондарчук та ін.).

У 1940-х роках наукову діяльність у **Чернівецькому університеті** почав К. Геренчук. Згодом учені цього закладу зосередили увагу на геоморфологічній будові річкових систем Передкарпаття (М. Кожуріна), карстових процесах (Б. Іванов). Геоморфологія карсту – одна з галузей спеціалізації **Таврійського університету** (О. Мамін, В. Дублянський, Б. Вахрушев).

Геоморфологічні дослідження проводять також у Тернопільському та Вінницькому педагогічних університетах, Волинському, Дніпропетровському, Луганському, Прикарпатському, Сумському, Ужгородському та інших університетах. Новий підхід щодо вивчення ендегенних процесів дістав назву «морфоструктурний аналіз», а одним з основних його методів був аналіз деформацій різновікових поверхонь вирівнювання, які є конкретним відображенням у рельєфі геоморфологічних рівнів.

У той період проводили численні регіональні роботи в різних галузях геоморфології:

- дослідження у царині загальної, кліматичної й генетичної геоморфології - В. Бондарчук, С. Рудницький, П. Тутковський;
- палеографічні роботи - М. Веклич;
- палеогеоморфологічні роботи - В. Галицький, Ю. Кошик;
- геоморфологічне картографування - А. Спиридонов і Н. Башеніна;
- вивчення ролі тектонічного чинника у формуванні рельєфу - В. Бондарчук, К. Геренчук, П. Цись, І. Гофштейн, І. Соколовський, М. Волков;
- розробка проблем динамічної геоморфології - С. Воскресенський, Г. Ананьєв;
- неотектонічні дослідження - В. Палієнко.

Формуванню певних знань про рельєф України й виробленню передових наукових концепцій сприяли роботи географів і геологів Київського, Львівського, Одеського та Харківського університетів, ґрунтознавчі експедиції В. Докучаєва, десятиверстова геологічна зйомка та експедиції для проведення осушування боліт. Пріоритетними на той час були дослідження льодовикового, долинно-ерозійного, еолового рельєфу, а також вивчення впливу геологічної будови на формування рельєфу.

Останнім часом геоморфологи України особливу увагу приділяють теоретичним проблемам розвитку рельєфу, зокрема:

- проблемам морфологічної структури та саморозвитку рельєфу (школа І. Черваньова),
- геоморфодинаміки (В. Дублянський, О. Ключік, І. Ковальчук, А. Оліферов, Ю. Шуйський, Г. Рудько),
- моделювання рельєфоутворювальних процесів (Є. Єлісєєва),
- екологічної та антропогенної геоморфології, урбогеоморфології тощо.

Упродовж усього періоду становлення української геоморфології особливе місце посідали прикладні геоморфологічні дослідження:

- пошуки родовищ нафти й газу (П. Заморій, М. Веклич, М. Волков, В. Палієнко, І. Соколовський, І. Черваньов та ін.)
- вирішенням інженерно-геоморфологічних (Я. Кравчук, Р. Купраш, В. Палієнко, Ю. Швидкий, Е. Палієнко, Г. Рудько, І. Ковальчук та ін.)
- еколого-геоморфологічних завдань (О. Адаменко, І. Ковальчук, Г. Рудько, В. Стецюк та ін.).

Перспективними напрямками української геоморфології є:

- вдосконалення знань щодо рельєфу як однієї з основних складових ландшафту з властивими йому морфологічними, віковими, генетичними й динамічними особливостями, що визначають розподіл речовини та енергії у географічній оболонці;
- вивчення сучасних геоморфологічних процесів;
- пошук родовищ корисних копалин;
- вирішення інженерних, екологічних, природоохоронних та освітніх завдань.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості становлення геоморфологічної думки в Україні?
2. Праці з геоморфології вчених Харківського університету?
3. Діяльність Товариства дослідників природи при Київському університеті?
4. Геоморфологічні дослідження у Львівському університеті?
5. Діяльність відділу геоморфології Інституту географії НАН України?
6. Геоморфологічні дослідження в Одеському університеті?
7. Геоморфологічні дослідження в Чернівецькому університеті?
8. Геоморфологічні дослідження в Таврійському університеті?
9. Дослідження теоретичних проблем розвитку рельєфу України різними регіональними школами дослідження?
10. Оцініть перспективні напрямки української геоморфології?

Теми рефератів, доповідей, повідомлень.

1. Наукові дослідження з геоморфології вчених Харківського університету.
2. Основні напрямки діяльності Товариства дослідників природи при Київському університеті.
3. Наукові дослідження з геоморфології вчених Львівського університету.
4. Наукові дослідження з геоморфології вчених Чернівецького університету.
5. Наукові дослідження з геоморфології вчених Одеського університету.

Забезпечення практичного заняття

конспект лекцій, рекомендована література з навчальної дисципліни, тести, ПК, ситуації для виконання завдань, завдання для самостійної роботи студента при вивченні програмного матеріалу

Контроль засвоєння знань:

1. Усне опитування (бали)
2. Завдання і запитання для обговорення на занятті (бали).
3. Тести на ПК за матеріалом теми (бали)
4. Результати виконання завдань для самостійної роботи (бали)
5. Підсумкова оцінка засвоєння матеріалу навчального заняття.

Тема 10. Регіональна палеогеографія як наукова і навчальна дисципліна.

1. Палеогеографічна етапність: глобальний і регіональний аспект.
2. Палеогеографічні етапи фанерозою України.
3. Розвиток палеогеографічних досліджень в Україні.
4. Особливості природи пізнього докембрію України.

Рекомендована література: 1,8, 10-11

Метою вивчення цієї теми є ознайомлення з етапністю палеогеографічних досліджень на глобальному та регіональному рівнях, оцінка методів та напрямів палеогеографічних досліджень, характеристика етапності фанерозою України та опис природи пізнього докембрію.

Ключові поняття: палеогеографія, палеогеографічні карти, палеогеографічні схеми, палеогеографічні реконструкції, методи палеогеографії, напрями палеогеографії, палеогеографічні дослідження в Україні, фанерозой, природа пізнього докембрію України.

Палеогеографія - це наука про фізико-географічні умови, що існували на Землі в геологічному минулому. Досліджує давню географічну оболонку, її розвиток, історію в цілому і окремих її частин у взаємодії: давню земну кору, рельєф, ґрунти і кори

вивітрювання, гідросферу та атмосферу, флору і фауну, географічні закономірності їх розповсюдження та існування.

Палеогеографія - частина історичної геології, що дає матеріал для пізнання історії розвитку земної кори і Землі загалом. Одночасно палеогеографія є частиною загальнофізичної географії, що вивчає фізико-географічні умови минулого для розуміння сучасної природи Землі.

Палеогеографія є цілісною, самостійною наукою і одночасно комплексом наукових напрямків, при цьому частина палеогеографічних галузей розвивається у складі інших наук (геології, біології, екології). Серед основних галузевих напрямків виділяються: палеогеоморфологія, палеопедологія, палеогідрологія, палеокліматологія, палеобіогеографія, палеоландшафтознавство, палеоекологія і палеоекогеографія. Методи палеогеографії базуються на детальному вивченні гірських порід (їх складу, структури, текстури, характеру залягання), а також на вивченні макро- і мікроскопічних органічних залишків.

Палеогеографія як наука зародилася у надрах геології в другій половині XIX столітті, проте перші загальні дані палеогеографічного характеру з'явилися ще в кінці XVIII ст. (Р. Мурчисон, П. С. Паллас, О. О. Борисяк, М. Барбот-де-Марні та інші). Стимулом її розвитку стало створення геохронологічної шкали фанерозою, що дала можливість просторово зіставляти одновікові палеогеографічні документи - осадові утворення, форми рельєфу, рештки організмів, різні дані про палеоклімати та інше. Сучасний етап (перша половина XX ст. - наш час) характеризується спеціальними дослідженнями давньої природи, такий підхід сформувався ще в 30-40-і роки, особливо після другої світової війни, що знайшло прояв у розвитку досліджень четвертинного періоду. На Міжнародних конгресах INQUA обговорювалось багато питань плейстоценової природи Землі та природи в цілому. Новий імпульс в розвитку отримала четвертинна палеогеографія. Даний час відзначається новою якістю дослідження доплейстоценової природи в зв'язку з необхідністю: подальшої розробки проблем палеогеографії в зв'язку з вивченням корисних копалин, приурочених до осадових порід; використання даних про давню природу для пояснення розвитку сучасних фізико-географічних умов; використання палеогеографічних розробок для вирішення прикладних і практичних завдань (у інженерній, меліоративній геології, інженерно-геологічних прогнозах та іншому).

В основу палеогеографії покладено складання різного роду палеогеографічних карт. Перші палеогеографічні карти, що з'явилися в 60-х рр. XIX ст., зображували розподіл древніх морських басейнів на місці сучасних материків. Такі карти юрського періоду (світова та Європейської Росії) Ж. Марку (1860), крейдового періоду Північної Америки Дж. Дана (1863), серія палеогеографічних карт Європейської Росії для ряду послідовних геологічних періодів Г.А. Траугшольдом (1877), А.П. Карпінського (1880), А.А. Іноземців (1884).

Світові палеогеографічні карти окремих періодів та епох публікувалися на рубежі 19-20 ст. і на початку 20 ст. французькими геологами А. Лаппараном і Е. Огом, австрійським геологом М. Неймайром, російським ученим І.Д. Лукашевичем; на цих картах робилася спроба відновити розподіл суші і моря не тільки на материках, а й у межах сучасних океанів на основі екстраполяції даних по обрамляє суші. Е. Ог надав палеогеографічних картах палеотектонічний зміст, показуючи на них, крім суші та моря, також геосинклінальні й платформні області. Німецький геофізик А. Вегенер в 1912, поклавши початок мобілізма в геології, зобразив на серії карт передбачуваний процес розпаду гіпотетичного суперконтиненту Пангеї і освіти Атлантичного й Індійського океанів.

На початку XX ст. від узагальнених палеогеографічних схем для окремих періодів та епох почали переходити до більш детальним картками невеликих регіонів, який складається для геології століть або ще більш вузьких інтервалів часу (карти Н. І.

Андрусова для неогенових басейнів Чорноморсько-Каспійської області, А. П. Павлова для раннемелового басейнів Європейської Росії, А. Д. Архангельського для пізнього крейди Поволжя і Туркестану). У 1910 Ч. Шухертом була вперше опублікована велика серія палеогеографічних карт Північної Америки, неодноразово перевидана за більш новим матеріалом. Читання курсу палеогеографії у вузах (Мюнхенський університет, Е. Даке, 1912) і публікації перших керівництва по палеогеографії (С. Даску е, 1915; Th. Arltdt, 1919, 19 22) затвердили положення палеогеографії як самостійної науки.

З 30-х рр. ХХ ст. палеогеографічні реконструкції стають необхідною передумовою пошуків корисних копалин (нафти і газу, вугілля, солей, бокситів, фосфоритів, алмазів і ін.) Удосконалюється одна з основ палеогеографії - вчення про фації (У. Твенхофел, Д. В. Налівкін).

Різноманітність методів дозволяє виділити кілька напрямів палеогеографії, що вивчають різні сторони фізико-географічних умов геологічного минулого.

Палеоекологічний напрям - аналіз складу та ін особливостей осадових порід і ув'язнених у них органічних залишків з метою з'ясування способу життя та середовища перебування тварин і рослинних організмів геологічного минулого; частин басейнів, їх зв'язки з сусідніми морями; по організмам-індикаторах судять про кліматичні умови, ступеня солоності та ін особливості басейнів.

Палеобіогеографічний напрям виявляє зоогеографічні та флористичні провінції і області для окремих періодів та епох геологічного минулого (серія світових карт французьких вчених А. і Ж. терми). Палеобіогеографіческие, літолого-геохімічні і палеотемпературной дані використовуються для палеокліматичних реконструкцій. Наприклад, світові карти Л.Б. Рухіна (1959), Н.М. Страхова (1960) і М. Шварцбаха (1961) виявили суттєві відмінності давньої кліматичної зональності від сучасної. Палеоклімати Землі становлять предмет палеокліматології.

Теригенно-мінералогічний напрям, використовуючи складу акцесорних мінералів важкої і легкої (кварц, польові шпати) фракцій для кореляції осадових товщ, дає можливість визначати області зносу, шляхи перенесення і області накопичення уламкових опадів певного складу та походження.

Геохімічне напрям займається визначенням солоності та фізико-хімічного режиму древніх басейнів, еволюції їх складу, а також складу атмосфери в часі, ґрунтуючись на вивченні аутигенних мінералів, концентрацій і співвідношень характерних елементів (Сl, F, В, Vг, Са, Mg, Sr) ступеня окислення заліза FeO (Fe2O3) у глинистих і карбонатних породах. У 60-70-і рр.. все більшого значення набуває методика визначення різних властивостей давніх водойм за допомогою точних фізико-хімічних методів.

Вивчення динаміки древніх водойм - виявлення течій, встановлення характеру середовища накопичення опадів (русло річки, море та інше) - становить предмет **динамічної палеогеографії**, що використовує особливості текстури осадових порід - орієнтування косою шаруватості, знаки брижів і т.п. **Палеотектонічний напрям**, заснований на аналізі розподілу фацій, потужностей, формацій древніх відкладень.

У спеціальну гілку палеогеографії відокремилася **палеовулканологія**, яка займається палеогеографічної реконструкцією вулканічних областей, де нормальний хід накопичення опадів епізодично переривається лавовими потоками, випаданням мас вулканічного попелу і ін вулканічних викидів. У палеовулканології застосовуються структурно-фаціальні і формаційний аналізи і сучасні методи фізичних і хімічних досліджень.

Вивчення стародавнього рельєфу - **палеогеоморфологія**. Релікти рельєфу у відкритому чи похороненому вигляді, а також при похованні і відкопування частково руйнуються і різною мірою перетворюються під впливом ендегенних та екзогенних процесів. З появою в 50-х рр. палеомагнітного методу визначення древніх широт і початком вивчення знакозмінних лінійних магнітних аномалій океанів відродилися ідеї мобілізма і знову набули поширення палеогеографічні реконструкції,

засновані на гіпотезах існування в кінці докембрію єдиної континентальної маси Пангеї, а в палеозої суперконтиненту Гондвани.

Даний час відзначається новою якістю дослідження доплейстоценової природи в зв'язку з необхідністю:

- 1) подальшої розробки проблем палеогеографії в зв'язку з вивченням корисних копалин, приурочених до осадових порід;
- 2) використання даних про давню природу для пояснення розвитку сучасних фізико-географічних умов;
- 3) використання палеогеографічних розробок для вирішення прикладних і практичних завдань (у інженерній, меліоративній геології, інженерно-геологічних прогнозах та іншому).

Методи відновлення умов накопичення опадів (фаціального аналізу): біофаціальний аналіз, літолого-фаціального аналізу, морські фації, континентальні фації, перехідна група фацій, діагностичні ознаки копалин фацій. Відомо, якими методами встановлюють вік порід, щоб скласти потім уявлення про послідовність формування стратиграфічних горизонтів або товщ. У свою чергу, товщі осадових порід можуть формуватися на значній площі, при цьому можна бачити, як в межах одновікових товщ або навіть горизонтів відбувається зміна різних параметрів - це зміна складу порід, як по простяганню товщі, так і від її підшви до покрівлі, можуть коливатися значення потужності товщі в розрізі. Вперше такому явищу дав пояснення швейцарський вчений А. Гресслі. Він ввів поняття фація (з франц. - вид, особа, вигляд), який означає Ділянка будь-якого шару одновікових порід, що відрізняється від сусідніх по петрографічним складом та викопних залишках.

Палеогеографічні дослідження в Україні активно проводяться у відділі палеогеографії Інституту географії НАН України, Інституті геологічних наук НАН України, на кафедрах географічних і геологічних факультетів Київського, Львівського, Дніпропетровського університетів, в Івано-Франківському інституті нафти і газу, поодинокі дослідження здійснюють в інших установах. Останнім часом значно активізувалася співпраця палеогеографів, археологів, істориків, що відображено в наукових публікаціях. В Україні існує палеогеографічна школа, представниками якої є П.К.Заморій, О.М.Маринич, М.Ф.Веклич, Н.О.Сіренко, І.М.Рослий, П.Ф.Гожик, О.М.Адаменко, Ж.М.Матвіїшина, Н.П.Герасименко, А.Б.Богуцький та інші. Великою групою вчених, представників багатьох галузей знань у 1993 році було розроблено Регіональну схему палеогеографічної етапності четвертинного періоду України на основі всіх наявних матеріалів, що були відомі на той час.

Фанерозой – сучасний геологічний еон, що починається з моменту, коли на Землі поширилися тваринні форми життя. Охоплює крайні 570 мільйонів років історії розвитку Землі, протягом яких існують кістякові організми, їхні залишки дозволили зробити детальне стратиграфічне підрозділення осадових товщ. Фанерозой включає палеозойську, мезозойську й кайнозойську ери. Це також фанерозойська еонотема, тобто сукупність верст гірських порід, що поєднує відповідні ератеми. Еон та еонотема виділені в 1930 р. американським геологом Джеймсом Чедвіком, який розділив всю геологічну історію Землі на криптозой і фанерозой.

Принципова різниця фанерозойського еону від попередньої криптозойської еонотеми полягає в різкій та зростаючій диференціації ендегенних та екзогенних геологічних процесів, результати яких проявились у блоковій будові літосфери та русі літосферних плит, у збільшенні платформних структур та формуванні океанів і континентів, у появі скелетних тварин, поширенні рослин на суші, у загальному прогресивному розвитку біосфери, який зумовлює зміну складу атмосфери, утворення різноманітних органогенних порід та біогенних корисних копалин.

За результатами петрогеохімічного зіставлення рідкіснометалевих гранітів протерозойської тектоно-магматичної активізації з рідко металевими гранітами пізніших

часових інтервалів (фанеро- й мезозойського) науковцями Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України (Шеремет Є.М., Седова Е.В.) досліджено про їхню тотожність. Але між ними є відмінності у металогенічній спеціалізації. Для древніх рідкіснометалевих гранітів із рідкісноземельною спеціалізацією вони обумовлені залученням у процес субдукційного магмоутворення океанічних пелагічних осадків багатих на рідкісноземельні елементи. Рідкіснометалеві граніти фаєкро- та мезозойської тектоно-магматичної активзації з рідкіснометалевою мінералізацією (олово-молібден-вольфрамовою) утворилися у процесі рифтогенного розтягування за рахунок підтікання мантійних флюїдів із більш глибоких горизонтів мантії.

Докембрій. Епоха докембрію продовжувалась з моменту утворення Землі до появи перших багатоклітинних організмів приблизно 570 млн. років тому. Вік найдавніших з відомих гірських порід складає 3,9 млрд. років, причому навіть вони перетерпіли за мільярди років настільки великі трансформації, що мало про що можуть розповісти науковцям. Близько 2,5 млрд. років тому вся земна суша була об'єднана в один величезний над материк, що згодом розколовся на декілька материків.

До кінця епохи докембрію материки знову злилися, утворивши новий над материк. Усі ці пертурбації на суші і на морі супроводжувалися грандіозними кліматичними змінами. Протягом докембрію світ пережив принаймі три льодовикових періоди. Найбільш древній почався близько 2,3 млрд. років тому. Саме грандіозне зледеніння за всю історію нашої планети відбулося між 1 млрд. і 600 млн. років тому.

Рання атмосфера Землі не містила кисню. Вона складалася в основному з газів метану й аміаку, меншої кількості сірководню, водяної пари, азоту і водню, а також окису і двоокису вуглецю. Однак з виникненням життя на Землі картина змінилася. Метан та інші гази, що утримувалися в первісній атмосфері Землі, розчинялися у воді морів, озер і калюж, утворюючи складний хімічний «бульйон». Лабораторні дослідження показали, що під впливом розряду блискавки в такому «бульйоні» починають відбуватися хімічні реакції й утворюються більш складні хімічні сполуки, дуже подібні з тими, що зустрічаються в живих клітинах. В остаточному підсумку деякі з органічних сполук придбали здатність до само відтворення, тобто почали створювати копії самих себе. У тім же «бульйоні» утримувалися і жирові кульки. Коли вітер сильно перемішував «бульйон», деякі складні з'єднання могли попадати всередину цих жирових кульок, залишатися там «узаперті». Згодом ці гібридні структури еволюціонували в живі клітини, оточені жировою оболонкою.

Усі живі істоти містять визначений набір особливих хімічних сполук. Клітина в основному складається з протеїнів або із синтезованих ними речовин. Усі протеїни, що зустрічаються в живій матерії, утворюються нитками особливих хімічних речовин – амінокислот. Клітини містять також іншу хімічну речовину – АТФ, використовуване для нагромадження енергії. Програма створення нових клітин – і навіть нових тварин або спеціального хімічного коду, що утримується в довгій молекулі під назвою ДНК. Кожен різновид живих організмів володіє своїм особливим типом ДНК. Усі ці речовини – протеїни, АТФ і ДНК – містять вуглець, тобто є органічними сполуками.

Гази, що утворювали ранню атмосферу Землі, поступово розчинялися у Світовому океані, і в ньому виник свого роду «теплий суп» з хімічних сполук. Оскільки в атмосфері не було кисню, у ній був відсутній озоновий шар (озон є різновидом кисню), що міг би захистити земну поверхню від шкідливого ультрафіолетового сонячного випромінювання.

У 20-ті рр. ХХ ст. російський вчений Олександр Опарін і англійський вчений Джон Холдейн висунули гіпотезу, відповідно до якої багато мільйонів років це випромінювання, разом з розрядами блискавок, створювало в хімічному «бульйоні» все більш і більш складні хімічні сполуки, поки нарешті не виникла одна органічна сполука – ДНК, здатна відтворювати саме себе. У 50-ті рр. ХХ ст. американський хімік Стенлі Міллер вирішив перевірити цю гіпотезу. Він змішав метан і аміак над поверхнею теплої води і пропустив

через них електричний струм, створивши щось на зразок блискавки. Міллер повторив цей експеримент багаторазово, змінюючи склад газової суміші і температурний режим. У декількох випадках він знайшов, що усього через 24 години приблизно половина вуглецю, що утримувалась в метані, перетворилася в органічні сполуки типу амінокислот. При достатньому часі і відповідному складі газової суміші точно так само могли утворюватися і більш складні хімічні сполуки, можливо, навіть ті з них, що входять до складу ДНК.

Перші живі клітини. Хімічний «бульйон» у первісному океані ставав все густішим, і в ньому формувалися все нові і нові з'єднання. Деякі з них утворювали на поверхні води тонкі суцільні плівки – на зразок плівки з нафти, що розлилася на море. Вода перемішувалася, наприклад під час шторму, і плівка розривалася на окремі сферичні утворення, схожі на нафтові кульки. В середині яких виявлялися окремі хімічні сполуки, що починали походити на дійсні живі клітини. Як тільки молекули ДНК утворювалися в «бульйоні» і опинялися разом з іншими речовинами всередині такої оболонки, поклато початок життя на Землі. Перші клітини багато в чому нагадували сучасні бактерії. Необхідну енергію вони виробляли, розщеплюючи неорганічні з'єднання. Клітини могли витягати вуглець з метану, а також з окису і двоокису вуглецю, розчинених у воді. Із сірководню й інших з'єднань, що його містили, вони витягали водень. Усі ці елементи клітини використовували для відтворення нової живої матерії. Подібні бактерії в наш час зустрічаються навколо гарячих мінеральних джерел і діючих вулканів.

Наступний важливий етап в еволюційному процесі – приборкування сонячної енергії живою матерією. Це поклато початок фотосинтезові, в ході якого рослини синтезують живильні речовини за допомогою енергії сонячного світла. Нові фото синтезатори жили в основному в мінеральних джерелах і теплих прибережних водах морів, де було достатньо мілко для того, щоб до них доходило сонячне світло, і в той же час досить глибоко, щоб охороняти їх від згубного впливу ультрафіолетового випромінювання. Деякі з клітин продовжували виділяти водень із сірководню, їхні нащадки і донині зустрічаються поруч гарячих мінеральних джерел.

Одні із самих ранніх фото синтезуючих організмів, що дійшли до нас у викопному виді, - строматоліти. Їх утворили примітивні організми, схожі на найпростіших ціанобактерій, яких іноді називають синьо-зеленими водоростями. Скам'янілі строматоліти зустрічаються по всьому світі. У багатьох місцях вони утворюють величезні рифи. Найдавніші викопні строматоліти були виявлені в Західній Австралії, у гірських породах віком 2,8 млрд. років. Живі строматоліти живуть на Землі й у наші дні. Вони відають перевагу тепловому мілководдю, проте нинішній ареал обмежений лише тими місцями, де мало тварин, що ними харчуються.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості палеогеографії як науки?
2. Глобальний аспект палеогеографічної етапності?
3. Регіональний аспект палеогеографічної етапності?
4. Особливості складання різного роду палеогеографічних карт?
5. Опишіть основні методи палеогеографії?
6. У чому полягають особливості фаціального аналізу?
7. Охарактеризуйте основні напрями палеогеографії?
8. Палеогеографічні дослідження в Україні?
9. Палеогеографічні етапи фанерозою України?
10. Природа пізнього докембрію України?

Теми рефератів, доповідей, повідомлень.

1. Дослідіть основні галузеві напрями палеогеографії.
2. Опишіть основні методи палеогеографічних досліджень.
3. Характеристика методів фаціального аналізу.

4. Етапність зародження палеогеографії як науки в Україні.
5. Роль палеогеографічних карт в дослідженні території.
6. Нова якість дослідження палеогеографічних процесів на сучасному етапі.
7. Особливості формування природних умов в Україні в пізньому докембрію.

Забезпечення практичного заняття

конспект лекцій, рекомендована література з навчальної дисципліни, тести, ПК, ситуації для виконання завдань, завдання для самостійної роботи студента при вивченні програмного матеріалу

Контроль засвоєння знань:

1. Усне опитування (бали)
2. Завдання і запитання для обговорення на занятті (бали).
3. Тести на ПК за матеріалом теми (бали)
4. Результати виконання завдань для самостійної роботи (бали)
5. Підсумкова оцінка засвоєння матеріалу навчального заняття.

Тема 11. Палеогеографічні регіони фанерозою України.

1. Палеогеографічні країни, провінції, області та підобласті.
2. Палеогеографія України у ранньому палеозої.
3. Головні етапи і події каледонської ери.
4. Природа України в герцинську палеогеографічну еру.

Рекомендована література: 1,8, 10-11

Метою вивчення цієї теми є ознайомлення з Міжнародною хроностратиграфічною шкалою та схемою етапності фанерозою за М.В.Векличем, оцінити прояви раннього палеозою в рельєфі України, охарактеризувати каледонську та герцинську еру в їх проявах на території України.

Ключові поняття: Міжнародна хроностратиграфічна шкала, фанерозою України, ранній палеозой, каледонська ера, герцинська ера.

Палеозой – це перша ера фанерозойської історії Землі тривалістю близько 300 млн. рр. (542-242 млн. рр. тому). Назву вперше запропонував англійський геолог А. Седжвік. Згідно Міжнародної хроностратиграфічної шкали, розділяється на шість періодів: кембрійський, ордовицький, силурійський, девонський, кам'яновугільний та пермський. Перші три періоди об'єднуються назвою «ранній палеозой», а три останні – «пізній палеозой». Характеризується інтенсивними тектонічними рухами (каледонська складчастість в середині та герцинська в кінці) в активних областях та відносно стабільною обстановкою в межах великих платформ.

Таблиця 1.

Підрозділи палеозою згідно ICS (Міжнародної стратиграфічної комісії)

Ера	Період	Вік (початок-кінець), млн. років
Палеозойська	Пермський	298,9 – 251,9
	Кам'яновугільний	358,9 – 298,9
	Девонський	419,2 – 358,9
	Силурійський	443,8 – 419,2
	Ордовицький	485,4 – 443,8
	Кембрійський	541,0 – 485,4

Впродовж палеозою відбувався бурхливий розвиток органічного світу – від примітивних морських хребетних до гігантських амфібій та наземних плазунів, від водоростей до хвощеподібних каламітів та деревовидних плаунових, які були матеріалом для утворення численних родовищ кам'яного вугілля. Розпочалась палеозойська ера з кембрійського вибуху таксономічного розповсюдження організмів, а закінчилась катастрофою – великим пермським вимиранням. Освоєння суші (спочатку рослинами) розпочалося від другої половини ордовіцького періоду, коли вміст кисню в атмосфері досягнув 10% сучасного.

На південній та південно-західній території сучасної України впродовж палеозойської ери утворюються глибокі тектонічні прогини. Каледонська складчастість у кінці раннього палеозою проявилася лише на обмеженій ділянці Українських Карпат. В результаті (девон-перм) виникли гірські системи на місці сучасних Карпат, Кримських гір та Добруджі. В межах платформної частини відбулося формування Доно-Дніпровського прогину, а також численних розломів фундаменту докембрійської платформи та палеозойського фундаменту Скіфської плити. Від початку палеозойської ери морські умови були на південно-західній частині України (Волино-Подільська монокліналь), де накопичувались теригенні і карбонатні відклади.

Починаючи з девону осадконагромадження відбувалося також у межах Доно-Дніпровського рифтогену. Значна частина території України впродовж палеозойської ери була суходолом.

Схема етапності фанерозою, запропонована М.В.Векличем, за принципами побудови дещо відрізняється від міжнародної геохронологічної шкали. У схемі фанерозою виділено такі етапи розвитку природи: палеоеон, палеоера, палеоперіод, палеоепоха, тобто чотири найвищі їх таксони. Палеовік умовно прирівняний до геохронологічного віку (середня його тривалість у фанерозої 4,5 млн. років).

Каледонська складчастість формувалась впродовж 490-390 млн. рр. тому (кембрій, ордовік, силур, початок девону). У каледонську складчастість виділяють різні за віком фази, назви яких пов'язані з місцями її прояву: ранньокаледонську салаїрську (сардську) – середній кембрій; таконську – рубіж ордовіку і силуру; арденську – пізній силур; пізньокаледонську (арійську) – рубіж силуру і девону. Складчастість була зумовлена процесами сходження континентів (террейнів) Лаврентії, Балтії і Авалонії та закриття океану Япетус. Внаслідок утворився суперконтинент Лавразія. У Західній Європі до каледонідів належать складчастості споруди Британських островів та Скандинавії, у Західній півкулі – області Гренландії та Північних Аппалачів, у Західній Азії – Алтає-Саянський регіон, західна частина Центрального Казахстану та Північний Тянь-Шань.

Герцинська складчастість – це складчастість кінця палеозою, одна з найактивніших в історії Землі деформації земної кори. Складкоутворення розпочалося в кінці девону – на початку карбону, досягло максимуму в середині – кінці карбону і закінчилося до середини тріасу. В результаті прояву герцинської складчастості виникли складчасті споруди (герциніди) Кембрійських гір, Судетів, Уралу, Тянь-Шаню, Алтаю, Аппалачів та інших. На території України герцинська складчастість зумовила утворення гірських систем – герцинід на місці сучасних Карпат, Добруджі та Криму. В межах Східноєвропейської платформи утворився авлакоген Дніпровсько-Донецької западини і Донецька складчаста споруда. Лише остання збереглася на поверхні. Герциніди Криму і Карпат на початку мезозою зазнали інтенсивного опускання, були деформовані кімерійською (мезозойською) складчастістю і знаходяться в основі сучасних складчастих споруд. З інтрузивними процесами герцинської складчастості пов'язане утворення родовищ платини, титано-магнетитів, цинку, міді, олова, золота, срібла, урану та інших в межах Європи, Азії та Австралії. З передовими і між гірськими прогинами герцинід пов'язані кам'яновугільні басейни: Донецький, Печорський, Кузнецький, Рурський, а також басейни кам'яної і калійної солей.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. Підрозділи палеозою згідно Міжнародної хроностратиграфічної шкали ?
2. Схема етапності фанерозою, запропонована М.В. Векличем?
3. Особливості палеогеографії України у ранньому палеозої ?
4. Особливості головних етапів і подій каледонської ери ?
5. Особливості природи України в герцинську палеогеографічну еру ?

Теми рефератів, доповідей, повідомлень.

1. Особливості формувань палеогеографічних країн, провінцій, областей та підобластей.
2. Оцініть підрозділи палеозою згідно ICS (Міжнародної стратиграфічної комісії).
3. Схема етапності фанерозою за М.В.Векличем.
4. Розвиток органічного світу впродовж палеозою.
5. Оцінка територій тектонічних прогинів впродовж палеозою в Україні.
6. Характеристика проявів каледонської ери на території України.
7. Характеристика проявів герцинської палеогеографічної ери на території України.

Забезпечення практичного заняття

конспект лекцій, рекомендована література з навчальної дисципліни, тести, ПК, ситуації для виконання завдань, завдання для самостійної роботи студента при вивченні програмного матеріалу

Контроль засвоєння знань:

1. Усне опитування (бали)
2. Завдання і запитання для обговорення на занятті (бали).
3. Тести на ПК за матеріалом теми (бали)
4. Результати виконання завдань для самостійної роботи (бали)
5. Підсумкова оцінка засвоєння матеріалу навчального заняття.

Тема 12. Природа України в альпійську палеогеографічну еру. Донеогенові етапи.

1. Часові рамки та періодизація альпійської палеогеографічної ери.
2. Загальна характеристика ери.
3. Палеогеновий період в Карпатському регіоні України.

Рекомендована література: 1,8, 10-11

Метою вивчення цієї теми є ознайомлення з наймолодшою тектоно-магматичною епохою горотворення Альпійською складчастістю, проявами горотвірних процесів, фазами альпійського орогенезу, поясами Альпійської складчастості, проявами процесів вулканізму та поширенням родовищ корисних копалин, оцінити палеогеновий період формування Карпат.

Ключові поняття: альпійська складчастість, тектоніко-магматична епоха горотворення, горотвірні процеси, пояси Альпійської складчастості, процеси вулканізму, палеогеновий період Карпат.

Альпійська складчастість або **Альпійське горотворення** чи **орогенез** (англ. *alpine folding*; нім. *alpine Orogenese, alpine Faltung*) - складчастість земної кори, наймолодша за геологічним віком деформація земної кори, яка проявилася в кінці мезозойської і в основному сформувалась протягом кайнозойської ери. Деформації альпійського орогенезу вплинули також на деякі структури більш ранніх етапів формування (докембрійського, палеозойського та мезозойського).

Альпійська складчастість – наймолодша тектоно-магматична епоха горотворення, яка розпочалася в кінці тріасу, досягла апогею в пізньому кайнозої і триває нині. Інша назва – орогенез. Горотвірні процеси відбувалися переважно в середземноморському і тихоокеанському геосинклінальних поясах з певною періодичністю. Розрізняють такі фази альпійського орогенезу: *давньокіммерійська* (кінець тріасу – початок юри), *новокіммерійська* (кінець юри), *австрійська* (рання крейда), *ларамійська* (пізня крейда), *піренейська* (кінець еоцену – початок олігоцену), *штірійська* (середина міоцену), *раданська* (середина пліоцену), *валахська* (плейстоцен). Унаслідок деформації земної кори, магматичної і вулканічної діяльності на терені середземноморської геосинклінали виникли гірські системи Камчатки, Курильських, Японських, Філіппінських о-вів та Індонезії. Тоді ж утворилися велетенські гори Північної Америки – Кордильєри (7000 км), а в Південній Америці – Анди (9000 км). Горотвірні процеси в альпійській орогенній зоні тривають і в наш час, про що свідчать вулканічна діяльність та часті землетруси. Альпійська складчастість мала великий вплив на виникнення сухопутних зв'язків між континентами, регресію морів, зміну клімату, розповсюдження представників рослин і тварин. світу.

Термін походить від назви гір Альп Середньої Європи, де вперше був досліджений характер складчастості цього часу. Пізніше було виявлено багато складок у різних частинах земної кулі, які сформувалися одночасно з Альпами. Всі ці складки земної кори дістали назву Альпійської складчастої системи.

Деякі науковці вважають, що процес Альпійської складчастості ще не закінчився і до наших днів. Про це свідчать діючі вулкани, висока сейсмічність і порушення молодих осадових порід у районах проявів Альпійської складчастості.

Виділяються два пояси Альпійської складчастості:

- **Середземноморський** включає Кордильєра-Бетіка, Береговий Атлас, Апенніни, Альпи, Карпати, Балкани, Кримські гори, Кавказ, Тавр, Памір, Гімалаї, гори М'янми і Малаїї та багато дрібніших гірських утворень, які розташовані поміж зазначеними горами і поблизу від них.
- **Тихоокеанський** включає Кордильєри Північної Америки, Анди Південної, гори Сандвічевих островів, Нової Зеландії, Нової Гвінеї, Малайського архіпелагу, Філіппінських, Японських і Курильських островів, Камчатки, Чукотки, Алеутських островів та Верхоянські гори Східного Сибіру. Встановлено, що не всі гори Альпійської системи формувалися одночасно. Так, наприклад, гори східного узбережжя Азії виникли ще в крейдовий період мезозойської ери, а Кавказ, Альпи і Карпати формувалися переважно в неогеновий період кайнозойської ери.

Завершився орогенез виникненням молодих гірських утворень - альпід. Один з районів типового прояву - Альпи. Крім них, до альпійської складчастості належать:

- в Європі - Піренеї, Андалуські гори, Апенніни, Карпати, Дінарські Альпи, Балкани;
- на півночі Африки - гори Атлас;
- в Азії - Кавказ, Понтійські гори і Тавр, Туркмено-Хорасанські гори, Ельбурс і Загрос, Сулейманові гори, Гімалаї, складчасті ланцюги М'янми, Індонезії, Камчатки, Японських і Філіппінських островів;
- в Північній Америці - складчасті хребти Тихоокеанського узбережжя Аляски і Каліфорнії;
- в Південній Америці - Анди;
- архіпелаги, що обрамовують Австралію.

При формуванні гір альпійської складчастості інтенсивно проявлялись процеси вулканізму. Внаслідок цього серед гір Альпійської складчастості дуже поширені магматичні породи. З ними пов'язані численні родовища різних корисних копалин, особливо металевих. Зі складчастістю пов'язаний розвиток різноманітних плутоногенних і вулканогенних гідротермальних родовищ руд міді, цинку, свинцю, золота, вольфраму, олова, молібдену і особливо сурми та ртуті.

Ще до утворення карпатської геосинклінали на місці *сучасної гірської споруди Карпат* і їх передгір'я в палеозойську еру існувало пасмо гір, що з'єднувало Свентокшитські та Судетські гори з Добруджею. Це древнє пасмо називають Пракарпатами. Внаслідок руху земної кори Пракарпати були зруйновані, і на початку мезозойської ери на їх місці виникла майже рівнинна територія, близька до платформи.

Значне накопичення осадових товщ у межах карпатської геосинклінали тісно пов'язане з діяльністю морських басейнів Тетіс, який протягом тривалого часу розділяв два давні материки – Гондвану на півдні, і Лавразію – на півночі. Лише в кінці мезозойської ери океан відступив, і на його місці почали виникати гори, рівнини і морські западини. Вважається, що басейн Середземного моря і глибоководдя Чорного і Каспійського морів є його залишками. Решта територій протягом мезозойської і кайнозойської ер були охоплені формуванням гірського ланцюга, до складу якого входять Апеніни, Піренеї, Альпи, Карпати, Балкани, Крим, Кавказ, Памір та інші. Цей грандіозний гірський ланцюг, витягнутий в широтному напрямку, складає альпійський складчастий пояс. В його межах Карпати займають одне з центральних положень.

Процес формування гірської споруди Карпат проходив поступово. Інтенсивний прогин земної кори в межах карпатської геосинклінали супроводжувався активним накопиченням в її межах осадових товщ. Формування їх проходило за рахунок руйнування гірських споруд південно-західної частини Російської платформи, Келецько-Сандомирського кряжу, Судет, Пракарпат, Добруджі, Мармароського масиву.

Протягом кайнозойської ери сучасна територія Карпат перебувала під водоймами палеогенового моря. За поширенням і будовою осадових порід можна встановити географічні особливості басейну, його контури і морфологію морського дна. У вапнякових товщах зустрічається велика кількість решток морських організмів – коралів, морських лілій, різних черепашок і т.д. Вони відклалися на дні теплих, відкритих і неглибоких басейнів. Саме такі умови були на початку формування палеогенового моря. У пісковиках, поряд з викопною морською фауною трапляються рослинні рештки, які свідчать про близькість суші та про прибережний характер піскових відкладів.

Розпочавшись в кінці мезозойської ери, висхідні рухи альпійського горотворення розвивалися і в час кайнозойської ери. У кінці палеогенового періоду стали формуватися осьові частини майбутніх гірських систем Альп, Карпат, Кавказу. В той період над морем почали виступати окремі острівки, а згодом і цілі острови. Найбільшими з них були сучасні Чивчинські гори і Рахівський кристалічний масив. На північ і північний захід від цього масиву серед водних просторів все виразніше виступали контури Карпатських гір. Вони весь час піддавались ерозії, однак горотворні процеси були активнішими. Тому в кінці палеогенового періоду на місці геосинклінали вже чітко сформувались два гірських пасма, які відповідають теперішнім Зовнішнім Карпатам.

Зовнішні Карпати були в той час з двох боків оточені морем. Вісь гірського пасма проходила в межах сучасних Бескидів, Горганів і Буковинських Карпат. На північних схід від Зовнішніх Карпат, на території Передкарпаття, далі вирував морський басейн. На його дні відклалися потужні осадові товщі внаслідок розмиву південно-західного крила Руської платформи та підвищеного гірського пасма Зовнішніх Карпат.

Внутрішні Карпати були представлені П'єнінськими та Мармароськими стрімчаками. На південний захід від них пройшов Закарпатський внутрішній прогин з Вигорлат-Гутинською вулканічною грядою. Ще південніше, в районі Берегівського низькогір'я проліг Припанонський глибинний роз'єм, що відділяє Карпати від Угорської міжгірської улоговини. Між Внутрішніми і Зовнішніми Карпатами в кінці палеогенового періоду існував морський басейн. Він був останнім у межах Карпатських гір. За час його існування тут накопичилися значні товщі піщаних відкладів.

По-різному проявляються інші покрити. Магурський витягнувся вузькою смугою у верхів'ях басейну річки Ужа, субсілезький проходить ще вужчою смугою в межиріччі Верхнього Дністра і Стрия, в околицях села Розлуч і південніше міста Турки. Тут –

низькогірна центральна частина Карпатських гір, переважають куполовидні вершини та пологі схили, придатні для сільськогосподарського використання. Цю частину гір називають **Верховиною**.

На південь від Сілезького покриву розміщений Дуклянський – високогірна полонинська частина Карпатських гір. Своєрідні покриви простежуються у південно-західній частині Українських Карпат. Вони представлені Рахівським, Поркулецьким, Черногірським покривами (насувами). Тут найвищі в Українських Карпатах гори – Говерла, Петрос, Піп Іван та інші.

У процесі горотворення Перед карпатський крайовий прогин, а згодом і Закарпатський внутрішній заповнюються осадовими товщами. Гірські ріки руйнували слабостійкі відклади і безперервно переносили в улоговини гальку, пісок, мул. Море у межах прогинів поступово міліло, а згодом і зовсім відступило. У замкнених улоговинах відбувалося інтенсивне випаровування вологи, що призвело до випадання солей. На Прикарпатті їх видобували два калійні комбінати: Стебницький і Калуський.

Тривалий процес формування Карпатських гір супроводжувався все новими проявами вулканізму, який тривав аж до початку четвертинного періоду (близько 1,5-2 млн. років тому). Сліди недавньої вулканічної діяльності можна ще й зараз спостерігати в районі Виноградова, Вишкова, Тячева, де долина Тиси перетинає Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет. В центрі міста Хуст підноситься конус погаслого вулкану. На його вершині у першій половині 14 століття був побудований замок. Конуси погаслих вулканів є і в околицях Ужгорода, Мукачєвого, Берегова. Біля Вишкова найкраще збереглися вулканічні кратери.

Ланцюг так званих похованих вулканів оголюється в районі сіл Доброни, Дрисіни і Шаланок. Вулканічні породи в цьому ланцюзі представлені переважно андезитами. Виходи їх відомі в районі сіл Дрисіни і Шаланок. Уздовж південної околиці Закарпатського внутрішнього прогину відзначаються потужні товщі ліпаритів. На поверхні вони оголюються на великій площі в Берегівському районі. Ці вулканічні виверження почалися в палеогені і закінчилися в кінці міоцену (близько 15 мільйонів років тому). Тому значна їх частина перекрита осадовими породами пліоцену. Про недавню вулканічну діяльність Вигорлат-Гутинської вулканічної гряди свідчать мінеральні, а в горах Калиман-Харгита – в тому числі і гарячі джерела. Про активні процеси в верхній мантії Землі під Карпатами свідчать землетруси.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. Основні характеристики Альпійської складчастості ?
2. Горотвірні процеси Альпійської складчастості ?
3. Основні фази Альпійського орогенезу?
4. Охарактеризуйте Середземноморський пояс Альпійської складчастості ?
5. Охарактеризуйте Тихоокеанський пояс Альпійської складчастості ?
6. Прояв процесів вулканізму в Альпійській складчастості ?
7. Опишіть палеогеновий період утворення Карпат ?

Теми рефератів, доповідей, повідомлень.

1. Дослідіть основні фази альпійського орогенезу.
2. Процес Альпійської складчастості з давніх часів і до сьогодні.
3. Проаналізуйте основні пояси Альпійської складчастості.
4. Інтенсивні прояви процесу вулканізму в альпійську еру та поширення основних родових корисних копалин.
5. Процес формування гірської споруди Карпат.

Забезпечення практичного заняття

конспект лекцій, рекомендована література з навчальної дисципліни, тести, ПК, ситуації для виконання завдань, завдання для самостійної роботи студента при вивченні програмного матеріалу

Контроль засвоєння знань:

1. Усне опитування (бали)
2. Завдання і запитання для обговорення на занятті (бали).
3. Тести на ПК за матеріалом теми (бали)
4. Результати виконання завдань для самостійної роботи (бали)
5. Підсумкова оцінка засвоєння матеріалу навчального заняття

Тема 13. Палеогеографія України у міоцені та пліоцені.

1. Природа України у міоцені.
2. Палеогеографія України у пліоценовий час.
3. Загальна характеристика пліоцену України.

Рекомендована література: 1,8, 10-11

Метою вивчення цієї теми є ознайомлення з епохою міоцену та її впливу на природні умови України, причини активізації тектонічних процесів у міоцені, оцінкою палеогеографічних особливостей України в пліоценовий час.

Ключові поняття: епоха міоцену, активне горотворення, тектонічні процеси, клімат неогенового періоду, неогенові відклади, епоха пліоцену, глибокі ерозійні депресії.

Міоцен – це рання епоха неогенового періоду, почалася 23,03 мільйонів років тому і закінчилася 5,333 мільйонів років тому. Епоха характерна активним горотворенням. Відклади, що утворилися, становлять міоценовий відділ. В Україні вони поширені в Передкарпатті, Закарпатті, на Волино-Подільській плиті, Причорноморській западині та в Криму. Міоцену дав це ім'я Чарльз Лаєлл. Ця назва означає «менш новий, старіший», тому що в цей час існувало лише 18% сучасних морських безхребетних. Міоцен настав після теплішого олігоцену, за міоценом іде холодніший пліоцен.

Міоцен – це перша епоха періоду неоген. Як самостійний стратиграфічний підрозділ неоген був виділений австрійським геологом Моріцем Гьорнесом у 1856 році. Неогенова система не має загальноприйнятих ярусів, тільки в Європі існують три самостійні стратиграфічні шкали неогену. Одна з них встановлена для Середземноморської провінції і користується найбільшим визначенням, а решта дві – для внутрішньоконтинентальної Європи, тобто для центральної і східної частин Паратетису.

Впродовж міоценової епохи відбувалася активізація тектонічних процесів. За даними мобілістських палеогеографічних реконструкцій у ранньому міоцені Аравія з'єдналася з Азією, океан Тетис розділився на західну (Середземне море) та східну частину, що належала до Індійського океану. У пізньому міоцені Північна Африка і Європа з'єдналися в районі Гібралтару; розпочалося розкриття Чорного моря. Впродовж міоценової епохи активно формуються рифтогенні системи (Східноафриканська, Байкальська, Рейнська, Ферганська, Джунгарська). В межах України формуються гірські споруди Карпат і Криму, своєрідні залишкові басейни Центрального (Передкарпаття і Закарпаття) та Східного Паратетису (південна та південно-західна терени України). Максимум морської трансгресії припав на сарматський час, коли в Галіційській затоці Паратетису були поширені рифові споруди. Товтри - це лінійно витягнуті скелясті горбисті вапнякові пасма в межах Львівської, Тернопільської, Хмельницької та Вінницької областей, а також Північної Молдови висотою від 10-20 м до 100-150 м і навіть до 400 м. Складені перекристалізованими детритусовими та оолітовими вапняками. Їх утворення пов'язують з бар'єрними рифами над глибинними розломами, вздовж яких проходила

берегова лінія тортонського та сарматського морів неогену. Виділяють три пасма Товтр: Подільські, Прут-Дністровські та Мурафські. Подільські Товтри (Медобори) простягаються від с.Підкаменя Львівської області до м.Камянця-Подільського. Прут-Дністровські Товтри є продовженням Подільських і розміщені на межиріччі Пруту і Дністра (25 км і далі – в межах Молдови). Мурафські Товтри простягаються у Вінницькій області на 140 км від верхів'я р.Рів до гирла р.Камянки (басейн Дністра), а далі на території Молдови аж до м. Кишиневу.

Неоген загалом характеризується низьким рівнем Світового океану, завершенням утворення сучасних гірських масивів, досить суворим кліматом з чіткою зональністю та кількома зледеніннями в північній та південній півкулях. У неогені тривала альпійська складчастість, значні площі земної поверхні звільнилися від моря. Інтенсивне гороутворення супроводжувалось активним вулканізмом, безперервною зміною конфігурації морських басейнів. Від Тетису виокремлюється Паратетис, який розділяється на Східний і Західний. У межах України у неогеновому періоді Карпатська складчаста система та Волино-Подільська монокліналь належали до Західного Паратетису, а решта території України – до Східного Паратетису. У західних та південних частинах Східного Паратетису існували морські та солонувато водні басейни епіконтинентального типу. У північній частині Східного Паратетису (Дніпровсько-Донецька западина, частини Українського щита та Донецької складчастої споруди) впродовж неогенового періоду існували континентальні, озерно-болотні та річкові умови осадконакопичення. Клімат неогенового періоду був помірно теплий і помірно вологий. В кінці неогену внаслідок глобального підняття континентів спостерігається похолодання, яке зумовило гірські зледеніння, а також значні зміни в розвитку наземних ландшафтів, флори і фауни на початку кватеру. Були поширені хвойні і тропічні ліси. Неогенові відклади поширені під покривом четвертинних на всіх континентах і на дні океанів.

Неогенова система була одним з найбільш геократичних етапів у розвитку Землі, особливо його друга половина – пліоцен. Пліоценова епоха – це верхній підрозділ неогенового періоду (5,3 – 2,6 млн. рр. тому). За Міжнародною геохронологічною шкалою до складу пліоценової епохи входять занклійський і п'яченцький віки. В межах Східного Паратетису (Південна Україна) у пліоценовій епосі виділяються кімерійський (дакійський) та акчагильський (куяльницький) віки.

Впродовж пліоценової епохи відбулося похолодання, границі кліматичних зон пересувалися до екватора, але циклічно (тривалістю 100-300 тис. рр.) проявлялися потепління. Значний вплив на атмосферну циркуляцію та термічний режим мали інтенсивні неотектонічні рухи; виникли «відроджені» гори. Поверхня материків набуває відчутної диференціації. У тропічному поясі в аридних умовах переважала ксерофільна трав'яниста рослинність. У вологих тропіках була поширена типова тропічна рослинність, що близька до сучасної. Для субтропічного поясу були характерні як райони достатньої зволоженості (Західна Європа, Японія, Нова Зеландія та інші), так і пустельні й напівпустельні ландшафти (Середня Азія, Австралія, Південна Америка). Умови помірного клімату існували на території Південної Канади, Північної Європи, Забайкалля, Північного Казахстану. Тут росли хвойно-широколисті ліси. Помірно-холодний клімат у кінці пліоценової епохи був властивий значним просторам півночі Північної Америки і Євразії. Темп похолодання зріс у кінці періоду, коли льодовиковий щит Антарктиди значно розширився. Льодом вкривається Ісландія та острови Канадського архіпелагу, формується льодовиковий щит Гренландії, виникає Лаврентійський льодовик Північної Америки. Льодовики вкрили Скандинавію, з'явилися перші морські льоди в Арктиці. На території України з початку пліоценової епохи відбувається зміна сценарію неотектонічного розвитку. Середньорічні температури на півдні України та в Молдові становили 13-18 С. Саме з цього часу розпочинається вивільнення з-під рівня моря значних територій, розвиток потужних річкових систем. Впродовж кімерійського (дакійського) часу в межах Керченського півострова та Східного Приазов'я в депресіях

неотектонічної природи зберігається залишковий понтичний басейн, де за сприятливих теплих кліматичних умов формуються поклади керченських залізних руд. У межах Причорномор'я подекуди формуються глибокі ерозійні депресії (зони Одеського, Очаківського та ін. розломів), в яких пізніше накопичуються піщано-глинисті відклади. До кінця пліоцену сформувалися основні елементи сучасного рельєфу і гідромережі, завершилися утворення численних гірських систем – Альп, Карпат, Балкан, Апеннін, Криму, Кавказу, Гімалаїв, Кордильєр тощо.

З неогеновими відкладами пов'язані численні родовища корисних копалин. З осадових найважливіші родовища нафти і газу в прогинах Близького і Середнього Сходу, Каліфорнії, Аляски, Японії, Прикарпатському, Азово-Кубанському, Терсько-Каспійському.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. Охарактеризуйте неогенову систему?
2. Оцініть епоху міоцену?
3. Активізація тектонічних процесів у епоху міоцену?
4. Формування рифтогенної системи в епоху міоцену?
5. Глобальне підняття континентів у кінці неогену та вплив на клімат?
6. Прояви пліоценової епохи на території України?

Теми рефератів, доповідей, повідомлень.

1. Міоцен як рання епоха неогенового періоду та прояви на території України.
2. Активізація тектонічних процесів у міоцені.
3. Карпатська складчаста система у неогеновому періоді.
4. Волино-Подільська монокліналь у неогеновому періоді.
5. Умови осадконакопичення у північній частині Східного Паратетису.
6. Пліоценова епоха та прояви похолодання.

Забезпечення практичного заняття

конспект лекцій, рекомендована література з навчальної дисципліни, тести, ПК, ситуації для виконання завдань, завдання для самостійної роботи студента при вивченні програмного матеріалу

Контроль засвоєння знань:

1. Усне опитування (бали)
2. Завдання і запитання для обговорення на занятті (бали).
3. Тести на ПК за матеріалом теми (бали)
4. Результати виконання завдань для самостійної роботи (бали)
5. Підсумкова оцінка засвоєння матеріалу навчального заняття

Тема 14. Палеогеографія України у плейстоцені та голоцені.

1. Загальні риси та вивченість плейстоцену України.
2. Палеогеографія України у пізньольодовиковий-голоценовий час.
3. Історія Чорноморського басейну у пізньольодовиковий-голоценовий час.

Рекомендована література: 1,8, 10-11

Метою вивчення цієї теми є ознайомлення з проявами четвертинного періоду на території України, характеристика плейстоценової епохи та її впливом на природу України, глобальною зміною клімату, оцінка голоценової епохи та палеогеографічних особливостей території України.

Ключові поняття: *четвертинний період, ландшафтно-кліматична зональність, четвертинне зледеніння, плейстоценова епоха, тектонічні рухи різної інтенсивності, голоценова епоха.*

Четвертинний період – це останній період геологічної історії Землі, який настав після неогенового періоду і триває близько 2,58 млн. рр. Розділяється на плейстоцен і голоцен. У складі плейстоцену виділяють гелазський, калабрійський, чибанський і верхній віки. У межах голоцену виділяють гренландський, нортгріппський і мегхалейський віки. Назва «четвертинний період» пов'язана з колишнім поділом історії Землі на первинний період (утворення Землі), вторинний (поява перших організмів), третинний (час існування ссавців) і четвертинний (час існування людини). Характеризується незначною тривалістю, значною тектонічною активністю (геократичністю), появою людини. Найхарактернішою ознакою даного періоду є досить різкі зміни клімату, пов'язані з похолоданнями та періодичним розвитком материкових та гірських зледенінь. На континентах під час покривного зледеніння виникали перигляційні зони, в яких формувалися леси та лесоподібні відклади. За часів міжльодовиків'я відновлювалася близька до сучасної ландшафтно-кліматична зональність; водночас підвищувався рівень океану.

На рубежі плейстоцену і голоцену (близько 11,7 тис. рр. тому) відбулась глобальна зміна клімату в бік потепління. Кліматичні зміни впродовж четвертинного періоду впливали на видовий склад тваринного та рослинного світу, котрий спочатку мало відрізнявся від пліоценового. Найбільші зміни відбулись у складі фауни ссавців під час середньо четвертинного зледеніння, коли з'явився мамонт, шерстистий носоріг та інші представники полярних тварин. Склад морської фауни та флори змінювався мало і був обумовлений періодичними міграціями у зв'язку з екологічними умовами існування.

На території України впродовж четвертинного періоду відбувалися тектонічні рухи різної інтенсивності. Майже вся територія, за винятком берегової смуги в Причорномор'ї, зазнала підняття. В результаті швидкого піднімання окремих ділянок земної кори (Придніпров'я, Донецька височина, Кримські гори й Карпати) виник дуже розчленований рельєф із численними річковими терасами. Під час максимального дніпровського зледеніння льодовик просунувся по долині Дніпра до широти сучасного м. Кам'янське (колишній Дніпродзержинськ). Перигляційна зона досягала півніжжя Кримських гір. Максимальне зниження рівня океану (-120 м) припадає на останнє валдайське зледеніння. В цей час шельф Чорного моря являв собою прибережну низовинну рівнину. Однією з найважливіших подій четвертинного періоду була поява людини. Саме тому за пропозицією видатного геолога О.П.Павлова (1922) четвертинний період часто називають «антропогеновим періодом».

Таблиця 1.

Підрозділи четвертинного періоду, згідно ICS

Період	Епоха	Вік	Час, млн. рр. тому
Четвертинний	Голоценова	Мегхалейський	0,0042-0
		Нортгріппський	0,0082-0,0042
		Гренландський	0,0117-0,0082
	Плейстоценова	Верхній	0,129-0,0117
		Чибанський	0,774-0,129
		Калабрійський	1,80-0,781
		Гелазський	2,58-1,80

Плейстоценова епоха – це основний підрозділ четвертинного періоду. Розпочалася близько 2,6 млн. рр. тому (кінець пліоценової епохи) і закінчилася близько 11,7 тис. рр. тому (початок голоценової епохи). Даній епосі властиві геократичні характеристики, зумовлені альпійською складчастістю. Протягом плейстоценової епохи продовжують здійснюватися гірські споруди Альпійсько-Гімалайського поясу, відбувається

занурення окремих регіонів (південна частина Каспію, Чорне, Егейське, Мармурове моря, Мексиканська затока та інші). Тектонічні рухи супроводжуються періодичними проявами вулканічних процесів і високої сейсмічності. На платформах епізодично проявляється епіплатформний орогенез (наприклад, Канівські дислокації), здебільшого поширені висхідні тектонічні рухи. Неодноразово відбувалися евстатичні (переважно гляціоевстатичні) зміни рівня океану (до 100 м). У ранньому плейстоцені завдяки евстатичним коливанням з'єднувалися Європа і Північна Америка (через Ісландію), Азія з Аляскою, Європа з Африкою та Малою Азією. Найхарактернішою ознакою плейстоценової епохи є періодичний розвиток масштабного зледеніння. Відбувається неодноразова, ритмічна зміна похолодань і потеплінь клімату. Холодні етапи супроводжувались материковими зледеніннями у середніх широтах, регресіями та значними зниженнями рівня моря. Під час потеплінь материкові льодовики зникали майже повністю. На території України в плейстоцені виділяють (за Векличем) 10 холодних і 10 теплих етапів. Впродовж похолодань формувалися ландшафти перигляційного та бореального типу, а впродовж потеплінь – субтропічного. Найбільша зміна фауни ссавців, ґрунтів і рослинності, перебудова річкової мережі відбулися у середньому плейстоцені, зокрема під час максимального дніпровського зледеніння. Тоді значно поширилися мамонти, шерстисті носороги та інші холодостійкі тварини. Серед рослин переважали аркто-бореально-альпійські види і форми, які прийшли на зміну зниклим мезозойським теплолюбним формам.

Голоценова епоха – останній післяльодовиковий відрізок часу (інтергляціал) четвертинного (антропогенового) періоду історії Землі з нижньою межею близько 11,7 тис. років. Остання пов'язана з кінцем вюрмського зледеніння в Альпах (верхньовалдайського або ошашківського зледеніння на Східноєвропейській рівнині). Вчені відзначають, що початок голоцену зумовлений падінням метеориту (астероїду) на півострів Юкатан (Мексика). Характеризується відносно спокійною тектонічною обстановкою, потеплінням, переважанням акумулятивних процесів у межах водойм та утворенням ґрунтового покриву. В результаті танення льодовиків рівень океану піднявся на 35 м. Деякі території завдяки звільненню від льоду зазнали тектонічних ізостаційних піднять (протягом пізнього плейстоцену і голоцену до 180 м). Горизонтальні переміщення літосферних плит не перевищили 1 км.

У 2018 році Міжнародний союз геологічних наук ратифікував розділення голоценової епохи на три віки: мегхалейський, нортгріппський і гренландський. Згідно нової періодизації, ми живемо у мегхалейському віці. Його назва пов'язана з індійським штатом Мегхалая, в якому були знайдені свідчення геологічних змін, що були покладені в основу нової періодизації. В результаті аналізу різниці ізотопів кисню в шарах сталагміту, знайденого в печері на північному сході Індії було встановлено, що 4200 років до н.е. кількість мусонних дощів скоротилась на 20-30%. Це спровокувало глобальну посуху, що зумовила масові міграції населення Землі. Саме в цей час закінчується нортгріппський вік і розпочинається новий, мегхалейський. Нортгріппський вік розпочинається з того часу, коли 8300 років до н.е. холодна вода із танучих льодовиків на території сучасної Канади стала впливати на океанічні течії. Першу частину голоцену, яка розпочалась з часу закінчення останнього зледеніння, назвали гренландським віком.

Періодизація голоценової епохи на основі схеми Брітта-Сернандера включає такі етапи: давній голоцен – кінець пізньодріаського похолодання (11,7 -11,6 тис. рр.. до н.е.), ранній голоцен – пребореал і бореал (11,6-9,3 тис. рр.. до н.е.), середній голоцен – атлантичний (9,3 -5,7 тис. рр..), суббореал (5,7-2,65 тис. рр..), пізній голоцен – субатлантичний (2,65-0 тис.рр. до н.е.).

На території України протягом голоценової епохи тектонічні умови були досить сталими. Сформувалися і продовжували формуватися ландшафтно-кліматичні зони, всі річкові системи, акваторії Чорного й Азовського морів. Згідно сучасних уявлень, міжльодовиковий оптимум голоценового часу відбувся 5-6 тис. років тому, і нове

зледеніння може проявитися у найближчі декілька сотень років. Але цьому процесу на деякий час може зашкодити вплив антропогенного фактора, передусім інтенсивне насичення атмосфери вуглекислим газом.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. Охарактеризуйте склад плейстоценової епохи та її прояви на території України?
2. Прояви ландшафтно-кліматичної зональності у плейстоценову епоху?
3. Охарактеризуйте склад голоценової епохи та її прояви на території України?
4. Палеогеографічні прояви у пізньольодовиковий-голоценовий час на території України?

Теми рефератів, доповідей, повідомлень.

1. Четвертинний період як останній період геологічної історії Землі та його прояв на території України.
2. Часи міжльодовикові та вплив на формування ландшафтно-кліматичної зональності.
3. Охарактеризуйте глобальну зміну клімату на рубежі плейстоцену та голоцену.
4. Зміни складу фауни під час середньо четвертинного зледеніння.
5. Тектонічні прояви в Україні у четвертинний період.
6. Прояви пізньольодовиково-голоценового часу на території України.

Забезпечення заняття

конспект лекцій, рекомендована література з навчальної дисципліни, тести, ПК, ситуації для виконання завдань, завдання для самостійної роботи студента при вивченні програмного матеріалу

Контроль засвоєння знань:

1. Усне опитування (бали)
2. Завдання і запитання для обговорення на занятті (бали).
3. Тести на ПК за матеріалом теми (бали)
4. Результати виконання завдань для самостійної роботи (бали)
5. Підсумкова оцінка засвоєння матеріалу навчального заняття

**Тестові завдання за змістовим модуль 1.
Геоморфологічні дослідження**

1. *Наука про рельєф Землі, його походження, просторові, генетичні та історичні закономірності будови та розвитку:*
 - а) фізична географія;
 - б) загальне землезнавство;
 - в) геоморфологія;
 - г) палеогеографія

2. *Як самостійна наукова дисципліна геоморфологія склалася:*
 - а) середині XVII століття;
 - б) середині XVIII століття;
 - в) наприкінці XVIII - на початку XIX століть;
 - г) наприкінці XIX - на початку XX століть.

3. *Поштовхом до формування геоморфологічних уявлень і вивчення рельєфу як компонента довкілля став:*
 - а) розвиток гірничої справи і цілеспрямований пошук корисних копалин;
 - б) розвиток теорії загального землезнавства;
 - в) розвиток геохімічних досліджень;
 - г) розвиток геофізичних досліджень.

4. *Основоположником принципу актуалізму в геоморфології є:*
 - а) А. Гумбольдт;
 - б) М.Ломоносов;
 - в) Ч. Лайєль;
 - г) Е. Зюсс

5. *Відомості про морфологію, походження, вік та динаміку форм рельєфу земної поверхні покладено в основу вчення:*
 - а) Ч. Лайєля;
 - б) В. Дейвіса і В. Пенка;
 - в) А. Вегенера;
 - г) Г.Штілле

6. *Дослідження із загальної, кліматичної й генетичної геоморфології належать:*
 - а) Н. Башеніну;
 - б) І. Соколовському;
 - в) П. Тутковському;
 - г) М. Векличу

7. *Геоморфологічним картографуванням займалися:*
 - а) В. Бондарчук;
 - б) М. Веклич;
 - в) Н. Башенін;
 - г) С. Рудницький

8. *Вивчення ролі тектонічного чинника у формуванні рельєфу досліджував:*
- а) А. Пенк;
 - б) В. Бондарчук;
 - в) В. Галицький;
 - г) Д. Тимофєєв
9. *Розробкою проблем динамічної геоморфології займався:*
- а) Г. Ананьєв;
 - б) Ю. Кошик;
 - в) О. Дєдков;
 - г) М. Волков
10. *Структурно-геоморфологічні дослідження вивчав:*
- а) В. Палієнко;
 - б) Ю. Мещеряков;
 - в) К. Геренчук;
 - г) І. Гофштейн
11. *Клімато-геоморфологічні дослідження вивчав:*
- а) О. Дєдков;
 - б) П. Цись,
 - в) Г. Горецький;
 - г) В. Палієнко
12. *Дослідження поверхонь вирівнювання вивчав:*
- а) Д. Тимофєєв;
 - б) В. Галицький;
 - в) І. Гофштейн;
 - г) К. Геренчук
13. *Вивченням рельєфу гірських країн займався:*
- а) Н. Костенко;
 - б) С. Воскресенський;
 - в) Ю. Мещеряков;
 - г) А. Спиридонов
14. *Предмет вивчення геоморфології:*
- а) зовнішній вигляд рельєфу Земної поверхні, його походження, вік та динаміка розвитку;
 - б) зовнішній вигляд рельєфу Земної поверхні;
 - в) вік та динаміка розвитку рельєфу Земної поверхні;
 - г) походження рельєфу Земної поверхні
15. *Головним у вченні американського геолога Вільяма Девіса є:*
- а) уявлення про розвиток рельєфу;
 - б) уявлення про розвиток рельєфу та його еволюцію;
 - в) уявлення про геохімію Землі;
 - г) уявлення про геофізику Землі
16. *Динамічну модель розвитку рельєфу земної поверхні розробив:*
- а) В. Дейвіс;
 - б) Л. Кінг;

- в) І. Гофштейн;
 - г) А. Пенк
17. Руйнування гірських країн та утворення на їх місці майже рівнини:
- а) ерозія;
 - б) змив;
 - в) пенепленізація;
 - г) денудація
18. *Діалектичний метод пізнання навколишнього середовища характеризується:*
- а) взаємним зв'язком природних явищ, взаємодією протилежних сил, стрибкоподібним характером розвитку тощо;
 - б) вивчає рельєф у послідовному розвитку;
 - в) виявляє різницю у прояві геоморфологічних процесів, вивчає основні фактори формування рельєфу);
 - г) вивчає походження окремих форм і типів рельєфу.
19. *Порівняльно-описовий метод у геоморфології:*
- а) оцінює взаємний зв'язок природних явищ, взаємодією протилежних сил;
 - б) вивчає рельєф у послідовному розвитку;
 - в) виявляє різницю у прояві геоморфологічних процесів, вивчає основні фактори формування рельєфу);
 - г) вивчає походження окремих форм і типів рельєфу.
20. *Генетичний метод у геоморфології:*
- а) оцінює взаємний зв'язок природних явищ, взаємодією протилежних сил;
 - б) вивчає рельєф у послідовному розвитку;
 - в) виявляє різницю у прояві геоморфологічних процесів, вивчає основні фактори формування рельєфу);
 - г) вивчає походження окремих форм і типів рельєфу.
21. *Методи польових геоморфологічних досліджень:*
- а) спираються на маршрутні обстеження території і поєднуються з геоморфологічним картографуванням;
 - б) передбачають тривалі спостереження за динамікою рельєфу на спеціально визначених ділянках;
 - в) спрямовані на опрацювання польових матеріалів, їх узагальнення, моделювання рельєфу тощо;
 - г) характеризують зв'язки будови поверхні з геологічною основою.
22. *У 90-х роках сформувалася нова школа екологічної геоморфології під керівництвом:*
- а) П. Тутковського;
 - б) В. Бондарчука;
 - в) І. Ковальчука;
 - г) А. Маліцького
23. *З 90-х років ХХ ст. розробляє еколого-геоморфологічний напрям досліджень:*
- а) В. Стецюк;
 - б) О. Борисяк;
 - в) П. Заморій;
 - г) В. Дублянський

**Тестові завдання за змістовим модуль 2.
Палеогеографічні дослідження**

1. *Перша школа палеогеографічних досліджень в Україні була сформована:*
 - а) 30-ті роки ХХ ст.;
 - б) 50-ті роки ХХ ст.;
 - в) 60-ті роки ХХ ст.;
 - г) 80-ті роки ХХ ст.

2. *Представник Київської школи палеогеографічних досліджень, створеної М.Векличем:*
 - а) П.Заморій;
 - б) В. Крокос
 - в) Н.Сіренко;
 - г) В.Бондарчук

3. *Основи сучасної періодизації плейстоцену України були закладені*
 - а) П.Тутковським;
 - б) В.Крокосом;
 - в) Ю.Полянським;
 - г) В.Бондарчуком

4. *Час утворення трапової формації України:*
 - а) ранній девон;
 - б) рання крейда;
 - в) ранній венд;
 - г) пізня юра

5. *У ранньому венді наземні вулканогенні ландшафти існували у межах*
 - а) Карпатського регіону;
 - б) Центральноукраїнського регіону;
 - в) Дніпровсько-Донецького регіону
 - г) Волино-Подільського регіону

6. *Початок венду у Волино-Подільського регіоні характеризується:*
 - а) регресією моря;
 - б) байкальською складчастістю
 - в) траповим вулканізмом і морською трансгресією
 - г) траповим вулканізмом

7. *Найдавніша трансгресія, задокументована у відкладах Волино-Поділля:*
 - а) ранній палеозой;
 - б) середній карбон;
 - в) ранній венд;
 - г) пізній ордовик

8. *Для відтворення палеогеографічних умов пізнього докембрію найбільш прийнятним в інформаційному плані є:*
 - а) Карпатський регіон;
 - б) Центральноукраїнський регіон;
 - в) Дніпровсько-Донецький регіон;
 - г) Волино-Подільський регіон

9. *Опорна палеогеографічна область для вивчення особливостей природи України протягом раннього палеозою:*

- а) Карпатська;
- б) Центральноукраїнська;
- в) Дніпровсько-Донецька;
- г) Волино-Подільська

10. *Опорний регіон України для вивчення палеогеографії силуру-раннього девону:*

- а) Карпатський регіон;
- б) Центральноукраїнський регіон;
- в) Дніпровсько-Донецький регіон;
- г) Волино-Подільський регіон

11. *Опорний регіон України для вивчення палеогеографії пізнього девону-карбону:*

- а) Карпатський регіон;
- б) Центральноукраїнський регіон;
- в) Дніпровсько-Донецький регіон;
- г) Волино-Подільський регіон

12. *Знанням про природу України у каледонську палеогеографічну еру науковці завдячують передусім:*

- а) Карпатському регіону;
- б) Центрально українському регіону;
- в) Дніпровсько-Донецькому регіону;
- г) Волино-Подільському регіону

13. *Знанням про природу України у герцинську палеогеографічну еру науковці завдячують передусім:*

- а) Карпатському регіону;
- б) Центрально українському регіону;
- в) Дніпровсько-Донецькому регіону;
- г) Волино-Подільському регіону

14. *Час виокремлення Центральноукраїнської палеогеографічної області:*

- а) пізній ордовик;
- б) рифей;
- в) ранній палеозой;
- г) середній палеозой

15. *Палеогеографічний регіон України, у межах якого у пізньому протерозої існували наземні вулканогенні ландшафти:*

- а) Карпатський регіон;
- б) Центральноукраїнський регіон;
- в) Дніпровсько-Донецький регіон;
- г) Волино-Подільський регіон

16. *Палеогеографічний регіон України, у межах якого у палеозої були утворені пасма рифових споруд:*

- а) Карпатський регіон;
- б) Центральноукраїнський регіон;
- в) Дніпровсько-Донецький регіон;
- г) Волино-Подільський регіон

17. *Палеогеографічний регіон України, у межах якого у неогені були утворені пасма бар'єрних рифів:*

- а) Карпатський регіон;
- б) Центральнуукраїнський регіон;
- в) Дніпровсько-Донецький регіон;
- г) Волино-Подільський регіон

18. *Палеогеографічний регіон України, у межах якого знайдені рештки наземних рослин (псилофітів):*

- а) Карпатський регіон;
- б) Центральнуукраїнський регіон;
- в) Дніпровсько-Донецький регіон;
- г) Волино-Подільський регіон

19. *Палеогеографічний регіон України, у межах якого знайдені рештки панцерних риб девону:*

- а) Карпатський регіон;
- б) Центральнуукраїнський регіон;
- в) Дніпровсько-Донецький регіон;
- г) Волино-Подільський регіон

20. *Палеогеографічний регіон України, у межах якого була утворена червоноколірна формація девону:*

- а) Карпатський регіон;
- б) Центральнуукраїнський регіон;
- в) Дніпровсько-Донецький регіон;
- г) Волино-Подільський регіон

21. *Палеогеографічний регіон України, у межах якого була утворена найпотужніша соленосна формація девону:*

- а) Карпатський регіон;
- б) Центральнуукраїнський регіон;
- в) Дніпровсько-Донецький регіон;
- г) Волино-Подільський регіон

22. *Палеогеографічний регіон України, у межах якого були утворені вулканогенні ландшафти у першій половині альпійської ери:*

- а) Карпатський регіон;
- б) Центральнуукраїнський регіон;
- в) Чорноморсько-Кримський регіон;
- г) Волино-Подільський регіон

23. *Палеогеографічний регіон України, у межах якого були утворені вулканогенні ландшафти у другій половині альпійської ери:*

- а) Карпатський регіон;
- б) Центральнуукраїнський регіон;
- в) Чорноморсько-Кримський регіон;
- г) Волино-Подільський регіон

24. *Ранньокаледонський таласократичний період у районі України відповідає*

- а) другій половині силуру;
- б) другій половині кембрію;

- в) силуру;
- г) ордовику

25. *Ранньокаледонський таласократичний період у районі Волино-Поділля розпочався:*

- а) ранньокембрійською регресією;
- б) ранньокембрійською трансгресією;
- в) середньокембрійською трансгресією;
- г) середньо кембрійською регресією;

26. *Ранньокаледонський геократичний період у районі України відповідає:*

- а) другій половині силуру;
- б) другій половині кембрію;
- в) силуру;
- г) ордовику

27. *Пізньокаледонський таласократичний період у районі України відповідає:*

- а) другій половині ордовику;
- б) другій половині силуру;
- в) силуру - початок девону;
- г) ордовику

28. *Пізньокаледонський геократичний період у районі України відповідає:*

- а) другій половині девону;
- б) другій половині силуру;
- в) ранньому девону;
- г) другій половині ордовику

29. *Каледонська палеогеографічна ера у районі України завершилася наприкінці:*

- а) силуру;
- б) девону;
- в) раннього девону;
- г) ордовику

30. *Геологічна епоха-час появи перших наземних рослин (псилофітів):*

- а) ранній ордовик;
- б) середній девон;
- в) пізній ордовик;
- г) пізній силур

31. *Найбільша ранньопалеозойська трансгресія у районі Поділля припадає на:*

- а) ранній ордовик;
- б) середній кембрій;
- в) пізній ордовик;
- г) пізній силур

32. *Умови, сприятливі для нагромадження карбонатних відкладів, на Волино-Поділлі вперше виникають:*

- а) у другій половині силуру;
- б) у другій половині девону;
- в) на початку девону;
- г) в ордовицький час

33. Рештки граптолітів характерні для морських відкладів:

- а) силуру;
- б) девону;
- в) раннього девону;
- г) ордовіку

34. Геологічна епоха-час утворення найдавніших бар'єрних рифів у межах платформної частини України:

- а) ранній ордовик;
- б) середній кембрій;
- в) пізній ордовик;
- г) пізній силур

35. Початок герцинської палеогеографічної ери у районі України припадає на:

- а) ранній девон;
- б) середній девон;
- в) пізній девон;
- г) пізній силур

36. У палеозойський час широкого розвитку болотних ландшафтів у межах платформної частини України припадає на:

- а) ранній девон;
- б) середній девон;
- в) пізній девон;
- г) ранній-середній карбон

37. Геологічний період - час формування особливо потужних товщ соленосних відкладів у Дніпровсько-Донецькій палеогеографічній області

- а) перм;
- б) девон;
- в) карбон;
- г) тріас

38. Лісові ландшафти у внутрішніх областях суходолу України вперше появляються у

- а) пермі;
- б) девоні;
- в) карбоні;
- г) ранньому тріасі

39. На рубежі плейстоцену і голоцену (близько 11,7 тис. рр. тому) відбулась глобальна зміна клімату в бік:

- а) похолодання;
- б) потепління;
- в) різкого перепаду температур;
- г) різкого перепаду тиску

40. Саме грандіозне зледеніння за всю історію планети відбулося між:

- а) 1 млрд. і 600 млн. років тому;
- б) 600 і 400 млн. років тому;
- в) 400 і 200 млн. років тому;
- г) 200 і 50 млн. років тому.

Перелік питань, що виносяться на проміжний та підсумковий контроль

1. Історія розвитку геоморфології та палеогеографії як науки.
2. Охарактеризувати початковий етап розвитку геоморфології.
3. Охарактеризувати класичний етап розвитку геоморфології.
4. Охарактеризувати етапи теоретичної диференціації геоморфології.
5. Охарактеризувати сучасний етап розвитку геоморфології.
6. Об'єкт та предмет дослідження геоморфології та палеогеографії.
7. Суть та характеристика геоморфологічних теорій.
8. Роль ендегенної і екзогенної складової у розвитку рельєфу.
9. Вивітрювання, його основні типи.
10. Суть еволюції уявлень про походження Землі.
11. Особливості перебігу окремих типів вивітрювання у різних кліматичних поясах Землі.
12. Характеристика гляціальної геоморфології.
13. Історією досліджень льодовиків.
14. Поняття кліматичної снігової лінії та хіноносфери.
15. Схеми класифікацій типів льодовиків, їхніх відкладів та створюваних ними форм рельєфу.
16. Сучасні напрямки антигляціалізму.
17. Фізико-географічні особливості зон вічної мерзлоти та перигляціальної зони плейстоценових зледенінь.
18. Сучасні уявлення про еволюцію перигляціальної зони у плейстоцені.
19. Проблеми походження лесів та лесоподібних порід, їхні властивості та відмінності.
20. Історія досліджень лесово-грунтової серії України та суміжних територій.
21. Поняття карсту, суфозії, псевдо- і термокарсту.
22. Регіональні особливості проявів карстових процесів, головних типів карсту, їх класифікацій.
23. Історія досліджень карстово-суфозійних процесів та форм, що пов'язані з ним.
24. Поняття антропогенно-обумовленого карсту та його проявів у Західній Україні.
25. Процес становлення вчення про флювіальний морфо- та літогенез.
26. Суть проблеми встановлення факторів формування алювіальних товщ та їх співвідношення.
27. Роль кліматичних коливань, тектонічних рухів та коливань базису ерозії у формуванні алювіальних товщ.
28. Особливості процесу накопичення та будови перигляціального алювію.
29. Відмінності складу, будови перигляціального і гумідного алювію.
30. Схеми класифікації річкових терас.
31. Суть та еволюцію теорії «леси і тераси».
32. Суть поняття «поверхні вирівнювання». Розвиток вчення про поверхні вирівнювання, умови їхнього формування.
33. Класифікації поверхонь вирівнювання.
34. Особливості розвитку схилів, перебігу схилових процесів в умовах різних морфоструктур та різних кліматичних зон.
35. Особливості перебігу процесу становлення геоморфологічної думки в Україні.
36. Основні результати геоморфологічних досліджень українських науковців.
37. Перспективи розвитку геоморфології в Україні.
38. Палеогеографічна етапність: глобальний і регіональний аспект.
39. Палеогеографічні етапи фанерозою України.
40. Розвиток палеогеографічних досліджень в Україні.
41. Особливості природи пізнього докембрію України.
42. Палеогеографічні країни, провінції, області та підобласті.
43. Палеогеографія України у ранньому палеозої.

44. Головні етапи і події каледонської ери.
45. Природа України в герцинську палеогеографічну еру.
46. Часові рамки та періодизація альпійської палеогеографічної ери.
47. Загальна характеристика альпійської палеогеографічної ери.
48. Палеогеновий період в Карпатському регіоні України.
49. Природа України у міоцені.
50. Палеогеографія України у пліоценовий час.
51. Загальна характеристика пліоцену України.
52. Загальні риси та вивченість плейстоцену України.
53. Палеогеографія України у пізньольдовиковий-голоценовий час.
54. Історія Чорноморського басейну у пізньольдовиковий-голоценовий час.
55. Головні проблемні питання стратиграфії та палеогеографії пліоцену України.
56. Головні проблемні питання стратиграфії та палеогеографії плейстоцену та голоцену України.
57. Перспективи палеогеографічних досліджень в Україні

Інформаційно-методичне забезпечення

Рекомендована література з дисципліни «Геоморфологія і палеогеографія»

Базова

1. Веклич М.Ф. Основи палеоландшафтоведенья. – К.: Наукова думка, 1990.
2. Геоморфологія в Україні: новітні напрямки і завдання / відп. ред. І. В. Мельничук. - К.: Київський національний університет імені Тараса Шевченка, 1999. - 188 с.
3. Колтун О. В. Антропогенна геоморфологія: навчальний посібник / Оксана Колтун, Іван Ковальчук. - Л.: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2012. - 193 с.
4. Коротун І. М. Прикладна геоморфологія: навчальний посібник / І. М. Коротун. - Рівне: ІСДО, Українська державна академія водного господарства, 1996. - 132 с.
5. Павловська Т. С. Геоморфологія: терміни й поняття (коментар): навчальний посібник. - Луцьк: Волинський національний університет ім. Лесі Українки, 2009. - 284 с.
6. Стецюк В. В. Екологічна геоморфологія та охорона надр: навчальний посібник / В. В. Стецюк, Г. І. Рудько. - К.: ВПЦ «Київський університет», 2004. - 191 с.
7. Стецюк В. В. Екологічна геоморфологія України: навчальний посібник / В. В. Стецюк, Г. І. Рудько, Т. І. Ткаченко. - К.: Слово, 2010. - 367 с.

Допоміжна

8. Гірничий енциклопедичний словник : у 3 т. / за ред. В. С. Білецького. - Д. : Східний видавничий дім, 2001-2004.
9. Кравчук Я. С. Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат: Монографія. – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 188 с.
10. Мала гірничя енциклопедія : у 3 т. / за ред. В. С. Білецького. - Д. : Східний видавничий дім, 2004-2013.
11. Мельничук І.В. Палеоландшафти України в антропогені. – К, 2004.

Навчально-методичне видання

ГЕОМОРФОЛОГІЯ І ПАЛЕОГЕОГРАФІЯ

Методичні рекомендації
Укладачі Т.Ю.Лужанська
Н.С.Пятка, Л.І.Медвідь

Тираж 10 пр.

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи до
Державного реєстру видавців, виготовлювачів і розповсюджувачів видавничої продукції
ДК № 4916 від 16.06.2015 р.

Редакційно-видавничий відділ МДУ,
89600, м. Мукачево, вул. Ужгородська, 26



МУКАЧІВСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

89600, м. Мукачево, вул. Ужгородська, 26

тел./факс +380-3131-21109

Веб-сайт університету: www.msu.edu.ua

E-mail: info@msu.edu.ua, pr@mail.msu.edu.ua

Веб-сайт Інституційного репозитарію Наукової бібліотеки МДУ: <http://dspace.msu.edu.ua:8080>

Веб-сайт Наукової бібліотеки МДУ: <http://msu.edu.ua/library/>