

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
Східноєвропейський національний університет  
імені Лесі Українки  
Географічний факультет  
Кафедра фізичної географії

## **ГЕОЛОГІЯ І ГЕОМОРФОЛОГІЯ**

Методичні рекомендації  
для виконання лабораторних робіт

Луцьк 2018

УДК 551.1/.4(075.8)

3 – 93

*Рекомендовано до друку науково-методичною радою Східноєвропейського національного університету імені Лесі Українки (протокол № 9 від 20.06.2018 року)*

**Рецензенти:**

**Залеський І. І.** – кандидат географічних наук, доцент кафедри екології, технології захисту навколишнього середовища та лісового господарства Національного університету водного господарства та природокористування (м. Рівне);

**Дяків В. О.** – кандидат геологічних наук, доцент кафедри екологічної та інженерної геології і гідрогеології Львівського національного університету імені Івана Франка (м. Львів).

**3 – 93 Геологія і геоморфологія:** методичні рекомендації для виконання лабораторних робіт / Ф. В. Зузук. – Луцьк, 2018. – 76 с.

У методичних рекомендаціях визначено мету й завдання 10 тем лабораторних робіт, подано відповідний теоретичний та ілюстративний матеріал, а також ґрунтовну інформацію про літосферні плити земної кори, платформи та геосинкліналі, та складкотвірні і розривні тектонічні процеси. Розглянуто рельєфотвірні процеси, що мають безпосереднє відношення до ґрунтоутворення, ерозії та якості ґрунтів, заходів для покращення їх родючості. Особлива увага звернена на морфоскульптурні форми рельєфу, сформовані тимчасовими водними потоками – яри, балки, площинний змив, постійними водними потоками – річкові долини та їх будову, підземними водами – карстові утворення, осуви, суфозія. Розглянуто льодовикові утворення як сучасних гірських споруд, так і четвертинного зледеніння.

Рекомендовано студентам-землевпорядникам 1-го року навчання, освітнього ступеня бакалавр, спеціальності 193 «Геодезія та землеустрій», освітньої програми «Геодезія та землеустрій».

**ISBN**

**УДК 551.1/.4(075.8)**

**3–93**

**© Зузук Ф. В., 2018**

**© Східноєвропейський національний університет імені Лесі Українки, 2018**

## ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА.....	4
Лабораторна робота № 1.....	5
Лабораторна робота № 2.....	10
Лабораторна робота № 3.....	17
Лабораторна робота № 4.....	25
Лабораторна робота № 5.....	33
Лабораторна робота № 6.....	40
Лабораторна робота № 7.....	47
Лабораторна робота № 8.....	55
Лабораторна робота № 9.....	63
Лабораторна робота № 10.....	69
Література.....	75

## ПЕРЕДМОВА

Методичні рекомендації з курсу «Геологія і геоморфологія» охоплює 10 тем лабораторних робіт для студентів-землевпорядників 1 року навчання, освітнього ступеня бакалавр спеціальності 193 «Геодезія та землеустрій», освітньої програми «Геодезія та землеустрій».

Метою методичних рекомендацій є надати можливість глибше пізнати студентам під час виконання лабораторних робіт проблеми, пов'язані з вивченням мінералів, гірських порід, геохронологією, тектонічними процесами і будовою земної кори, морфоструктурою та морфо скульптурою рельєфу та їх вплив на загальні особливості та ерозію ґрунтів.

У методичних рекомендаціях подається ґрунтовна інформація про літосферні плити земної кори, платформи та геосинклінали, а також складко твірні та розривні тектонічні процеси. Особлива увага звернена на морфоскульптурні форми рельєфу, сформовані тимчасовими водними потоками – яри, балки, площинний змив, постійними водними потоками – річкові долини та їх будову, підземними водами – карстові утворення, зсуви, суфозія. Розглядаються льодовикові утворення як сучасних гірських споруд, так і четвертинного зледеніння. Більшість пояснювального тексту лабораторних робіт супроводжується відповідним графічним матеріалом. Всі рельєфотвірні процеси мають безпосереднє відношення до ґрунтоутворення, ерозії ґрунтів, їх якості та заходів спрямованих на покращення їх родючості.

Користуючись можливістю автор висловлює подяку студентам Строчик О., Чевжик О. та старшому лаборанту кафедри фізичної географії Ковальчук С. за допомогу при підготовці видання до друку. Автор також вдячний рецензентам за слушні зауваження, що посприяли загальному покращенню видання.

## Лабораторна робота № 1

**Тема: Фізичні властивості мінералів**

**Мета:** Навчитися визначати фізичні властивості мінералів

**Завдання:**

1. Опишіть кристалографічні властивості мінералів.
2. Опишіть фізичні властивості мінералів.

### Теоретичні основи поданої теми

Земна кора утворена гірськими породами, що сформовані мінеральними агрегатами, які є природною закономірною їх сукупністю. Загалом мінералів нараховується більше 10 тисяч. Всі вони, за невеликим виключенням, є кристалічними утвореннями.

Як кристалічні утворення вони відзначаються відповідними елементами симетрії: центром інверсії, площинами та осями симетрії.

**Центр симетрії** – це особлива точка всередині фігури, що відзначається тим, що будь-яка проведена через неї пряма з обох боків на рівних віддальх натрапляє на однакові (відповідні) точки фігури. Це якби дзеркальна точка.

**Площина симетрії** – це така умовна площина, що розділяє фігуру на дві дзеркально рівні частини.

**Віссю симетрії** називається уявна пряма, навколо якої декілька разів повторюються рівні частини фігури.

*Кристали, відзначаються такими осями:* другого ( $L_2$ ), третього ( $L_3$ ), четвертого ( $L_4$ ) і шостого ( $L_6$ ) порядку.

*Кристали мінералів поділяються на дві великі групи:* з одиничним напрямком або без нього.

Єдиний напрям, що не повторюється в кристалі називається одиничним, наприклад, вісь другого, третього, четвертого, шостого порядку. Є кристали, що мають три одиничні напрями або безліч.

Одиничні напрями відсутні в кристалах кубічної сингонії. Всі мінерали як кристалічні тіла вкладаються в 32 види симетрії. Останні поділяються на примітивний, центральний, планальний, інверсійно-примітивний та інверсійно-планальний.

**Видом симетрії** кристалічного багатогранника називається закономірна сукупність елементів симетрії. Види симетрії поділяються на: примітивний, центральний, плавальний, аксіальний, планаксіальний. Всі види симетрії поділяються на 7 сингоній.

Отже, сингонією називається група видів симетрії, які мають один або кілька подібних елементів симетрії з обов'язковим врахуванням осей симетрії порядку вище 2 при однаковій кількості одиничних напрямків.

Розрізняють такі сингонії: триклінна – елементи симетрії відсутні, моноклінна –  $L_2$ ,  $P$ ,  $L_2PC$ , ромбічна –  $L_22P$   $3L_2$ ,  $3L_2$ ,  $3PC$ , тригональна – обов'язкова одна вісь  $L_3$ , тетрагональна – обов'язково одна вісь  $L_4$ , гексагональна – обов'язково одна вісь  $L_6$ , кубічна – обов'язково 4  $3L_2$ .

### **Мінеральні агрегати**

Мінерали у природних умовах можуть траплятися у вигляді індивідуалізованих кристалів чи їх агрегатів. Серед останніх розрізняють друзи, секреції, конкреції, дендрити, натічні форми, зернисті і землясті агрегати.

**Друзи** – це скупчення кристалів, що виростили на одній спільній основі. Зазвичай, це утворення гідротермальних розчинів (рис. 1).

**Секреції** – це виповнення мінералами порожнин у гірській породі. Процес відбувається від периферії до центру. Повністю виповнені секреції називаються мигдаликами, а секреції із порожниною – жеодами.

**Конкреції** – це, зазвичай, сферичні чи округлі утворення з радіальною будовою. Кристалізація відбувається навколо якогось центру. Відкладання речовини відбувається від центру до периферії (рис. 1).

**Дендрити** – плоскі деревоподібні утворення на поверхні стінок тріщин в породах чи мінералах. Такі утворення типові для срібла, золота, міді тощо.

Поширені також **натічні форми** – сталактити і сталагміти. Сталактити ростуть зверху вниз зі стелі печери, нагадують льодові бурульки. Сталагміти ростуть назустріч сталактитам. Вони можуть зливатися зі сталактитами в колони. Натічні форми можуть утворювати кулеподібні або неправильні тіла з гладкою блискучою поверхнею, що називаються скляні голови. Такі утворення можуть формувати лімоніт чи гематит.

**Зернисті агрегати** – це скупчення зерен одного чи декількох мінералів. Враховуючи розмір вони поділяються на великозернисті (7–5 мм), середньо – (1–5 мм) і дрібнозернисті (до 1 мм) агрегати.

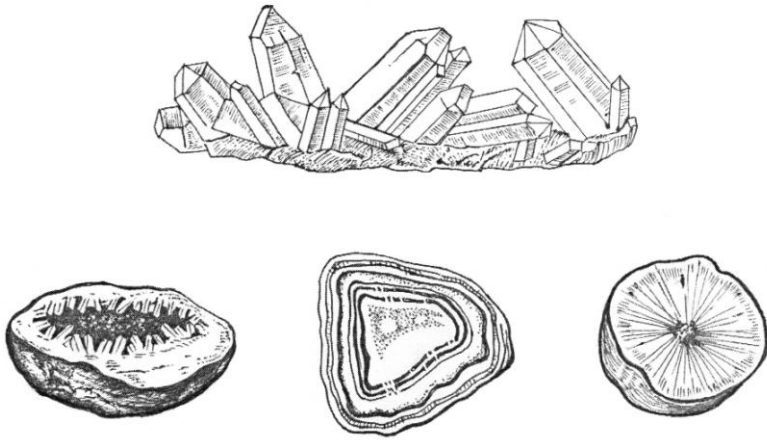


Рис. 1. Агрегати мінералів

1 – друза, 2 – жеода, 3 – мигдалик, 4 – конкреція

**Землисті агрегати** – це розсипчасті борошністі приховано кристалічні маси, що легко розтираються руками. Прикладом слугують лімоніт, каолін, піролюзит та ін.

#### **Діагностичні властивості мінералів**

У разі потреби визначення мінералів у польових чи лабораторних умовах необхідно чітко встановити їх основні фізичні чи окремі ознаки, що називаються діагностичними. Знаючи ці ознаки можна з високою достовірністю визначити найголовніші породотвірні та рудні мінерали.

Основними діагностичними фізичними ознаками є колір, блиск, прозорість, твердість, спайність, злам тощо.

*Колір мінералів* зумовлений їхнім хімічним складом, кристалічною структурою чи механічними домішками. Для деяких мінералів розрізняють колір у суцільному стані та в порошок (колір порошку називають рискою). Колір риски має значення для мінералів із різними кольорами а також густо забарвлених. Наприклад, кварц може бути прозорий, димчастий, чорний, рожевий, зелений, проте колір порошку завжди прозорий (безбарвний). Для визначення забарвлення порошку мінералом труть об шорстку поверхню фарфорової пластинки (бісквіта). Це можливо лише у тому випадку, коли твердість мінералу

менша твердості пластинки. У прозорих чи напівпрозорих мінералів, колір порошку, зазвичай, безбарвний, білий.

*Блиск мінералів* спричинений відбиттям світла від їхньої поверхні. Він поділяється на металевий – повне відбиття світла, напівметалевий – часткове відбиття світла. Зазвичай, це самородні метали, сульфіди, окремі оксиди.

Мінерали з неметалевим блиском поділяються на утворення з алмазним (дуже сильний для прозорих та напівпрозорих) блиском та скляним (нагадує блиск поверхні скла).

*Прозорість* – це здатність мінералів пропускати світло. За цією ознакою вони поділяються на прозорі, напівпрозорі та непрозорі.

*Твердість* – це здатність мінералів протистояти зовнішній механічній дії: дряпанню, різанню тощо. Твердість залежить від особливостей кристалічної будови мінералів. На практиці користуються десятибальною шкалою, що свого часу була запропонована німецьким мінералогом Ф. Моосом і носить його ім'я – шкала твердості Мооса. Як бачимо з таблиці 1 мінералів еталонів є 10. Мінерал з вищим порядковим номером залишає слід (подряпину) на мінералі з нижчим порядковим номером. Загально прийнято, що мінерали з твердістю 1–2 – умовно м'які, при твердості 3–6 – середньої твердості та вище 6 – тверді.

Таблиця 1

Шкала Мооса

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

*Спайність* – це здатність мінералів розколюватися або розщеплюватися вздовж певних граней чи паралельно до них, що називаються площинами спайності. Вони, зазвичай, гладкі, блискучі. Вздовж площин спайності сили зчеплення між плоскими сітками кристалічної решітки мінералу дещо менші. Ступені спайності є такі: цілком досконала, досконала, середня, недосконала, цілком недосконала.



Цілком досконала – мінерал легко розщеплюється руками на гладенькі пластини, як приклад слюди.

Досконала – мінерал від легкого удару розколюється на кусочки з гладкими поверхнями, як приклад кальцит.

Середня – від удару мінерал розколюється на кусочки з гладкими і нерівними поверхнями, як приклад польові шпати.

Недосконала – при розколюванні переважають уламки з нерівними поверхнями, як приклад апатит.

Цілком недосконала – при розколюванні уламки не мають поверхонь, як приклад кварц.

Для мінералів, що не мають спайності діагностичною ознакою може слугувати злам.

*Злам* – це особливості поверхні уламків, на які мінерал розколюється під час удару. Розрізняють злам черепашчатий, скобистий, землистий, волокнистий, східчастий, нерівний.

Черепашчатий – поверхня уламка вигнута, гладка з концентричною ребристістю, як приклад кварц.

Скобистий – типовий на поперечному сколі стовпчастих мінералів, як приклад рогова обманка.

Землистий – типовий для дуже дрібнозернистих, пилюватих агрегатів (лімоніт).

Волокнистий типовий для азбесту.

Східчастий – з типовими східцеподібними уступами, як приклад галеніт.

Нерівний, як приклад нефелін.

### **Запитання для контролю**

1. Які ви знаєте властивості мінералів?
2. Які ви знаєте елементи симетрії та сингонії мінералів?
3. Що таке діагностичні ознаки мінералів?
4. Забарвлення мінералів.
5. Твердість мінералів. Шкала Мооса.
6. Спайність мінералів та її класифікація.
7. Блиск і прозорість мінералів.

## Лабораторна робота № 2

### Тема: Основні мінерали земної кори

**Мета:** Користуючись колекцією та поданим описом навчитися діагностувати основні мінерали.

#### Завдання:

1. Опишіть найважливіші діагностичні фізичні властивості мінералів.
2. Користуючись колекцією та поданим теоретичним матеріалом опишіть найважливіші мінерали.

### Теоретичні основи поданої теми

Мінералом називається природна хімічна сполука чи окремий хімічний елемент, що сформувалися в результаті фізико-хімічних процесів, що наявні в земній корі.

У природі мінерали, зазвичай, трапляються як тверді кристалічні сполуки, тільки незначна їх частина є аморфними. Мінерали як кристалічні природні утворення відзначаються елементами симетрії: осями симетрії (L2, L3, L4, L6) площинами симетрії та центром симетрії. Кристали мінералів, в яких відсутні елементи симетрії, трапляються дуже рідко. Загалом мінерали трапляються у вигляді окремих правильних кристалів, їх агрегатів (друзи, щітки), а також неправильних зерен що формують моно- чи полімінеральні агрегати (друзи, секреції, конкреції, сталактити, сталагміти тощо).

Колір мінералів залежить від їх хімічного складу, домішок, структури, внутрішньої неоднорідності. Один і той же мінерал може мати різне забарвлення, або, навпаки, різні мінерали можуть мати однакове забарвлення.

Непрозорі або майже непрозорі мінерали визначаються за кольором порошку. Він може бути таким же як власне забарвлення мінералу або іншим. Для цього використовують фарфорову пластинку, що називається бісквітом. Нею розтирають частину поверхні зерна чи зерен мінералу. Формується порошок певного забарвлення, що може бути діагностичним.

Прозорість – це властивість мінералу пропускати світлові промені. Мінерали поділяються на прозорі, непрозорі та напівпрозорі.

Блиск – це здатність мінералу заломлювати (показник заломлення) світло або відбивати його. Темні мінерали відбивають світло і відзначаються металевим або напівметалевим блиском. У випадку пропускання світла блиск може бути алмазний, скляний.

#### *Механічні властивості*

Твердістю називається здатність мінералу протистояти зовнішній механічній дії, при якій визначається його відносна твердість. Для цього слугує еталонна шкала, що називається шкала Мооса, куди входять десять мінералів (табл. 1).

Спайність – це здатність кристалічних мінералів розколюватися за відповідними поверхнями в різних напрямках. Спайність пов'язана з поверхнями, де зчеплення між окремими складовими кристалічної структури найменше. Вона поділяється на цілком досконалу – розщеплення відбувається під дією незначного зусилля, досконалу – при ударі, середню – значному ударі коли є рівна площа і нерівний злам, недосконала – окремі фрагменти гладкої площини на загальному фоні нерівного злому. Цілком недосконала – при ударі формується нерівний злам. Спайність в мінералі може бути в декількох напрямках.

Злам засвідчує особливості поверхні якою розколюється мінерал. Вона може нагадувати ребристу поверхню – черепащатий злам, може бути нерівний і нагадує зламани скалки тоді його називають скалкуватий або голчастий.

Основні мінерали земної кори поділяються на типи і класи. Типи мінералів – самородні, сульфіді, оксиди, галоїди. Класи ми будемо виділяти тільки в типі оксиди, зокрема: власне оксиди, силікати, карбонати, фосфати, сульфати (табл. 2).

Таблиця 2

## Опис найважливіших мінералів земної кори

Назва мінералу	Сингонія	Агрегати	Забарвлення	Блиск	Твердість	Спайність	Інші властивості	Діагностичні ознаки	Генезис
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<b>Тип простих сполук</b>									
Золото	кубічна	зерна неправильної форми	золотисто-жовте	металевий	2,5-3	відсутня	ковкість, провідник струму	колір	гідро-термальний
Срібло	кубічна	гіпові дендрити	срібно-біле	металевий	2,5	відсутня	ковкість, провідник струму	колір	гідро-термальний
Графіт	гексагональна	дрібно-лускуваті	чорне	метало-подібний	1	досконала	електропровідність	колір, твердість	метаморфічний
Алмаз	кубічна	кристали	безбарвне, голубе, жовте	алмазний	10	середня	крихкий	твердість	магматичний
Сірка	ромбічна	суцільні маси	жовте	алмазний	1–2	недосконала	крихка, горить	колір, здатність горіти	осадовий
<b>Тип сульфідів</b>									
Галеніт	кубічна	зернисті маси	свинцево-сіре, порошок свинцево-сірий	металевий	2–3	досконала	дуже важкий	колір, вага, спайність	гідро-термальний
Сфалерит	кубічна	суцільні маси	буре, коричневе, порошок коричневий	алмазний	3–4	досконала		колір порошку	гідро-термальний
Халькопірит	тетрагональна	суцільні маси	латунно-жовтий із зеленкуватим відтінком порошок	металевий	3–4	недосконала		колір, колір порошку	гідро-термальний

Назва мінералу	Сингонія	Агрегати	Забарвлення	Блиск	Твердість	Спайність	Інші властивості	Діагностичні ознаки	Генезис
			чорний із зеленкуватим відтінком						
Пірит	кубічна	кристали суцільні маси	жовтий, порошок чорний	металевий	6–6,5	недосконала		колір, колір порошку	гідро-гермальний
Кіновар	тригональна	суцільні маси	червоний	алмазний	2–2,5	досконала	крихкий	колір	гідро-гермальний
<b>Тип оксидів</b>									
<i>Клас власне оксидів</i>									
Гематит	тригональна	суцільні маси	залізо-чорний порошок вишнево-червоний	напів-металевий	5,5–6	відсутня	крихкий	колір порошку	гідро-гермальний, метаморфічний
Магнетит	кубічна	зернисті агрегати	залізо-чорний, порошок чорний	напів-металевий	5,5–6	відсутня	магнітний	колір порошку, магнітність	магма-тичний, метаморфічний
Лимоніт	ромбічна	Гонко-зернисті агрегати (порошко-подібний)	темно-бурий різних відтінків	матовий	1	досконала	вохриста маса	колір, вохриста маса	гіпергенний
Оксиди гідро-оксид марганцю		Зернисті суцільні маси	чорне	матова, напів-металевий	1–6		чорне забарвлення	чорне забарвлення	гідро-гермальний, осадовий
<i>Клас силікатів</i>									
Кварц	гекса-гональна	кристали друзи, суцільні маси	прозорий (гірський кришталь), білий, чорний (моріон), бузковий	скляний	7	відсутня		колір, твердість	гідро-гермальний, магматичний

Назва мінералу	Сингонія	Агрегати	Забарвлення	Блиск	Твердість	Спайність	Інші властивості	Діагностичні ознаки	Генезис
			(аметист)						
Халцедон	скрито кристалічний	суцільні маси шарувата текстур	забарвлення різноманітне: сірий, чорний, жовтий, коричневий	восковий, матовий	6	відсутня	шаруватість	шаруватість	гідро-термальний
Опал	аморфний	суцільні маси	чорний, жовтий, зелений, голубий	скляний	5–5,5	відсутня		колір	гідро-термальний
Плагіо-клас	триклінна	кристали, зернисті агрегати	білий, сірий, зеленувато-сірий із синім відтінком (лабрадорит)	скляний	6–6,5	досконала	ризація (лабрадору)	колір	магматичний
Калієві польові шпати	моноклінна	кристали, зернисті маси	рожевий	скляний	6–6,5	досконала	кислих і лужних породах	колір	магматичний
Нефелін	гекса-гональний	зернисті маси	безбарвний, сірувато-білий	скляний	5–6	відсутня	лужні породи	колір, зернистість	магматичний
Гранати	кубічна	окремі ізометричні кристали	червоне, зелений, жовтий, чорний	скляний	6,5–7,5	відсутня		форма кристалів	мета-морфічний
Олівін	ромбічна	зернисті агрегати	оливково-зелений	скляний	6,5–7	середня	заміщується волокнистим ?	колір, суцільна маса	магматичний
Піроксени	ромбічно, моноклінна	зернисті суцільні маси	зелений, різні відтінків	скляний	5–6	середня під кутом 87°	коротко стовпчасті кристали	спайність, колір	магматичний
Амфіболи (рогова оболонка)	моноклінна	зернисті агрегати	зелене різних відтінків	скляний	5,5–6	середня під кутом 124°	стовпчасті кристали	спайність, колір	магматичний, метаморфічний
Слюди	моноклінна	пластинчасті	прозора	скляний	2–3	цілком	пружні пластинки	спайність	магматичний

Назва мінералу	Сингонія	Агрегати	Забарвлення	Блиск	Твердість	Спайність	Інші властивості	Діагностичні ознаки	Генезис
		луско-подібні агрегати	безбарвне (мусковіт), чорна (біотит)			досконала	листочки		
Хлорити	моноклінна	луску-вато-пластин-часті агрегати	зелені різні відтінків	скляний	2–2,5	досконала	крихіткі листочки	спайність, колір	мета-морфічний
Гідро-слюди	моноклінна	лускувато-пластин-часті агрегати	сіре, жовте, зеленувате	скляний	1–1,5	цілком досконала	Поглинає воду набухають	набухання, спайність	мета-морфічний гіпергенний
Каолініт	моноклінна	дрібно-лускуваті агрегати, землісті маси	біле, сіре	скляний	1	цілком досконала	Зводою форму пластичне тісто	колір, поглинання води	гіпергенний
Гальк	моноклінна	лускуваті листо-подібні агрегати	світло-зелений	жирний	1	досконала	жирний на дотик	жирний на дотик	метаморфічний
Монт-морилоніт	моноклінна	судільні землісті маси	зеленувато-жовте	скляний, матовий	1,5	досконала	поглинає воду набухає, форму тістоподібну масу	Набухає з з водою тістоподібна маса	екзогенний
<i>Клас фосфатів</i>									
Апатит	гексагональна	кристали зернисті (цукру-подібні) маси	безбарвний, зеленуватий	скляний	5	недосконала		зернисті маси	магма-тичний
Фосфорит	гексагональна	конкреції	сірий, жовтувато-бурий	скляний, матовий	5	відсутня	конкреції	Конкреції	осадовий (вапнякові породи)
<i>Клас карбонатів</i>									
Кальцит	тригональна	зернисті маси друзи, сталактити, сталактити	сірий, білий прозорий (ісландський шпат)	скляний	3	досконала	«Скипає» при дії HCl	«Скипає» при дії HCl	гідро-гермальний, осадовий

Назва мінералу	Сингонія	Агрегати	Забарвлення	Блиск	Твердість	Спайність	Інші властивості	Діагностичні ознаки	Генезис
Арагоніт	ромбічна	голчасті кристали зернисті маси	білий, жовтувато-білий	скляний	3,5–4	відсутня	кулеподібні форми, «скипає» при дії HCl	«Скипає» при дії HCl	гідро-термальний, осадовий
<b>Тип галодів</b>									
Флюорит	кубічна	суцільні маси	прозорий, голубий, зелений, жовтий	скляний	4	досконала		забарвлення жовте, зелене, голубе	гідро-термальний
Галіт	кубічна	зерниста маса кубічні кристали	прозорий, сірий, жовтий, голубий	скляний	2	цілком досконала	солоний смак розчиняється у воді, гігроскопічний	солоний смак, розчиняється у воді	осадовий
Сильвін	кубічна	зерниста маса	безбарвний, прозорий, рожевий	скляний	1,5–2	цілком досконала	розчиняється у воді, гіркуватого солоний смак, гігроскопічний	розчиняється у воді, гіркуватого солоний смак, гігроскопічний	осадовий



### Лабораторна робота № 3

#### Тема: Гірські породи

**Мета:** Користуючись описом порід та навчальною колекцією навчитися визначати гірські породи.

#### Завдання:

1. Опишіть класифікації магматичних, осадових та метаморфічних порід.
2. Користуючись навчальною колекцією та поданим теоретичним матеріалом визначте окремі породи та подайте їх опис.

### Теоретичні основи поданої теми

#### *Магматичні, осадові та метаморфічні гірські породи.*

Гірською породою називається природний мінеральний агрегат певного мінерального складу та внутрішньої будови, сформований в земній корі під час різноманітних геологічних процесів.

Гірські породи відзначаються структурою і текстурою. *Структура* – це особливості внутрішньої будови гірської породи, що спричинена станом мінеральної речовини – кристалічна, аморфна, уламкова, біогенна тощо, розміром та формою мінеральних зерен та їх співвідношенням.

*Текстура* – це взаємне розташування у просторі кристалічних зерен і уламків, що формують породу. Розрізняють щільну, пористу, масивну, шарувату, сланцювату та ін. текстури. Відомо, що гірські породи формують земну кору. Вони поділяються на магматичні, осадові та метаморфічні.

Магматичні утворюються в процесі остигання та кристалізації магми (силікатного розплаву) – це інтрузивні породи. При виливанні магми на донну поверхню вона тратить газові компоненти і трансформується в лаву, при остиганні останньої формуються ефузивні магматичні породи, зазвичай, скрито кристалічні.

Осадові породи формуються в процесі механічного або хімічного осадження продуктів руйнування раніше сформованих порід, а також завдяки життєдіяльності та відмирання організмів.

Метаморфічні породи виникають із будь-яких гірських порід в процесі їх зміни за умов відповідних температур і тисків. Це

відбувається при зануренні порід на великі глибини чи при контакті з розпеченою магмою. Мінеральний склад первинних порід при цьому змінюється.

**Магматичні породи** формуються в процесі підняття магми з глибин з відповідним охолодженням та кристалізацією або виливання її на денну поверхню у вигляді лави, швидке остигання якої призводить до утворення та формування ефузивних порід. Відмінності у способі формування простежуються в їх структурі та текстурі. Інтрузивні породи відзначаються повільною кристалізацією магми. Магми бувають основного та кислого складу. Із них поступово і послідовно кристалізуються мінерали. Послідовність визначається насамперед температурою їх плавлення та хімічним складом магми.

Таблиця 3

## Класифікація магматичних порід

Уміст SiO <sub>2</sub> , %	Типові мінерали	Колір	Породи	
			інтрузивні	ефузивні
Кислі (65...70)	Польового шпату і кварцу, небагато. темнозбарвлених мінералів (біотит, рогова обманка) – 5...10 %	світлий	граніт	ліпарит (ріоліт)
Середні (52...65)	Кварцу немає або його дуже мало. Основний мінерал польовий шпат, темнозбарвлених до 15 %	світлий	сієніт	трахіт
	Кварцу немає або його мало. Основний мінерал ортоклаз. Темнозбарвлених мінералів до 25 %	сірий	діорит	андезит
Основні (40...52)	Кварцу немає, основні мінерали – польовий шпат, піроксен. Темнозбарвлених – 35...40 %.	темний	габро	базальт
	Складається з одного мінералу – лабрадору	темний	лабрадорит	
Ультра-основні (35...40)	Кварцу, польового шпату немає. Основні мінерали олівін, піроксен. Зазвичай сформовані олівіном.	темний	дуніт, передотит	

Наприклад, з магми гранітного складу першими із рідкої фази випадають біотит та амфібол (рогова обманка). У другій фазі кристалізуються польові шпати, що охоплюють біотит та рогову обманку. Із остаточного розплаву кристалізується кварц, тобто останні зерна кварцу займають простір між раніше утвореними біотитом, роговою обманкою та польовими шпатами. Формується рівнозерниста за структурою порода.

Текстура масивна. У природі цей процес ускладнюється насамперед тектонічними процесами. Може відбутися поетапність росту кристалів з формування порфіроподібних кристалів, тобто порфірова структура.

З виверженням вулканів пов'язане формування пірокластичних порід, що сформовані вулканічним попелом та лапіллами і вулканічними бомбами. Шари цього матеріалу формують породу, що називається туфом, а в суміші з уламковим матеріалом – туфітом. Кислотність порід залежить від вмісту  $\text{SiO}_2$  в породи.

*Кислі породи.* Їх вміст у земній корі сягає до 85 %. Це граніти і ліпарити (табл. 3).

Граніти. Це повно кристалічні, рівномірно зернисті породи сформовані кварцом (30 %), калієвим польовим шпатом (30 %), плагіоклазом (30 %) і до 10 % біотиту та рогової обманки. Ефузивний аналог – ліпарит основою якого є наявність рівномірнозернистої кристалічної маси, що сформована лужним польовим шпатом та кварцом.

*Середні породи діорити,* що містять до 40 % темнозабарвлених мінералів – головню рогової обманки та дещо менше біотиту. Вміст середнього плагіоклазу сягає до 60 %, кварцу і калієвого польового шпату немає. Порода від дрібно- до великозернистої.

Ефузивний аналог – андезит. Він темного забарвлення. Основна маса андезиту дрібнозерниста сформована, зазвичай плагіоклазом та піроксенами, перший переважає.

Сієніти – це сублужні калієво польовошпатові породи рожевого забарвлення: калієвий польовий шпат – 40–80 %, плагіоклаз 5–20 %, рогова обманка, біотит і піроксени до 10–40 %. Ефузивний аналог – трахіт, дрібнозерниста маса якого сформована лужним польовим шпатом та вулканічним склом.

*Основні породи* – це габро: кристалічна порода, рівномірно зерниста, сформована основним плагіоклазом (лабрадор, бітовніт), моноклінним і ромбічним піроксеном, роговою обманкою, біотитом – темних мінералів до 35–50 %, текстура масивна. Габрові породи генетично пов'язані із гранітами, сієнітами та діоритами. Лабрадорити сформовані майже із одного лабрадору.

*Базальти* – це ефузивні аналоги габрових груп порід. У базальтах приблизно однакова кількість лабрадору та залізо-магієвих мінералів. Наявні породи андезито-базальти, тобто андезити і базальти важко відрізнити один від одного.

*Ультраосновні породи* – перидотита і дуніти. Останні сформовані олівіном. Їх забарвлення темно-зелене до чорного. Це середньозернисті породи. Дуніти піддаються серпентинзації.

**Осадкові породи** поділяються на уламкові, хемогенні та біогенні.

Уламкові поділяються на розсипчасті (незцементовані) та зцементовані.

За величиною уламків їх поділяють на псефіти, псаміти і пеліти (табл. 4).

*Псефіти* відзначаються кутастими і обтертими уламками величиною до 1 мм.

Валунники мають величину обтертих уламків 100–10 см.

Відламники – це не обтерті уламки породи величиною 100–10 см. Розрізняють великі уламки 100–50 см, середні – 25–50 см і дрібні 10–25 см.

Галечник – 10–100 мм; великий 100–50 мм, середній – 50–25 мм, дрібний 25–10 мм. Зцементована відміна з обтертих уламків називається конгломератом, який поділяють на велико-, середньо- і дрібногальковий. Щебеневі зцементовані відміни називають брекчією.

Гравійно-жорствяні утворення 1–10 мм. Гравій велико-, середньо- і дрібнозернистий, зцементовані утворення називають гравелітом. Не обтерті уламки називають жорства, а зцементовані жорствяники.

*Псаміти* або піщані породи. Розмір частинок 1,0 до 0,1 мм інколи виділяють великозернистий пісок (пісковик) при розмірі уламків 1–2 мм. Незцементовані – це піски, а зцементовані – пісковики. Велико – (0,5–1,0 мм), середньо – (0,5–0,25), дрібнозернисті (0,25–0,1 мм) піски і пісковики.

Алевритові породи – розмір зерен – 0,1–0,01 мм. Розсіпчасті відміни називаються алевритами, а зцементовані – алевролітами.

До *пелітів* умовно належать породи з розміром зерен < 0,01 мм. Зазвичай ці породи є глинистими. До їх складу входять каолін, монтморилоніт, глауконіт, гідрослюди тощо. До їх складу входять також кальцит, опал, оксиди і гідроксиди заліза та органічний матеріал.

Зцементовані глинисті породи називаються аргілітами. Вони майже не розмокають у воді.

Таблиця 4

## Класифікація уламкових осадових порід

Групи гірських порід	Розмір уламків, мм	Назва порід			
		Розсіпчасті		зцементовані	
		сформовані обтертими уламками	сформовані і не обтертими уламками	сформовані обтертими уламками	сформовані і не обтертими уламками
Велико-уламкові породи (псефіти)	великі > 200	валуни	брили	валунні конгломерати	брилові брекчії
	середні 200–100	галечники	щебінь	конгломерати	брекчії
	дрібні 10–2	гравій	жорства	гравійні конгломерати	
Піщані породи (псеміти)	дуже великі 1–2	піски дуже великозерністі		пісковики дуже великозерністі	
	великі 1–0,5	піски великозерністі		пісковики великозерністі	
	середні 0,5–0,25	піски середньозерністі		пісковики середньозерністі	
	дрібні 0,25–0,1	піски дрібнозерністі		пісковики дрібнозерністі	
Алевритові породи (алефрити)	0,1–0,01	алефрити		алефроліти	
Глинисті породи (пеліти)	< 0,01	глини		аргіліти	

У природі значно поширені піщано-алевритові утворення. Їх часто визначають як суглинок і супісок. Суглинки – до 70 % пелітового матеріалу, а супісок – до 70–90 % алеврито-піщаного матеріалу.

*Лесові породи* – це дуже дрібнозернисті слабкоцементовані утворення з типовим палево-жовтим або жовто-бурим забарвленням. У складі лесів переважає пиловата фракція кварцу (0,05–0,005 мм), кількість якої сягає 70–75 %. Частина глинистої фракції не перевищує 10–12 %. Зерна, розмір яких більший 0,25 мм у лесі, зазвичай, відсутні. Головною складовою лесу є кварц, а також польовий шпат і слюда. Він містить у незначній кількості каолінит, інколи монтморилоніт. У значних кількостях лес містить кальцит і гіпс, що формують дрібні зернисті агрегати.

*Хемогенні осадові породи* – це глинисті породи, що є продуктами хімічного перетворення алюмосилікатів. Хімічні утворення випадають також із водних розчинів, зазвичай, у лагунах – це карбонати, сульфати, галоїди.

*Биогенні осадові породи* – черепашники. Вони сформовані із скелетів – черепашок, зазвичай, моллюсків, що формують відносно потужні відклади у морських басейнах. Поширена ще карбонатна порода крейда. Вона сформована дуже дрібними черепашками відмерлих організмів, які візуально визначити майже не можливо. Утворення крейди поширені в Україні і Волині зокрема.

*Метаморфічні породи.* Метаморфічні породи відзначаються повнокристалічними структурами та орієнтованими текстурами. До останньої відносяться сланцювата та гнейсова і гнейсоподібна.

Таблиця 5

## Найпоширеніші породи регіонального метаморфізму

Вихідні породи	Ступінь метаморфізму		
	низька	середня	висока
Глини, граніти	глинисті сланці	слюдяні сланці	гнейси
Граувакки (породи сформовані уламками середніх, основних і ультра основних порід)	хлоритові, талькові, серицитові, серпентинітові та інші сланці	амфіболіти	гнейси (грану- літи)
Вапняки	метаморфізовані вапняки	мармури	
Кварцові пісковики	кварцитоподібні пісковики	кварцити	

Сланцювата – це взаємно паралельне розташування мінеральних зерен призматичної, пластинчастої або лускуватої форм.

Гнейсова і гнейсоподібна – це чергування смуг сформованих зернами світло- і темнозабарвлених мінералів. Їх походження пов'язане із перекристалізацією і переорієнтуванням мінеральних зерен в умовах направленої тиску.

Метаморфізм є регіональний і локальний. У земній корі породи регіонального метаморфізму мають значне поширення.

Локальний метаморфізм охоплює незначні площі і відбувається, зазвичай, на межі вкорінення магми в оточуючі породи. Вони мають відносно незначне поширення.

Породи, що утворилися в процесі метаморфізму магматичних порід, називають ортопородами. Якщо основою слугували осадові породи, то їх називають парапородами. Насправді в природі існують ідентичні за складом і структурно-текстурними властивостями метаморфічні породи сформовані в процесі метаморфізму магматичних і осадових порід.

Структурні й мінеральні зміни в регіональному метаморфізмі відбуваються в межах температури від 300–400 до 700–1000 °С при зростанні тиску.

У мономінеральних породах – кварцові піски та вапняки при метаморфізмі трансформуються тільки структура й текстура. Мінеральний склад не змінюється. Кварцові піски при метаморфізмі трансформуються у кварцити, а вапняки – у мармури (табл. 5).

Глинисті породи за умов відносно невисоких температур та тиску трансформуються у філіти – це дуже дрібно-зернисті породи із сланцюватою текстурою та шовковистим блиском на площинах сланцюватості.

При зростанні ступеню метаморфізму породи трансформуються у серицит-хлоритові сланці. Вони повнокристалічні при сланцюватій текстурі. За умов ще вищих температур і тисків формуються кристалічні сланці мусковітового та біотитового мінерального складу. Із подальшим максимальним підняттям температури і тиску кристалічні сланці перетворюються в парагнейси. До їх складу входить кварц, польові шпати, слюди, можливі амфіболи і піроксени.

Магматичні породи при відносно низьких температурах і тиску трансформуються в ортосланці, за рахунок кислих і основних порід –

слюдяні, а основних – хлоритові сланці. Із зростанням ступеня метаморфізму сланці трансформуються в ортоамфіболіти.

При особливо високих температурах формуються грануліти і еклогіти. Грануліти – це породи з кварцу польового шпату та гранату. Структура повно кристалічна, а текстура гнейсоподібна. Еклогіти утворюються при дуже високих тисках. Основні породотвірні мінерали це гранат і піроксен.

### **Запитання для самоконтролю**

1. Що таке гірська порода?
2. Які основні генетичні типи порід ви знаєте?
3. Які ви знаєте основні магматичні гірські породи інтрузивні та ефузивні?
4. Проаналізуйте десяткову класифікацію уламкових порід?
5. Які знаєте біогенні осадові породи?
6. Опишіть метаморфічні породи та їх поділ?



### Лабораторна робота № 3

**Тема:** Загальні особливості історії розвитку Землі

**Мета:** Вивчення основних вікових підрозділів у історії Землі (геохронологічної шкали) та епох гороутворення.

**Завдання:**

1. Проаналізуйте основні підходи при визначенні віку гірських порід та геохронологічну шкалу історії розвитку Землі.
2. Опишіть сучасні методи визначення віку гірських порід.
3. Проаналізуйте епохи гороутворення в історії розвитку Землі.

### Теоретичні основи поданої теми

#### Загальні особливості історії розвитку Землі

##### *Рання історія розвитку Землі*

На сьогодні вважається, що майже 100 млн. років Земля знаходилася в стані акреції, тобто її формування із газопилової туманності. Цей час називається до геологічним періодом розвитку Землі. За цей час сформувалося ядро, мантія і протокока, ймовірно, базальтоподібного складу. Існує думка що разом із ядром і мантією формувалася тонка і дуже пластична літосфера. Під останньою знаходилася розплавлена речовина астеносфери. Зрозуміло це призводило до інтенсивного магматизму, особливо там, де земна кора пошкоджувалася падаючими великими метеоритами. Вилита на поверхню Землі магма звільнялася від легких компонентів, зокрема води, що огортали Землю у вигляді туманності. Атмосфера в цей час була без кисневою.

##### *Геологічний період розвитку Землі*

Геологічний період розпочався приблизно 4,0–3,5 млрд. років тому. За цей час відбулося утворення земної кори, атмосфери, гідросфери, а також розвиток життя.

#### Підходи до вивчення віку порід

##### Відносна геохронологія

Геологічні дослідження дали можливість відтворити хронологію геологічних подій, що відбулися на нашій планеті упродовж приблизно 4 млрд. років.

Основним документом при цьому слугують гірські породи і відмерлі скам'янілі рештки тваринного і рослинного світу. Під час геологічних досліджень одним із важливих питань є визначення віку гірських порід, що формують земну кору. Для цього використовують декілька методів. Серед них важливим є стратиграфічний метод, коли вивчають нашарування осадових порід. Породи, що залягають нижче старші за віком від тих що їх перекривають. За допомогою стратиграфічного методу визначають відносний вік гірських порід у будь-якому геологічному розрізі (відслоненні). Для порівняння розрізів використовують літологічний метод. Якщо розрізи близько тоді ймовірність помилок у визначенні віку незначна. При співставленні розрізів, що розташовані далеко один від одного, виникають певні труднощі спричинені тим, що породи одного і того ж віку могли утворитися за різних умов. Відповідно вони будуть відрізнятися літологічно за своїм складом. Так у одному і тому ж озері, морі у прибережній зоні формуються піски, а в глибоководній – глини і вапняки. Для допомоги стратиграфічному й літологічному методам використовують палеонтологічний. Суть останнього полягає у вивченні скам'янілих решток тварин і рослин, що жили в минулій геологічній епохи і захоронені в гірських породах. Рослинний і тваринний світ у процесі геологічної історії земної кори зазнавав значних змін. Ні в кого не викликає сумніву що рештки відмерлих організмів, отже породи одного віку містять одні і ті ж відмерлі рештки організмів. Відмерлі рештки інших організмів засвідчують, що це породи іншого віку. Це слугує надійною основою для визначення віку осадових гірських порід. Такий підхід знайшов широке застосування в геології для визначення віку гірських осадових порід. Завдяки дослідженням геологів багатьох країн на підставі матеріалів стратиграфічного і палеонтологічного методів дослідження у першій половині XIX ст. була сформована єдина стратиграфічна шкала. У цій шкалі осадові породи, що формують земну кору подаються в певній послідовності у відповідності до їх відносного віку. Ця шкала відзначається стратиграфічними одиницями чотирьох рангів (рівнів) (табл. 6, 7).

1. Група систем, що охоплює декілька систем.
2. Системи складаються із декількох відділів.
3. Відділи відзначаються декількома ярусами.
4. Яруси містять декілька дрібніших підрозділів.

Згідно виділених стратиграфічних одиниць створена відносна геохронологічна шкала. В останній виділяють 5 ер і відповідно 5 груп систем. Від найдревнішої до наймолодшої вони називаються так: архейська ера, протерозойська ера, палеозойська ера, мезозойська ера, кайнозойська ера (табл. 7).

Архейська і протерозойська ери об'єднуються в криптозойський еон, а палеозойська, мезозойська, кайнозойська ери об'єднуються в фанерозойський еон – для останнього типові достовірні скелетні органічні рештки.

Найскладніший поділ протерозойської ери і особливо архейської – практично відсутні рештки відмерлих організмів.

Палеозойська ера відзначається шістьма періодами (знизу вгору): кембрійський, ордовіцький, силурійський, девонський, кам'яновугільний, пермський;

Мезозойський поділяється на три періоди: триасовий, юрський, крейдовий;

Кайнозойський – також на три: палеогеновий, неогеновий, антропогеновий (четвертинний).

Таблиця 6

Назви систем і відповідних їм періодів подаються за назвою місцевості або за особливостями відкладів та іншими ознаками

<b>Стратиграфічні підрозділи</b>	<b>Геохронологічні підрозділи</b>
група	ера
система	період
відділ	епоха
ярус	вік

Всі вікові і стратиграфічні підрозділи на геологічних картах і розрізах позначаються індексами, менші підрозділи найчастіше позначаються цифрами збоку основною індексу. Наприклад: K1, K2 і т.п. Система поділяється на 2 відділи – нижчий і верхній. Коли використовують палеонтологічний метод для визначення віку груп, систем, відділів, ярусів варто мати на увазі, що далеко не всі скам'янілі органічні рештки можуть бути придатні для цього. Відомо, що деякі

організми упродовж довгої геологічної історії змінюються дуже повільно і відповідно трапляються у гірських породах різного віку. Для розчленування гірських порід за віком мають значення тільки організми, для яких типова швидка еволюція, тобто швидка зміна одних видів іншими, а також широке горизонтальне поширення. Такі давні організми називають нерівними формами.

Швидка зміна і недовговічність керівних видів фауни і флори сприяє тому, що кожному шару чи групі шарів одновікових гірських порід притаманні свої нерівні форми. Вивченням поширення нерівних форм фауни і флори займається наука біостратиграфія. Склад цих груп організмів виділяють нерівні види, які є основними при визначенні віку порід.

**Абсолютна геохронологія.** Відносна геохронологія засвідчує послідовність і зміну ер і періодів, проте не дає ніякої інформації про час, яка їх протяжність у роках. Зрозуміло, що виникає питання про формування абсолютної геохронології, тобто визначення скільки часу (років) має протяжність ера і період. Надійними виявилися методи визначення абсолютного віку гірських порід, що ґрунтуються на радіоактивного розпаду атомів хімічних елементів. Вони ще називаються радіологічними методами. Відомо, що в гірських породах містяться такі радіоактивні елементи як U, Th, K, Rb. Вони відзначаються властивістю спонтанного розпаду, перетворюючись в інші хімічні елементи і, нарешті, в кінцеві продукти розпаду. Останній завжди відбувається з постійною швидкістю. Кожний із згадуваних вище хімічних елементів відзначається своїм періодом напіврозпаду. Це такий час, упродовж якого та чи інша кількість радіоактивної речовини, що міститься в гірській породі зменшується наполовину.

Методів визначення абсолютного віку порід є декілька: свинцево – ураново – торієвий, калій – аргонний, рубідієво – стронцієвий, вуглецевий.

**Свинцево–ураново–торієвий** метод найкраще розроблений і найвідоміший. Він ґрунтується на радіоактивному розпаді U іTh. Він називається альфа-розпад. Альфа частинки, що викидаються є ядрами He-4. U-238 після розпаду перетворюються в ізотоп Th-234, при розпаді U-238 відбувається восьмиразове, при розпаді U-235 – семиразове, а Th-232 – шестиразове виділення He-4. Зазвичай, у мінералах міститься уран і торій, кінцевим продуктом розпаду яких є свинець і гелій.

Ці ізотопи свинцю мають різні атомні ваги відмінні від атомної ваги звичайного свинцю.

Для розрахунків віку породи необхідно визначити вміст урану, торію та радіоактивного свинцю і його ізотопний склад, також вміст первинного свинцю, що немає нічого спільного із радіогенним. Це необхідно для того щоб ввести поправки при обчисленні віку гірської породи. Ізотопний склад свинцю визначають за допомогою мас-спектрометра.

**Калій – аргоновий** метод використовується для визначення абсолютного віку різних порід. Він ґрунтується на вивченні радіоактивного перетворення ізотопу калію з атомною вагою 40 (K-40). Застосування цього методу спричинено тим, що низка порід не містить радіоактивних урану і торію. Радіоактивне перетворення K-40 супроводжується утворенням стабільного ізотопу аргону із тою ж атомною вагою (Ar-40) що накопичується в мінералах і гірських породах. Оскільки калій міститься в багатьох мінералах гірських порід, цей метод відзначається широким використанням.

**Рубідій – стронцієвий** метод, також відзначається широким застосуванням. Він ґрунтується на розпаді Rb-87 і перетворенням його в Sr-87. Як і при використанні інших методів треба визначити співвідношення радіогенного і радіоактивного елементів. Оскільки рубідій досить часто трапляється як домішка у мінералах, що містять K, то цей метод досить широко використовується поряд із калій – аргонним, зокрема при визначенні віку давніх гранітів і слюд.

**Вуглецевий** метод використовується для визначення віку антропогенних гірських порід, вік яких знаходиться в межах 10–30 тис. років. Він ґрунтується на радіоактивному розпаді C-14, що поглинається рослинами в процесі їх життєдіяльності. При житті рослин співвідношення в них радіоактивного і нерадіоактивного вуглецю залишається постійним. Знаючи період піврозпаду C-14 і визначивши його кількість у рештках відмерлих рослин можна вирахувати вік порід, в яких вони знаходяться. Вуглець швидко розпадається тому визначають вік верхньої частини антропогенних відкладів, тобто наймолодших. Цей метод часто використовується в археології.

Таблиця 7

## Геохронологія історії розвитку Землі

Ера	Період	Тривалість (млн. р.)	Епоха горотворення	Основні геологічні події
<b>КАЙНОЗООЙСЬКА</b> <b>KZ</b>	Четвертинний <b>Q</b>	0,7 – 1,8	<b>АЛПІЙСЬКА</b>	Неодноразові зледеніння. Формування сучасного рельєфу. Утворення будівельних матеріалів, розсипних родовищ золота і алмазів.
	Неогеновий <b>N</b>	<b>25</b>		Підняття гір: Карпат, Альп, Гімалаїв, Паміру. Інтенсивна вулканічна діяльність. Відособлення морів: Середземного, Чорного, Азовського, Каспійського і Аральського. Формування родовищ бурого вугілля, залізної руди осадового походження.
	Палеогеновий <b>P</b>	<b>41</b>		Руйнування мезозойських гір. Формування родовищ бурого вугілля, нафти, горючих сланців, фосфоритів, кам'яної солі, осадових руд заліза, бокситів.
<b>МЕЗОЗООЙСЬКА</b> <b>MZ</b>	Крейдовий <b>K</b>	70	<b>МЕЗОЗООЙСЬКА</b>	Початок утворення гір: Карпат, Кримських, Кавказу, Паміру. Формування родовищ кам'яного вугілля, нафти, горючих сланців, фосфоритів, крейди, руд олова, золота, срібла, міді.
	Юрський <b>J</b>	55 – 60		Потужна складчатість, розломи материків, виливи магми, проникнення її у товщу земної кори. Утворення сучасних океанів, внутрішньоматерикових морів, значних заболочених низовин. Встановлення жаркого, вологого клімату.
	Тріасовий <b>T</b>	40 – 45		Підняття материків і відступ морів. Руйнування герцинських гірських споруд і утворення рівнинного рельєфу. Формування родовищ кам'яної солі, вугілля, нафти.
	Пермський <b>P</b>	50 – 60		Завершення герцинської складчастості та утворення гір: Уральських, Тянь-Шаню, Алтаю.

Ера	Період	Тривалість (млн. р.)	Епоха горотворення	Основні геологічні події
<b>ПАЛЕОЗОЙСЬКА</b> <b>PZ</b>			<b>ГЕРЦИНСЬКА</b>	Встановлення сухого клімату. Утворення родовищ кам'яної солі, гіпсу, вугілля, нафти і газу.
	Кам'яновугільний <b>C</b>	65 – 75		Розмивання каледонських гірських споруд. Максимум герцинського горотворення. Збільшення заболочених низовин. Встановлення жаркого, вологого клімату. Формування великої кількості родовищ вугілля і нафти, мідної та поліметалевих руд.
	Девонський <b>D</b>	60		Зменшення площ морів. Встановлення жаркого клімату, поява перших пустель. Формування родовищ нафти, горючого газу, ропи мінеральної води.
	Силурійський <b>S</b>	25 – 30	<b>КАЛЕДОНСЬКА</b>	Головна фаза каледонської складчастості й утворення гір: Саян, Алтаю, частини Тянь-Шаню. Формування залізних і мідних руд, золота, фосфоритів, горючих сланців.
	Ордовіцький <b>O</b>	60 – 70		Зменшення морських басейнів. Потужна вулканічна діяльність.
	Кембрійський <b>E</b>	70		Занурення материків і затоплення величезних просторів морями. Формування родовищ бокситів, фосфоритів, кам'яної солі, гіпсу, осадових руд, марганцю, заліза.
<b>ПРОТЕРОЗОЙСЬКА</b> <b>PR</b>		2100	<b>БАЙКАЛЬСЬКА</b>	Перехід до геосинклінально-платформної стадії розвитку земної кори. Розподіл континентів на давні платформи і рухомі пояси. Головна фаза байкальської складчастості. Потужна вулканічна діяльність. Формування величезних запасів залізних руд, родовищ поліметалевих руд, графіту.
<b>АРХЕЙСЬКА</b> <b>AR</b>		Понад 1800		<b>КА</b>

Можна стверджувати, що тільки завдяки методам визначення абсолютного віку гірських порід можна сформулювати послідовність утворення порід, зокрема метаморфічних як у криптозої так і фанерозої. Для точнішого визначення віку порід, особливо на кристалічних щитах, користуються комплексом методів, що сприяє точнішому визначенню віку особливо докембрійських порід.

Абсолютний вік порід на Українському кристалічному щиті сягає 3500 млн. років.

### **Запитання для самоконтролю**

1. Які загальні особливості до геологічного етапу розвитку Землі?
2. Які ви знаєте методичні основи визначення відносного віку гірських порід?
3. Дайте оцінку основним складовим геохронологічної таблиці.
4. У чому полягає суть докембрійського етапу розвитку Землі?
5. Палеозойський етап та особливості його розвитку.
6. Які абсолютні методи визначення віку гірських порід.
7. Які ви знаєте епохи гороутворення та їх особливості?



## Лабораторна робота № 5

### **Тема: Літосфера Землі та тектонічні процеси**

**Мета:** На підставі поданого інформаційного та ілюстративного матеріалу необхідно проаналізувати типи земної кори та тектонічні деформації і розривні порушення.

### **Завдання:**

1. Опишіть типи земної кори та їх будову.
2. Опишіть, зарисуйте і проаналізуйте складчасті деформації земної кори.
3. Опишіть, зарисуйте і проаналізуйте розривні порушення земної кори.

## **Теоретична інформація із заданої теми**

### *Літосфера Землі та тектонічні процеси*

Літосфера («кам'яна оболонка») Землі об'єднує земну кору разом із надастеносферним шаром верхньої мантії, відповідно формується єдиний жорсткий шар, який ніби плаває на пластичній астеносфері.

Вважається, що верхня мантія, що входить до складу літосфери сформована щільними породами, ймовірно, перидотитами, дунітами, еклігитами.

На сьогодні літосферу Землі поділяють на окремі плити, що називаються літосферними. Їх виділяють на підставі розподілу епіцентрів землетрусів. Сучасні дослідження дають підставу розрізняти сім основних плит: *Північноамериканську, Південноамериканську, Євразійську, Африканську, Індійсько-Австралійську, Антарктичну та Тихоокеанську*. Згадані плити охоплюють ділянки материків та океанів, окрім Тихоокеанської. Літосферні плити переміщуються на Землі з різною швидкістю на пластичній поверхні астеносфери. Їх розсування наявне і добре фіксується в рифтових зонах серединних океанських хребтів. Вони зближуються (конвергенція) на периферії океанів уздовж так званих зон Беньофа. Зсув плит відбувається розломами серединно-океанських хребтів. Таким чином геологічний розвиток, формування, зміна обрисів, розмірів та розташування континентів, а також їх рельєфу спричинюється взаємодією між літосферними плитами.

Відомо, що значна частина площ літосферних плит припадає на континенти і океани – це стійкі блоки земної кори і літосфери, що формують платформи. Власне океанські платформи називають плитами або таласократонами.

Платформи зазвичай відзначаються плоским, вирівняним рельєфом. Потужність земної кори та літосфери на них майже стабільна й однакова – тришарова.

Межі між літосферними плитами, зокрема в океанах, чітко виражені, оскільки збігаються із рифтовими зонами серединно-океанських рухомих поясів. З обох боків рифтових долин простежуються гірські хребти. При переході від океанів до континентів наявні геосинклінальні рухомі пояси, які поділяються на два типи: окраїнно-континентальний та міжконтинентальний. Останній простягається між континентальними плитами, наприклад, середземноморський пояс між Євразійською та Африканською плитами. Виділяється ще третій тип рухомих поясів – орогенний (гірський). Яскравим прикладом слугує орогенний пояс між Євразійською та Індійсько-Австралійською плитами. Серед гірських (орогенних) поясів розрізняють епігеосинклінальні та епіплатформні, тобто такі, що сформувалися на місці геосинкліналей та платформ (*епі* – це значить після).

Таким чином, у континентальній земній корі наявні континентальні платформи, а також епіплатформні та епігеосинклінальні орогенні пояси.

Геосинклінальні рухомі пояси простягаються у перехідних зонах між континентами й океанами. Отже, в земній корі розрізняють шість структурних елементів другого порядку (континенти й океани – це структурні елементи першого порядку).

I. В океанській корі наявні: 1. Серединно-океанські хребти. 2. Океанські плити (платформи).

II. В континентальній корі виділяються: 1. Континентальні платформи. 2. Епіплатформні орогенні пояси. 3. Епігеосинклінальні орогенні пояси. 4. Геосинклінальні рухомі пояси розташовані у перехідних зонах між континентами й океанами.

Всі ці шість структурних елементів простежується не тільки в земній корі, а й надастеносферній мантії, тобто літосфері загалом.

Всі вони відзначаються яскравим проявом своїх особливостей, наприклад, тектонічних рухів, магматизмом, геофізичними полями, рельєфом, осадконагромадженням тощо.

У літосфері існує певна закономірність зміни перерахованих вище елементів при переході від океанської земної кори до континентальної і, навпаки.

Найбільші тектонічні структури – континенти й океани розглядаються як глибинні структури, тому що вони стосуються не тільки земної кори, а й верхньої мантії. Отже, літосфера охоплює всю тектоносферу Землі. Глибинні структури об'єднують дрібніші регіональні структури.

### **Особливості океанської та континентальної земної кори**

#### ***Континентальна земна кора***

Потужність континентальної земної кори коливаються від 20 до 70 км при пересічному значенні 33–40 км. Зміна потужності залежить від рельєфу. Наприклад в Гімалаях і Андах вона сягає 70–75 км, а 20–35 км – у континентальних западинах таких як Угорська. Континентальна кора відома і на підводних окраїнах материків, тобто шельфі. Тут її потужність становить 20–25 км та повільно зменшується в бік материкового схилу на глибині.

Потужність верхнього осадового шару змінюється від 0 до 5–10 км – це на рівнинах, а в горах може сягати навіть 15–20 км. Пересічна потужність на всіх континентах не перевищує 3 км.

«Гранітний» шар майже на 50 % сформований гранітами, ще 40 % – це метаморфічні породи різного ступеню метаморфізму – зазвичай гнейси і сланці. До 10 % – це інтрузивні породи основного складу. Потужність цього шару коливається від 10 до 25 км. У межах рівнинних територій він коливається в межах 15–20 км, а в горах – 20–25 км.

Базальтовий шар сформований основними породами – базальтами та частково метаморфічними породами високого ступеню метаморфізму. Потужність згаданого шару коливається в межах від 10–15 км до 20 км під рівнинами до 25–35 км під гірськими спорудами.

**Океанська кора** також є тришарова проте різко відрізняється від континентальної не тільки за потужністю, а й за своїм складом. В океанській корі відсутній граніто-гнейсовий шар, а загальна потужність

коливається від 5 до 12 км. Перший шар зверху незцементовані осадові утворення. Його потужність коливається від сотень метрів до 1 км.

Середній (другий) шар – це базальтові породи (лави) з прошарками карбонатних та кременистих порід. Він відзначається потужністю 1–3 км.

Третій шар – сформований найімовірніше основними (габро) та ультраосновними (піроксеніти) породами його потужність коливається від 3,5 до 5 км. . Пересічна потужність океанічної кори становить 7 км, а в континентальній 33–40 км.

### ***Тектонічні рухи та порушення***

Земна кора впродовж геологічної історії землі зазнавала складних змін у просторі та часі. Гірські породи, що формують земну кору зминалися в складки, розривалися, насувалися одна товща на іншу. Завдяки цим процесам змінювався рельєф Землі, формувалися гори, глибоководні западини, відбувалися землетруси та вулканічні процеси тощо. Загалом всі ці явища відбувалися під впливом рухів земної кори, які прийнято називати тектонічними рухами.

За напрямком переміщення вони поділяються на вертикальні і горизонтальні за областю виявлення – поверхневі (покриви), в межах осадового плаща, корові, що відбуваються в усій земній корі, глибинні – спричинені процесами у верхній мантії. (В. Ю. Хаїн, В. В. Білоусов).

Всі ці рухи сприяють порушенню первинного залягання гірських порід. Загалом можна сказати, що внутрішньокорові тектонічні рухи призводять до формування складчастих (плікативних) і розривних (диз'юнктивних) порушень.

Складкоутворення відбувається в процесі пластичних деформацій. Залежно від деформації гірські породи можуть зазнавати різноманітних вигнутих форм, що називаються складками або руйнуватися з утворенням тріщин, розколів тощо (крихкі деформації).

При пластичних деформаціях утворюються складчасті або плікативні порушення, а в другому розривні або диз'юнктивні.

Під складкою розуміють будь-які вигини верстви гірських порід без розриву їх суцільності.

Основні елементи складки подано на рис. 2.

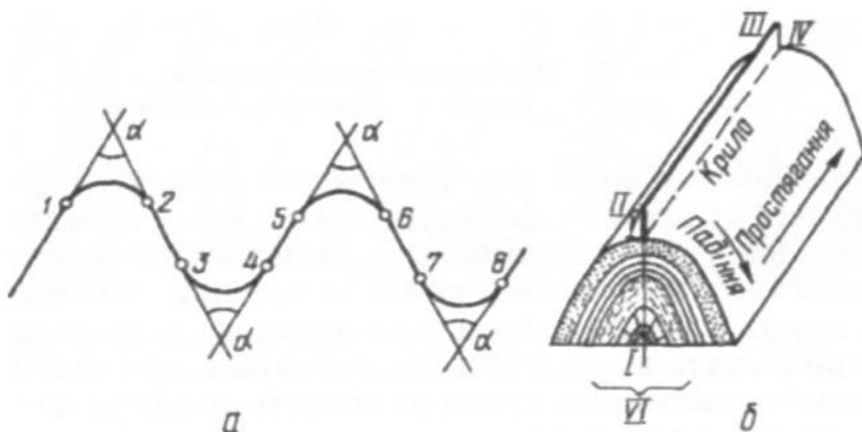


Рис. 2. Елементи складки:

*a:* 1–2, 5–6 – замок (склепіння) антикліналі; 3–4, 7–8 – замок синкліналі; 2–3, 4–5, 6–7 – крила складок;  $\alpha$  – кут складки; *б:* I, II, III – осьова площина; IV, V – шарнір, VI – ядро складки.

Розрізняють два основних типи складок: антиклінальні і синклінальні. Антиклінальні – в ядрі залягають древні породи, синклінальні – в ядрі сформоване молодими породами між крила складки.

Нахил осової поверхні та положення крил у поперечному розрізі дають можливість розрізнити такі складки: пряма (симетрична асиметрична) складка, коли осова поверхня нахилена, але крила падають в різні боки, перевернена – осова поверхня нахилена, а крила падають в один і той же бік під різними чи однаковими кутами, лежача – осова поверхня горизонтальна.

За формою замка складки поділяються на: гребенеподібні – вузькі гострі антикліналі розділені широкими пологими синкліналями, кілеподібні – вузькі гострі синкліналі, розділені широкими, пологими антикліналями; скринеподібні – широкі пологі антикліналі та синкліналі.

**Розривні або диз'юнктивні порушення.** Зазвичай це розривні деформації окремої верстви або їх сукупності, окремих товщ. Вони виникають при перевищенні межі їх міцності у процесі тектонічних рухів.

У будь-якому розривному порушенні виділяють: площину розриву або зміщувач і крила розриву. Крила – це блоки порід розміщені з обох боків зміщувача, що зазнавали переміщення. Крило або блок що знаходиться вище площини розриву називається висячим, а нижче – лежачим.

Розрізняють такі типи розривних порушень:

Скид – зміщувач вертикальний або має падіння в бік опущеного крила.

Підкид – зміщувач має падіння в бік піднятого крила.

Насув – це підкид з кутом падіння зміщувача меншим ніж  $45^\circ$  (рис. 3)°.

Зсув – розрив з переміщенням крил перпендикулярних до зміщувача.

Покрив або шар'яж – розрив із майже горизонтальним положенням зміщувача.

Тектонічні порушення можуть формувати цілі системи.

Так, скиди можуть розташовуватися паралельно, формуючи східчасту структуру, де кожний наступний блок опущений нижче щодо попереднього. За умов розтягування часто формуються зустрічні скиди – тоді центральна частина структури зазнає опускання. Така структура називається грабенном. Якщо при паралельних підкидах центральна частина частини структури піднята, то її називають горстом (рис. 3).

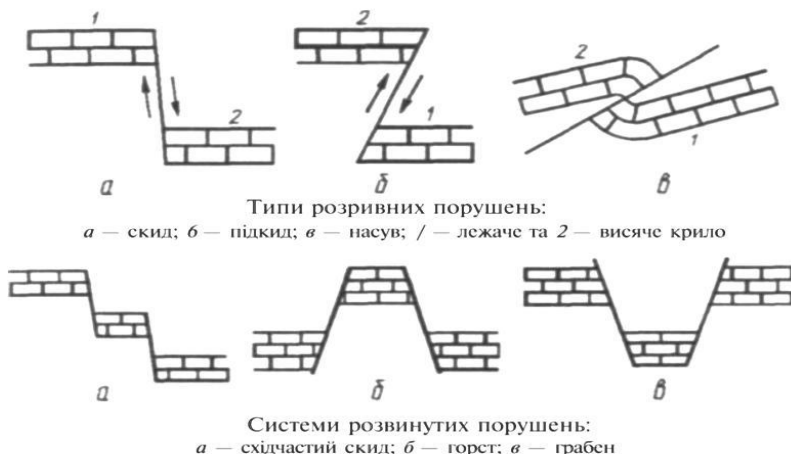


Рис. 3. Типи та системи розривних порушень

Витягнуті на сотні і тисячі кілометрів складні системи грабенів, що поєднуються з горстами називаються рифтами.

Тектонічні рухи поділяються на сучасні новітні та неотектонічні.

Сучасні – це ті, що відбуваються тепер, новітні, їх ще називають молоді, їх віковий діапазон сягає 10 000 років, неотектонічні – це рухи час дії яких триває від початку олігоценової епохи палеогену до голоцену, тобто майже 40 млн. років.

### **Запитання для самоконтролю**

1. Що таке літосфера?
2. Яка відмінність між континентальною і океанською земною корою?
3. Чи залежить потужність земної кори від особливостей будови її поверхні?
4. З яких шарів сформована земна кора материкового типу?
5. Які існують види тектонічних рухів?
6. Які існують види деформацій?
7. Які елементи складки ви знаєте?
8. Подайте морфологічні особливості типи складок?
9. Подайте класифікацію розривних порушень.
10. Що таке рифт?

## Лабораторна робота № 6

**Тема:** Грунти їх утворення та поширення

**Мета:** Вивчити типи найпоширеніших ґрунтів та їх розповсюдження.

**Завдання:**

1. Опишіть ґрунтовий профіль.
2. Опишіть найпоширеніші ґрунти в лісовій зоні, лісостепу і степу України.

### Теоретична інформація із заданої теми

З корою звітрювання на нашій планеті тісно пов'язане утворення ґрунтів. Шар земної кори, де утворюються ґрунти називається педосферою. Зрозуміло, що ґрунти є продуктом довгої взаємодії клімату, рослинного і тваринного світу із гірськими породами, що виходять на земну поверхню. Загалом в процесі звітрювання формується елювій, що безперервно піддається впливу кліматичних процесів на який покладається більша або менша дія життєдіяльності рослинного і тваринного світу. На сьогоднішній день на думку відомого ґрунтознавця Г. В. Добровольського вважається, що ґрунт – це поверхневий шар суші земної кулі, що відзначається родючістю та відповідним органомінеральним складом, та особливим, притаманним тільки йому профільним типом будови: ґрунт виник і розвивається внаслідок сукупного впливу на гірські породи води, повітря, сонячної енергії, рослинних і тваринних організмів, тому властивості ґрунту відбивають місцеві особливості природних умов і господарської діяльності людини.

У звичайному профілі ґрунтів зверху вниз виділяється декілька властивих їм горизонтів.

1. Перегнійно-акумулятивний – А1, в якому не дивлячись на вимивання провідним процесом є нагромадження гумусу.

2. Елювіальний – А2 горизонт вимивання, який відзначається перевагою виносу речовини.

3. Ілювіальний – В, де відбувається вимивання і нагромадження речовин, що винесені з інших горизонтів ґрунту.

4. Горизонт С – материнська гірська порода.

Ці горизонти залежно від стадії розвитку ґрунотвірного процесу та особливостей ґрунтів можуть бути виражені неодинаково.



Важливо зауважити, що в ґрунтоутворенні та розподілі ґрунтів на поверхні Землі головна роль належить кліматичним умовам.

Ґрунти містять в собі гумус (перегній), що виникає в процесі неповного розкладу органічних речовин, що виникають при відмиранні рослинного і тваринного світу. Гумус зазвичай чорного або бурого кольору. З ним пов'язана основна властивість ґрунту – його родючість. Гумус це аморфна речовина. Він сформований із гумінових високомолекулярних речовин притаманних тільки йому. Це нерозчинний в лугах гумін в сукупності з розчинними кислотами – гумінової та фульвокислот. До складу гумусу входять також білки, вуглеводи, органічні кислоти, жири, віск та інші сполуки, що є складовими рослинних і тваринних тканин та їх продуктів. У ґрунті відбувається біологічний колообіг речовини. Він полягає в тому, що з одного боку рослини забирають необхідні їм речовини для росту і життєдіяльності, а з іншого – при їх відмиранні відповідні речовини вже в іншій якості попадають у ґрунти. Значна маса органічної речовини попадаючи в ґрунт піддається розкладу, складній біохімічній переробці. Велика роль при цьому належить мікроорганізмам (бактеріям і грибам). При неповному розкладі формується відносно стійкий комплекс, що називається гумусом.

Ґрунти відзначаються горизонтальною і вертикальною зональністю, що було виявлено основоположником ґрунтознавства В. В. Докучаєвим. Зональність є наслідком взаємодії декількох чинників клімату, рельєфу, рослинності, складу материнських порід. На сьогодні розрізняють такі основні типи ґрунтів: ґрунти тундри і лісотундри, підзолисті та дерново-підзолисті ґрунти, сірі лісові ґрунти і чорноземи лісостепу, чорноземи лугового степу, каштанові і бурі ґрунти сухого степу, сіроземи пустель і напівпустель, солонці і солончаки, коричневі ґрунти сухих субтропіків, червоноземи й жовтоземи вологих субтропіків.

*Ґрунти тундри і лісотундри.* Середньорічна температура  $-2^{\circ}\text{C}$  ( $-4,4^{\circ}\text{C}$ ) у європейській частині РФ, а в Сибіру від  $-9^{\circ}\text{C}$  до  $-14^{\circ}\text{C}$ . Безморозний період сягає всього три місяці, опадів 200–300 мм/рік. Але при низькій температурі та при незначній випаровуваності цього достатньо, щоб породи на поверхні були насичені водою і було заболочення. Тундрові ґрунти містять від 1 до 2–3 % гумусу, він напівторфовий. Потужність ґрунтів 10–20 см.

*Підзолисті та дерново-підзолисті ґрунти* – найпоширеніші на Руській рівнині. Це лісова зона на південь від тундри. Вона відзначається додатними середньорічними температурами, що коливаються від 0,8 °С до 7 °С. Середньорічна кількість опадів 500–600 мм/рік, при найбільшій кількості літом. Рослинність міняється з півночі на південь: на півночі поширені хвойні ліси (тайга), на півдні – мішані (хвойні та широколистяні). У долинах річок поширені луки та лучно-болотна рослинність. Ця рослинність поступово відмирає, формується лісова підстилка, що відносно швидко розкладається грибною флорою. Переважання кількості атмосферних опадів над випаровуванням сприяє низхідним рухам води разом із розчиненими речовинами в глибші горизонти. У нижніх горизонтах нагромаджуються речовини, що є важкорозчинними, формується ілювіальний шар. Ці процеси сприяють збагаченню верхнього шару порошкоподібного аморфного масою кремнезему, що надає підзолистим ґрунтам білуватий колір і зумовлює його безструктурність. Таким чином відбувається глибокий розпад не тільки органічної речовини, а й мінеральних складових.

*Підзолисті ґрунти слабородючі.*

Дерновий ґрунотвірний процес. Відбувається за умов переваги трав'яної рослинності, що відмирає до настання зими. Відмерлі рештки рослин за літо повністю не розпадаються (розкладаються), тому на початок зими нагромаджується значна кількість напіврозкладених рослинних решток.

У такий спосіб відбувається повільне нагромадження аморфного гумусу в дерновому горизонті, формується грудкувата структура ґрунту відносно сприятлива для трав'янистої рослинності. Так формуються дерново-підзолисті ґрунти цієї зони з різним ступенем розвитку дернового горизонту (поширення ґрунтів в Україні подано на рис. 4).

*Сірі лісові ґрунти* пов'язані із лісостеповою зоною (Волино-Подільська та Придністровська височини). Особливість зони – чергування луко-степових ділянок із масивами листяних лісів. Формуються строкаті ґрунти. Тут чергуються вилуговані і навіть жирні чорноземи. Це перехідний тип від підзолистих ґрунтів лісів до степових чорноземів. Продуктивність їх вища підзолистих лісових ґрунтів, але менша лучно-степових чорноземів.

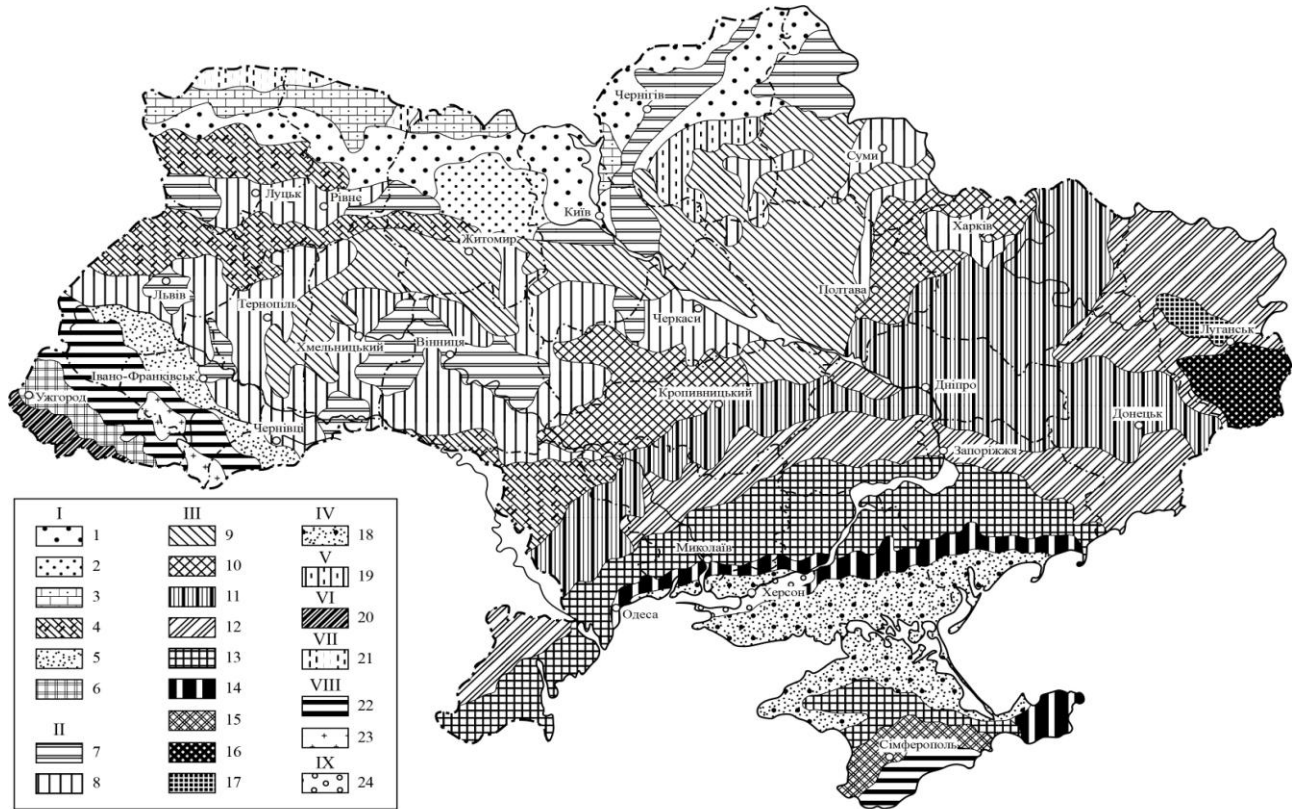


Рис. 4. Географія ґрунтів

*Чорноземи* лучних степів мають найбільшу продуктивність. В Україні вони охоплюють до 33 % світових запасів. Це південь України. Це ґрунти степів, де переважає сухий клімат і гаряче літо. Кількість опадів коливається від 300–350 до 500 мм/рік. Основна частина опадів випадає літом. За умов великого випаровування в ґрунт просочується незначна кількість вологи, що переносить в нижні горизонти лише легкорозчинні компоненти. Ґрунт слабо промивається і містить багато мінеральних складових.

Степ відзначається багатою рослинністю, де переважають злакові та бобові. Значна кількість відмерлої наземної частини рослинності з року в рік нагромаджується і піддається біохімічним процесам, що пов'язані з діяльністю мікроорганізмів та відбувається лише літом. Наявний неповний розпад органічних решток і відповідно нагромадження гумусу, що надає йому чорного забарвлення. Ці ґрунти поділяються на малогумусні – менше 6 %, середньогумусні (звичайні) – 7–9 % та тучні (жирні) – більше 10 %.

*Каштанові і бурі ґрунти* сухих степів. Клімат континентальний, жаркий, сухий, кількість опадів 250–300 мм/рік, значна кількість випадає літом. Випаровування сягає більше 1000 мм/рік. Сніговий покрив незначний і нестійкий. Тут типові сильні вітри-суховії, що мають згубний вплив на рослинність. Розкладання органічної речовини та нагромадження гумусу протікає повільно, що спричиняє каштанове забарвлення ґрунту. Вміст гумусу у темно-каштанових – 4–5 %, каштанових – 3–4 %, світло-каштанових – 2–3 % і нарешті бурих – близько 2 %.

*Сіроземи* пустинних степів та пустинь. Кількість опадів 100–150 мм/рік. Дуже сухе гаряче літо. Середньорічна температура – 13–17 °С, при максимальній літом, що перевищує 40 °С. Суцільний рослинний покрив відсутній. Сіроземи відзначаються слабо диференційованим профілем. Формуються в пустельно степовій зоні субтропічного поясу, зазвичай на лесах і лесовидних суглинках. Відзначаються річною циклічністю ґрунотвірного процесу, добрими водно-фізичними властивостями, високою біологічною активністю, лужною реакцією. Всі генетичні горизонти ґрунтового профілю потужністю до 150 см містять карбонати. У верхньому шарі кількість гумусу не перевищує 1–4%. Поширені в Південній та Середній Азії, Північній Америці, Північній Африці, Австралії. Ґрунотвірний процес простежується слабо. Вміст гумусу в сіроземах 1,0–1,5 % при потужності від 10 до 15 см.

*Червоноземи і жовтоземи вологих субтропиків.* Кількість атмосферних опадів може сягати до 2500–3000 мм/рік. Середньорічна температура повітря – 13,5–14,5 °С. Зима фактично відсутня. Найважлива пишна субтропічна лісова рослинність та особливо інтенсивні процеси звітрювання гірських порід. Звітрювання сягає повного розпаду силікатів та алюмосилікатів до оксидів. Ці процеси відбуваються упродовж усього року. У корі звітрювання нагромаджуються оксиди та гідрооксиди заліза, алюмінію, кремнію, що сприяє появі коричневого та охристо-коричневого забарвлення.

#### *Ґрунти в гірських районах.*

У горах рослинність та клімат змінюються з висотою. Візьмемо за приклад Кавказ – у підозві гір – степи, вище вони змінюються листяними лісами, а ще вище мішаними і хвойними. Над ними розташовані високогірні луки, а ще вище снігові вершини. Відповідно до зміни рослинності змінюються ґрунти у такій послідовності: чорноземи, гірські лісові-бурі ґрунти, гірські лісові-сірі ґрунти, гірські лісові-підзолисті ґрунти, гірські лугові ґрунти, гірські тундрові ґрунти. Ґрунтовий покрив гір строкатий, що пов'язано з різною експозицією схилів.

Природні процеси пов'язані із землеробством є поверхневими і охоплюють великі площі. У зв'язку з цим вони мають досить великий вплив на геологічне середовище. Крім того, в останні десятиліття особливо збільшилося використання мінеральних добрив та засобів боротьби із бур'янами: пестицидів, інсектицидів та гербіцидів. Значна проблема виникає через проведення меліоративних робіт та побудови відповідних систем. Україна відзначається високим рівнем освоєння продуктивних земель – до 70,4 % території. Розораність земель сягає до 56,9 %, а в окремих регіонах аж до 80 % і більше.

Таким чином, використання у сільськогосподарському виробництві мінеральних добрив та гербіцидів і пестицидів є досить інтенсивним чинником забруднення геологічного середовища. Внесення згаданих вище речовин не може бути повністю поглинуте в біогеохімічному циклі, і відповідно відбувається його нагромадження в ґрунтах, донних відкладах, гірських породах, підземних і поверхневих водах. Як наслідок геологічне середовище, що є складовою біосфери не тільки забруднюється, а й здобуває нову властивість в регіональному масштабі, тобто токсикогенність. У екологічному відношенні це загроза для біосфери загалом.

### **Запитання для контролю**

1. Які основні чинники формування ґрунтів?
2. Які складові ґрунтового профілю?
3. Які ґрунти поширені в лісовій зоні?
4. Які ознаки для дерново-підзолистих ґрунтів?
5. Які ознаки типові для підзолистих ґрунтів?
6. Які ґрунти поширені в лісостепу?
7. Які ґрунти поширені в степовій зоні?
8. Які загальні особливості чорноземів?

## Лабораторна робота № 7

**Тема: Флювіальні форми рельєфу сформовані тимчасовими водними потоками**

**Мета:** Вивчення рельєфотвірної ролі тимчасових водних потоків.

**Завдання:**

1. Опишіть особливості площинного змиву ґрунту
2. Тимчасові водні потоки та яроутворення, зарисуйте стадії розвитку яру
3. Опишіть балки та їх поширення

### Теоретична інформація із заданої теми

**Площинний змив.** Поверхневий стік вод спричинений атмосферними водами. Води опадів та снігу, що тане просочуються в ґрунт, четвертинні відклади та залягаючи глибин породи. Інша частина цих вод випаровується, а ще інша стікає поверхнею конкретної місцевості у вигляді тимчасових водних потоків та річок.

Поверхневий стік відбувається у вигляді тоненьких недиференційованих струмочків, або суцільної плівки, що стікає схилами. Суцільні потоки як тимчасові, так і постійно діючі стікають ритвинами, русловими пониженнями, ярами, річковими долинами.

Площинний стік вод схилами відбувається короткочасово і, зазвичай, швидко припиняється після закінчення дощу. Загалом жива сила води дрібних струмочків або суцільної плівки невелика, проте вона здатна захоплювати розсипчастий дрібнозем і переносити його вниз схилом. У підніжжях схилів сила водного потоку гаситься і відбувається нагромадження теригенного матеріалу. Такі відклади називаються делювієм. Максимальна потужність делювію сягає 15–20 м і більше. Схили виположуються і утворюється делювіальний шлейф. Він має неоднорідний склад: ближче до схилу – це великозернисті утворення, а чим далі від нього шлейф формується все більш дрібнозернистими утвореннями і завершується суглинним або глинистим матеріалом.

Найсприятливіші умови для площинного змиву в межах пустинних і степових регіонів, а також в зоні сухих саван.

Схилова денудація в горах пов'язана із осипанням та обвальними процесами. У такий спосіб формуються гравітаційні відклади – колювій із не відсортованих уламків різних порід.

Зливові дощі та текучі води талого снігу змивають із гірських схилів продукти фізичного звітрювання у підніжжя, де вони просочуються піщано-глинистим матеріалом. Заповнювач є делювіальним утворенням, яке не відіграє самостійного значення.

В умовах холодного клімату, тобто в полярних районах, на високогір'ї та в зонах багато літньої мерзлоти уламковий матеріал насичується вологою і виникає своєрідне переміщення дрібнозему, що називається соліфлюкція. Це повільне стікання колювію у вигляді вільно текучого потоку. Схил при цьому виположується.

Загалом типового делювію в горах немає. Це зміщені утворення спричинені різними чинниками: силою тяжіння, осувам, площинним зливом, перенесення уламкового матеріалу тимчасовими водними потоками.

*Площинний змив ґрунту.* Інтенсивність стоку дощових вод та змиву ґрунту при опадах, шар яких більший 10 мм визначається зливовою складовою дощу та станом ґрунту – задернований чи рілля. Це підтверджують дослідження багатьох авторів.

Найбільша небезпека поверхневого стоку води, а відповідно і змиву ґрунту під час зливових дощів. Вона існує у травні-червні і серпні. У ці місяці 43–67 % дощів відзначаються зливовими особливостями. Злизова складова може в окремих випадках перевищувати 65 % суми опадів. Дослідження підтверджують, що інтенсивність зливових фаз може сягати 0,97–1,95 мм/хв.

Відомо, що кожний дощ із шаром опадів більше 20 мм викликає поверхневий стік і змив ґрунту. На підставі вивчення стоку дощових вод і змиву ґрунтів на дослідній станції Західного Поділля було встановлено, що із загальної кількості стокотвірних дощів лише 8–10 % є екстремально інтенсивними. Останні формують більше 65–80 % сумарного змиву ґрунту (І. Ковальчук).

Сумарний змив ґрунту водами зливових дощів був найменшим у випадку зі схилів засіяних багаторічними травами і конюшиною та становив 0,005 м<sup>3</sup>/га.

Найбільшим він був на просапних культурах із міжряддями вздовж схилу – 50 м<sup>3</sup>/га. У випадку міжрядь у поперек схилу змив



становив  $35 \text{ м}^3/\text{га}$  і більше. Інтенсивність змиву ґрунту сягала до  $6 \text{ м}^3/\text{га}$  і більше упродовж одного дощу. Вважається недопустимим використовувати для просапних культур схили крутизною  $5\text{--}9^\circ$  навіть при поперечному посіві (засаджуванні) культур.

Інтенсивність змиву залежить також від повздовжнього і поперечного профілів схилу.

Ерозійним процесам інтенсивніше піддаються улоговинні схили, ніж розсіюючі. Змив інтенсивніше відбувається на випуклих схилах при зростанні крутизни до підніжжя. Прямі схили та випукло-ввігнуті відзначаються меншим змивом ґрунту у зв'язку із ймовірним чергуванням ерозії та перевідкладання наносів. На довгих схилах південної експозиції ймовірно  $70\text{--}80\%$  перевідкладення наносів. Найкращі умови для акумуляції змитого ґрунту в підніжжя випукло-ввігнутих схилів.

Особливості схилів, способи обробітку ґрунту, рослинний покрив схилів та його стан – все це в сукупності визначає змив ґрунту, тобто його ерозію та акумуляцію, які можна передбачити та здійснювати протиерозійні заходи у кожному конкретному випадку.

У випадку таких вод наявні два види поверхневого змиву ґрунту: тотальний та селективний (вибірковий). Відомі дослідження засвідчують, що на лівобережних притоках Дністра на випуклих схилах наявний найінтенсивніший змив, що сягає до  $6 \text{ мм}/\text{сезон}$ . Він простежується у нижній третині середньої частини схилу. Порівняно із верхньою частиною схилу інтенсивність більша в  $2\text{--}15$  разів. На випукло-ввігнутих схилах зона максимального змиву розташована на стику випуклої та прямої середньої частини профілю. Майже у всіх випадках зафіксовано деяке зниження інтенсивності змиву ґрунту на нижньому, зазвичай, слабо ввігнутому в  $2\text{--}15$  разів більший порівняно із верхньою частиною схилового профілю.

Випукло-ввігнуті схили відзначаються смугою максимального змиву ґрунту на стику верхньої випуклої та середньої прямої частини профілю. У нижній частині схилу, зазвичай, увігнутій змив ґрунту здебільшого менший. На довгих випуклих схилах південної експозиції змив ґрунту поступово зростає від верхньої до нижньої крутішої частини схилу. У випадку західної та східної експозиції змив ґрунту може відрізнятись в  $10$  разів. Це особливо добре помітно в роки значного запасу води в снігу при невисокій вологості ґрунту у змово-

весняний час і при відсутності льодової кірки на поверхні ґрунту. Якщо роки відзначаються частими відлигами при наявній високій вологості мерзлого ґрунту та льодової кірки при невеликих запасах води в снігу до початку його танення, тоді експозиційні відмінності в інтенсивності змиву ґрунту нівелюється.

Хоча загалом найінтенсивніший змив наявний на західних та південних експозиціях.

Тотальний змив ґрунту зазвичай відбувається під дією концентраційних силових потоків. Він інтенсивний і руйнівний. Конуси акумуляції багатьох випадках сформовані великими структурними агрегатами із суглинистим заповнювачем ґрунтових «гальок» різних розмірів.

Селективний змив значно меншої інтенсивності також простежується у початковій фазі сніготанення та при дощах невеликої інтенсивності. Він виносить дрібні мулисті частинки, тому його вплив на поверхню ґрунту слабо помітний.

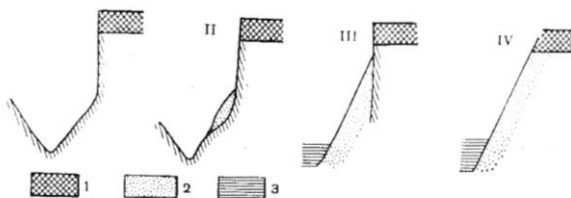
**Тимчасові водні потоки та їх рельєфотвірна роль.** Розрізняють тимчасові водні потоки ярів, на рівнинах і в горах. В одному і тому ж водному потоці відбувається ерозія, перенесення та акумуляція уламкового матеріалу.

Яри і балки – це відносно вузькі та глибокі пониження у рельєфі пов'язані із діяльністю тимчасових водних потоків, що формуються завдяки рідким атмосферним опадам, або раптовому таненню снігу. Вчення про яри сформоване В. В. Докучаєвим, А. П. Павловим, С. С. Соболевим. Останній у розвитку яру розрізняє 4 стадії (рис. 5).

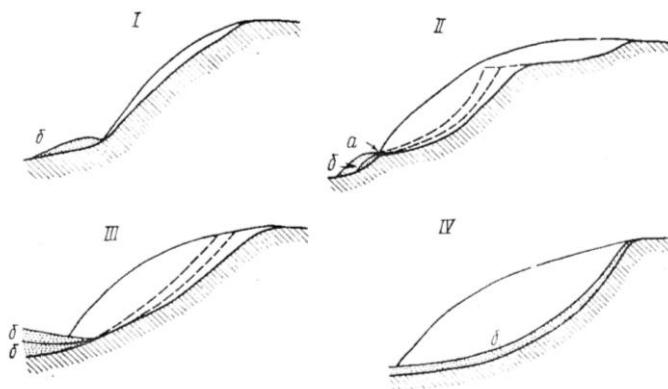
1. Утворення борозни (вимоїни), що не сягає підшови схилу. Під час атмосферних опадів (дощу) борозна заповнюється водою, що сприяє подальшому її розвитку. Глибина борозни збільшується і вона зростає вверх і вниз схилу.

2. Коли борозна виходить за межі бровки схилу в бік вододілу то утворюється вершинний перепад, тобто крутий обрив. Повздожній профіль яру слабо пов'язаний з рельєфом схилу. Він дуже крутий та не вирівняний. Гирло ще не сягає дна долини, куди він впадає. Упродовж усього яру відбувається глибинна ерозія. Під час дощів, особливо раптових, на місці вершинного перепаду формуються водопади. Підмитий обрив обвалюється. Яр продовжує свій ріст

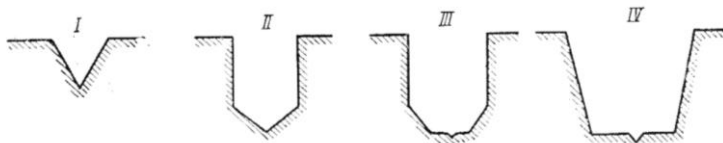
у бік вододілу. Яр щорічно збільшується вверх течії водного потоку. Такий ріст називається регресивним. Одночасно відбувається глибинна ерозія яру в бік його гирла, де він впадає в річку, озеро чи море. Рівень басейну, куди впадає яр називається базисом його ерозії.



Стадії розвитку схилів (за С. С. Соболевим):  
I, II, III, VI - стадії розвитку поздовжнього профілю  
1- ґрунт, 2- делювій, 3- яружно-балковий алювій



Стадії розвитку поздовжнього профілю (за С. С. Соболевим):  
I, II, III, VI - стадії розвитку поздовжнього профілю



Стадії розвитку поперечного профілю (за С. С. Соболевим):  
I, II, III, IV - стадії розвитку поперечного профілю

Рис. 5. Стадії розвитку яру

I – утворення борозни, II – борозна виходить за межі бровки схилу, III – яр сягає базису ерозії, IV – виположення схилів

3. Третя стадія починається з того часу, коли яр сягає базису ерозії. Це вже стадія згасання, оскільки зменшується глибина ерозії, виполохується обрив вершини яру, формується природний стійкий кут його схилів. Вони повільно осипаються і заростають рослинністю, зокрема кущами, а дно яру покривається відкладами. У тому випадку коли дно яру сягає рівня підземних вод, тоді формується постійний водний потік. У подальшому це сприяє поглибленню дна яру, розширенню і його видовженню, що поступово трансформується в річкову долину.

4. Четверта стадія відзначається виположенням схилів і покриттям плащем делювію. Повздожній профіль набуває зрівноваженої форми, тобто яр трансформується в балку. Схили балок заростають рослинність, зазвичай, деревною. Балки типові для лісостепу і степу, зокрема на півночі. Поширення ярів типове для окремих геоморфологічних районів України: Словечно-Овруцький, Азово-Придніпровський, Середньоруська височина.

Яри трапляються в усіх регіонах де відзначаються своїми окремими особливостями. Словечно-Овруцький кряж. Тут яри поширені в межах «лесових островів», зокрема на його південному схилі простежується сітка ярів глибиною 20–25 м при довжині 3–5 км. Подекуди вони перетворюють межиріччя в «бедленди». Схили ярів круті з обсіпанням, обвалюванням та осувами. Великі яри відзначаються плоским і широким (до 10 м) днищем.

*Азово-Придніпровська височина.* У Придніпровській частині височини природні умови сприятливі для яроутворення, зокрема Канівському районі, де глибина ярів сягає 35–40 м, інколи 85–90 м. Вони формуються завдяки глибинній і боковій ерозії.

*Придніпровська низовина.* Тут яри найпоширеніші в зоні Десни, де вони короткі та глибокі і пов'язані із лесовими «островами». У напрямку до Десни вони стають довгими із спадистими схилами. Ярова ерозія супроводжується змивом ґрунтів.

*Середньоруській височині* притаманна велика різноманітність форм цього рельєфу. Наприклад, прямолінійні вимоїни довжиною в декілька десятків метрів за незначної глибини. Такі яри формуються на крутих схилах річкових долин. Якщо яри своїми вершинами сягають межиріччя, то їх довжина становить декілька км за глибини декількох

десять метрів. У лесових породах вони відзначаються майже вертикальними схилами і супроводжуються осувами.

Балки та їх особливості в окремих геоморфологічних районах України: Азово-Придніпровської височини, Приазовської височини, Придніпровської низовини, Донецької височини, Причорноморської низовини.

*Азово-Придніпровська височина.* Балки на Азовській частині височини розповсюджені на площах слабого розчленування осадових порід незначної потужності і визначаються невеликими глибинами та розгалуженням. Глибокі балки формуються у Придніпровській частині височини, що спричинено значними перепадами топографічної поверхні та суцільним розповсюдженням порід осадового плаща. Їм притаманні постійні водотоки – струмки.

*Приазовська височина.* Основною причиною формування балок є повсюдне поширення лесових порід і значними відносними перевищеннями у рельєфі поверхні. Вони глибокі часто мають постійні водотоки. Ерозійні ландшафти охоплюють до 40 % приазовського степу. На схилах балок відслонюються кристалічні породи. Запорізька рівнина відзначається вкороченими балками і балками-суходолами. Вкорочені балки знаходяться на стадії формування. Їх днища сухі. Балки-суходоли добре розроблені і мають широке дно за неглибокого врізання. У середній та нижній частинах таких балок наявний постійний водотік.

*Придніпровська низовина* відзначається двома типами балок: а) зі спадастими схилами, б) плоскодонні. Перші дуже великих розмірів при дуже пологих схилах, дно звужене. Під час сніготанення та дощів ними стікає значна кількість води. Це русла стоку. Плоскодонні балки мають значну крутизну схилів і добре сформовані днища. Схили балок особливо високі, зазвичай, «порізані» ярами, які здебільшого поширені на правих схилах.

*Донецька височина.* У центральній частині височини балки короткі, а на периферії вони є степового типу з добре сформованим пласким дном.

Причорноморська низовина відзначається балками значного розміру на межиріччі Дніпро-Інгулець. Вони поділяються на два типи: 1) типово «степові», що відкриваються у великі долини річок, їх довжина сягає 20–25 км. Довга балка Тичинка має 40 км при ширині від

0,1–0,2 км до 20–25 км при глибині врізання до 70 м на півночі і 40 м на півдні. Найдовша балка – 60 км називається Кам'янка.

Балки другого типу менші за розмірами і мають невироблений повздовжній і поперечний профіль. Вони голоценового віку, слабко похилені, крім того, підтоплені морем, їх гирла, наприклад, затоки Сиваша.

**Тимчасові гірські потоки.** Відомо, що на схилах гір виникають гірські потоки, що сприяють поширенню стоку води різних масштабів. Зрозуміло, що їх верхів'я виникають у верхній частині схилів. Це система багатьох борозен, що сходяться і формують водозбірний басейн. Нижче водозбору вода стікає униз схилом єдиним руслом. Таке русло називається каналом стоку. Під час липневих дощів, раптового танення снігу формується бурхливий потік, що переносить багато піску, глини, щебеню, окремі глиби. Такі потоки відзначаються інтенсивною ерозійною діяльністю. Підчас виходу на передгірську рівнину швидкість потоку падає вода розливається, принесений матеріал відкладається у вигляді віяла, що називається конус виносу.

У конусах виносу відстежується закономірне сортування матеріалу. Так, на гористій частині формуються відклади великоуламкового матеріалу, щєбнисто-галькового, зазвичай, у суміші із піском і глиною. При переході до рівнини відкладається пісок і супіски. На периферії конуса виносу формуються суглинки. Конус виносу охоплює увесь комплекс відкладів оскільки вони генетично пов'язані між собою.

### **Запитання для самоконтролю**

1. Що таке флювіальні процеси?
2. Площинний змив ґрунту та причини його виникнення.
3. Стадії розвитку яру.
4. Яка різниця між яром і балкою?
5. Поширення ярів в Україні.
6. Поширення балок в Україні та їх особливості.

## Лабораторна робота № 8

**Тема:** Будова і рельєф річкової долини та карстові явища

**Мета:** Вивчення будови та рельєфу річкової долини.

**Завдання:**

1. Опишіть особливості формування та будови річкової долини.
2. Проаналізуйте особливості будови річкового русла та типи заплав і терас.

### Теоретичні відомості з поданої теми

Річки є важливим компонентом планетарного рельєфу Землі. Вони утворюються завдяки живленню водами талих снігів, льоду, дощів, а також підземних вод.

За особливістю живлення річки поділяються на:

- а) з перевагою снігового живлення;
- б) з перевагою живлення за рахунок танення льоду;
- в) з перевагою дощового живлення;
- г) змішаного живлення.

При формуванні річки відбувається глибинна і бокова ерозія. На початку її утворення переважає глибинна ерозія, а в стадії зрілості – бокова.

У будові річки виділяються русло, заплава і тераси.

1. Русло – це найнижча частина річкової долини, якою протікає водний потік. На початкових стадіях його формування найбільша крутизна русла на витоках річки. З переходом до гирла крутизна падіння русла поступово зменшується і на пониззі, при впадінні в гирло річки, воно виположується. На початках русло почленоване на окремі ділянки, що мають свій базис ерозії. З часом, завдяки глибинній ерозії формується зрівноважений профіль русла з єдиним базисом ерозії.

Вода водного потоку рівнинних річок відзначається турбулентним рухом. Водний потік підмиває ввігнутий крутий берег, від якого відбивається і під кутом переміщується вниз за течією до випуклого виположеного берега, де відкладає, завислий, теригенний матеріал, і той, що волочить дном. У зв'язку з падінням швидкості течії відкладається галька, пісок, супісок і формується відмілина, що

подекуди може виходити на денну поверхню. Цей процес повторюється при переміщенні водного потоку вниз за течією. Поступове підмивання крутих берегів сприяє формуванню руслових петель – меандр. Часто згадані петлі мають дуже вузький перешийок і вода під час повені прориває його, русло вирівнюється і утворюються стариці у вигляді півмісяця (рис. 6). Так формується широка заплава, що має ящикоподібну форму. Ширина заплави може сягати до 10–15 км.

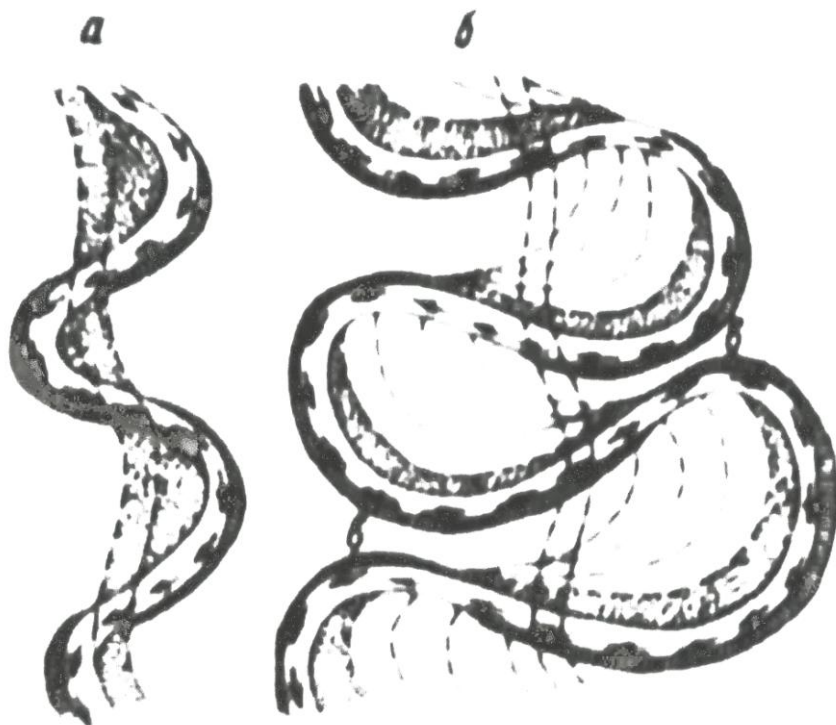


Рис. 6. Меандри на заплаві: а – початкова стадія, б – зріла стадія

Уздовж течії, що рухається під кутом від ввігнутого берега до випуклого формується бистрина, що супроводжується алювіальним гребенем, який часто слугує бродом.

Річка перетинає породи різної фізичної міцності. Зазвичай більшість порід, садового походження відзначаються майже однаковою стійкістю до водної ерозії, що сприяє формування зрівноваженого



профілю. Подекуди води річки пересікають породи стійкі до ерозії; зазвичай, кристалічні, тоді формуються пороги, наприклад, Дніпровські або водоспади, яскравим серед останніх є Ніагарський.

Гірські річки відзначаються прямолінійним руслом, ламінарною течією водного потоку та алювієм, що сформований переважно галькою.

2. Заплава – це частина річкової долин, що під час повені повністю або частково заливається водою. Уздовж берега річки на заплаві формується прирусловий вал. Це спричинено тим, що під час повені води річки несуть значну кількість завислого теригенного матеріалу, який з падінням швидкості течії тут же акумулюється. Це відбувається при виливанні річкових вод під час повені на заплаву, що сприяє формуванню прируслового валу. З віддаленням від русла річкові води відзначаються зменшенням кількості завислого матеріалу, а, відповідно, і падінням потужності акумульованих осадів. Врешті решт ця акумуляція найменша біля підніжжя схилу першої надзаплавної тераси. Отже, гіпсометричний рівень заплави поступово зменшується від прируслового валу до підніжжя першої тераси, де він найнижчий.

На заплаві, зазвичай, крім прируслового валу, простежуються стариці, старорічища і джерела вздовж підніжжя схилу першої надзаплавної тераси.

Заплави поділяються на сегментні, паралельно-гривисті та обваловані (рис. 7). Сегментна заплава формується руслом з меандрами. Сегменти наявні з правого і лівого боків заплави щодо русла річки. Вони відзначаються також сегментами прируслових валів та наявністю між останніми півмісяцеподібних стариць і заболочених територій, зазвичай, на місці колишніх стариць.

Паралельно-гривисті заплави типові для широких заплав великих річок, наприклад, окремих ділянок р. Волги. Вони формуються при переміщенні русла річки в бік одного берега, що може бути спричинено дією сил Коріоліса або тектонічними процесами. Між гривами (прирусловими валами) фіксуються пониження в рельєфі.

Обваловані заплави трапляються на пригирловій частині річки, коли вона тече поверх власних алювіальних відкладів, що спричинено тектонічним опусканням території або підняттям базису ерозії (басейну куди впадає річка). Заплава в такому випадку з обох боків обвалована

прирусловими валами – дамбами. Під час повені останні можуть прориватися водою і затоплювати обширні території, що називаються плавні (р. Кубань).

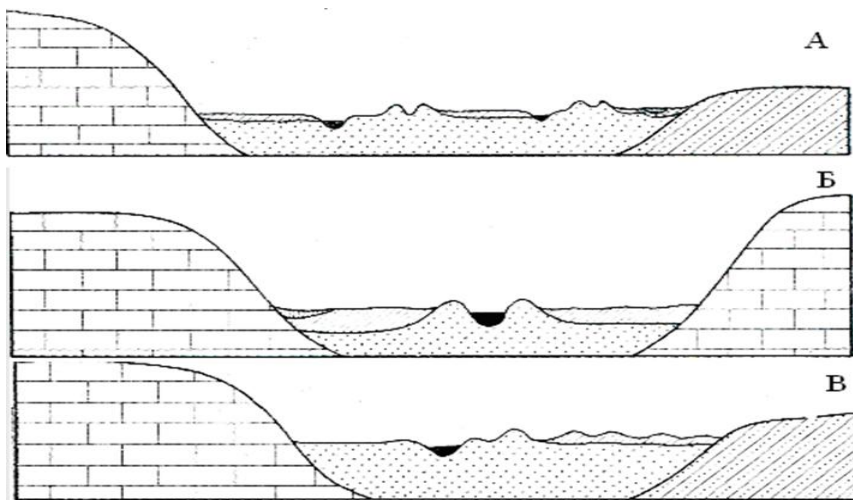


Рис. 7. Типи заплав: А – сегментна, Б – обвалована, В – паралельно-гривиста.

3. Тераси. Тектонічні рухи, зокрема висхідні (вертикальні) сприяють підняттю території, тоді заплава під час повені не заливається водою. У такому випадку річка починає формувати нову заплаву, а попередня перетворюється на терасу (рис. 8).

Серед терас розрізняють ерозійні, акумулятивні і цокольні.

Ерозійні тераси відзначаються тим, що їх терасова площадка і уступ сформовані корінними породами. Алювій трапляється де-не-де у вигляді плям незначної товщини. Це засвідчує, що тераси формувалися при інтенсивному тектонічному піднятті.

Акумулятивні тераси – це такі, в яких площадки і уступ повністю сформовані алювіальними відкладами. Цоколь із корінних порід залягає нижче рівня річки і не відслонюється. Така будова засвідчує, що річка пройшла весь цикл свого розвитку від глибинного врізання до утворення заплави із нагромадженням алювію. Ерозійний вріз меншої потужності, ніж алювіальні відклади.

Цокольні або змішані тераси відзначаються тим, що в нижній частині їх уступу виходять на поверхню корінні породи, а верхня частина уступу і площадки сформовані алювієм. Це засвідчує, що наступний розмив був значнішим за попередню акумуляцію. Як наслідок, в ерозійному врізі відслонюється підшва алювію та підстилаючі корінні породи.

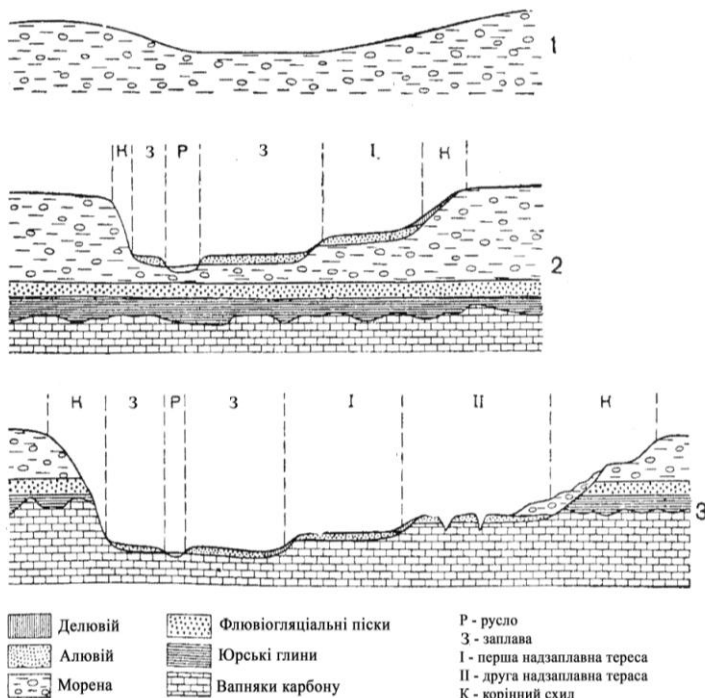


Рис. 8. Етапи розвитку річкової долини: 1 – початкова стадія, 2 – проміжна стадія, 3 – зріла стадія

Особливості будови терас річкових долин деяких важливих річок України, а саме: Дніпра, Дністра, Прип'яті.

Дніпро відзначається терасами неогенового і антропогенного віку. Так, у Причорноморській низовині на лівобережжі Дніпра відомий комплекс похованих терас неогенових долин річок – Пра-Дніпра Дністра та інших. Алювій цих річок зараз залягає нижче сучасного рівня води в руслі. В рельєфі Південного Бугу, Інгульця добре виражені три неогенові тераси V, VI, VII. У долині Дністра вище гирла у рельєфі

простежуються три неогенових надзаплавних тераси – VII, VIII, IX, а вверху за течією – X, XI, XII, XIII тераси.

Тераси антропогенового віку мають складну будову.

I надзаплавна тераса Дніпра і Дністра мають різні назви.

II надзаплавна тераса добре виражена в рельєфі.

III надзаплавна тераса майже збігається з другою.

IV надзаплавна тераса у Дністра має висоту від 40 до 30 м, а Дніпра 25–30 м.

V надзаплавна тераса р. Дністра має висоту від 60–45 м, а Дніпра – 35 м. Алювій V тераси накладається на алювій VI тераси.

Заплави цих річок поділяються на високі, середні та низькі.

Долина р. Дніпро між містами Дніпро і Запоріжжя прорізує кристалічні породи Українського кристалічного щита, тобто є проривною, каньйоноподібна.

Ширина долини середнього Дніпра на широті Києва сягає 125–130 км. у північній частині Придніпровської низовини давня долина Дніпра називається давньою долиною Десни.

У районі Вишгорода долина середнього Дніпра асиметрична. Правий схил, зазвичай, піднімається на 80–100 м над водним рівнем Дніпра. Лівий схил долини набагато нижчий. Середній Дніпро відзначається чотирма надзаплавними терасами.

Заплава Дніпра має ширину від 5 до 10–15 км, підвищується над водним рівнем річки на 1,5–3 м.

У різних частинах Дністра виділяється різна кількість терасових рівнів. У гірській частині – 7 терас, у межах Передкарпатського крайового прогину та Південно-Західного краю Східноєвропейської платформи – 6 терас, нижче – сім терас, у долинах лівих приток від 2 до 9 терас. У межах Подільської височини в будові долини Дністра простежується 6 терас.

Дністер є головною артерією Подільської височини, її головним базисом ерозії. У верхній, середній і нижній частині течії долина побудована в різний спосіб. Там на ділянці до с. Нижнева відзначається невисокими пологими схилами та широким дном. Друга ділянка від с. Нижнева до м. Кам'янець-Подільського відзначається глибокою врізаною долиною, високими часто прямовисними схилами та вузькими днищем.

Як засвідчують дослідження В. Позинича (2004, 2005, 2007) долина Дніпра та його приток зберегли сліди грандіозних повеней, що

відбулися в четвертинний період, їх було три. Перша відбулася 500–400 тис. років тому, друга – 23–22 тис. років тому, третя – 12–13 тис. років тому. У голоцені локальні катастрофи були ймовірно 6–5 тис. років тому.

Важливість дослідження катастрофічних явищ у долині Дніпра для археології полягає в тому, що кожний з цих періодів змінював умови перебування на його території первісної людини. На початку антропогену на місці Дніпра існувала велика річка. Головна її відмінність від сучасної в тому, що басейн Прип'яті був відокремлений від Дніпра. Головна артерія протікала в долині сучасного Трубежу. Третя відмінність – Дніпро оминав схил кристалічного масиву і був зміщений щодо сучасної долини на 15–20 км. Згідно М. Веклича у звичному для нас вигляді Дніпро постає у Прилуцький час – приблизно 60 тис. р. тому. Геологічне картування засвідчує, що приблизно 500–400 тис. р. тому в басейні Дніпра відбулася величезна катастрофа. Вона практично миттєво змінила річковий режим давнього Дніпра на озерний. Стік води Дніпровського басейну був перекритий величезною греблею, що сформувалася неподалік гирла р. Псла. Утворилося озеро, рівень води якого був на 160 м вищим рівня моря. Озеро заповнило усю долину Дніпра, басейн Прип'яті та значну частину територію сучасної Білорусії. Встановився багаторічний озерний режим. Річковий режим Дніпра зберігався нижче впадіння р. Псел. Цей Дніпро зберігав зв'язок з Чорним морем.

Другий катастрофічний прорив відбувся відносно недавно 23–22 тис. років тому. Була прорвана гребля сформована кінцевою мореною Дніпровського льодовика. Вона розміщувалася трохи південніше кордону сучасної України і Білорусі. Цей потік на довгий час розблокував стік басейну Дніпра в Чорне море. Висота потопу в проході через кристалічний масив перевищувала 50 м. На пригирловій частині Дніпра сформувалися викиди піску у великих масштабах. Тепер це Олешківський піщаний масив. Найважливішим наслідком цього потоку – є формування долини Дніпра у теперішньому її вигляді.

Прохід через кристалічний масив був з часом заблокований твердими відкладами та поваленими деревами – сформувалося нове озеро з рівнем води 94–95 м. Воно поширилося до долини р. Самари до м. Павлограда, Орелі, Ворскли, Псла, Сули, а вверх долиною сягало м. Вишгорода. Проіснувало це озеро від 23 до 12 тис. років тому.

Третій катастрофічний потік зруйнував його, цей потік виник в результаті прориву решток Поліського озера в межах сучасного басейну Прип'яті. Як результат Прип'ять приєдналася до Дніпра. Прорив кінцевого моренного пасма відбувся біля м. Мозиря. Цим потоком була промита долина довжиною до 100 км, а долина Дніпра була зміщена на схід на віддаль 10–12 км. Новоутворена долина стала долиною Прип'яті і приєдналася до Дніпра. У такому вигляді бачимо басейн Дніпра сьогодні.

Долина Прип'яті є дуже широкою. Вона пересічно охоплює смугу 30–40 і більше кілометрів. Річка відзначається I і II терасою та заплавою.

II надзаплавна тераса піднімається над подекуди над рівнем річки на висоту 10–22 м і є морфологічно добре вираженою. Алювіальні відклади сформовані кварцовими пісками різної зернистості потужністю 3–16 м.

I надзаплавна тераса також добре виражена, пересічна ширина її правого схилу долини сягає 10–15 км, а подекуди розширюється до 36 км. Висота над меженним рівнем долини Прип'яті коливається від 3 до 12 м. Потужність алювію, що формує терасу коливається від 10 до 15 м у верхній ділянці долини, а в середній і нижній її частинах сягає 30–35 м. Зазвичай, це піски верхньою антропогену і голоцену.

Заплава охоплює великі площі. Її ширина коливається від 2–3 до 22 км. Подекуди вона простежується у вигляді низького і високого рівнів. Низький над рівнем річки піднімається до 2 м, а високий – до 2–3 м. На заплаві наявні прируслові вали та ерозійні зниження – протоки, давні русла, стариці.

На початку антропогену Прип'ять протікала у протилежному напрямку.

### **Запитання для самоконтролю**

1. Особливості живлення річок.
2. Які складові будови річкової долини ви знаєте?
3. Заплава, її будова та типи.
4. Тераси та її особливості і класифікація.
5. Особливості будови річкових долин на прикладі Дніпра і Дністра.
6. Особливості будови річкової долини Прип'яті.

## Лабораторна робота № 9

**Тема:** Рельєфотвірна роль підземних вод

**Мета:** Вивчення ролі підземних вод у формуванні карстового рельєфу, суфозії та осувів.

**Завдання:**

1. Описати типи підземних вод.
2. Проаналізуйте особливості карстового рельєфу.
3. Опишіть суфозійні явища та зсуви.

### Теоретичні відомості з поданої теми

Рельєфотвірна роль підземних вод тісно пов'язана із водовмісними властивостями гірських порід та фізичним станом самої води.

Гірські породи за здатністю вміщувати воду поділяються на:

- 1) Гранулярні (розсипчасті зернисті породи, наприклад, пісок);
- 2) Тріщинуваті – це скельні породи з наявними тріщинами;
- 3) Тріщинуваті та тріщинно-карстові породи.

Наявні в гірських породах підземні води можуть заповнювати тріщини, пори, зони тектонічних розломів тощо.

За водопроникністю гірські породи поділяються на: водопроникні, водостійкі та водонепроникні.

Води, що рухаються порами називаються поровими, а тріщинами – тріщинними. Води що лише циркулюють пустотами та тріщинами відносяться до карстових або тріщино-карстових. Загалом води у гірських породах вони можуть бути у вигляді пари, гігроскопічної плівкової, капілярної, крапельно-рідкої вод.

Вода у вигляді пари міститься у повітрі, що знаходиться у порах та тріщинах гірських порід не заповнених водою. Вона перебуває у динамічній рівновазі з іншими типами вод. Гігроскопічна вода формується тоді, коли молекули пароподібної води адсорбуються на поверхні мінеральних зерен гірських порід. Вона покриває їх плівкою товщиною в одну молекулу і дуже сильно утримується поверхню зерен завдяки електричним та молекулярним силам. Молекулярна плівка гігроскопічної води руйнується при температурі 105–110 °С.

Плівкова вода – це утворення товщиною в декілька молекулярних шарів, що покриває зерна (уламки), зокрема покриті

гігроскопічною водою. Гігроскопічна та плівкова води типові для глинистих порід. У піщаних утвореннях трапляються рідко.

Капілярна вода заповнює дуже тонкі пори та тріщини і утримується завдяки силам поверхневого натягу. У глинистих породах така вода капілярами піднімається на висоту до 2 м і більше, а в пісках і грубозернистих породах до кількох см. Крапельно-рідка або вільна гравітаційна вода здатна вільно пересуватися порами, тріщинами та іншими пустотами в гірських породах завдяки силі гравітації. Розрізняється вода, яка: а) заповнюючи пори та тріщини, формує у відповідних гірських породах горизонти підземних вод; б) просочується зверху донизу в зоні аерації (вертикальне переміщення вод атмосферних опадів), що розміщена вище дзеркала ґрунтових (підземних) вод.

Залежно від умов залягання підземні води поділяються на три групи: верховодка, ґрунтові та напірні міжпластові (артезіанські) води.

Верховодка – це підземні води неглибокого залягання (0,5–1,5; 2–3 м) у межах зони аерації. Їх наявність залежить від кліматичних умов. Відомо, що при незначній кількості опадів верховодка може зникати.

Ґрунтові води мають значне поширення. Це води першого від денної поверхні водоносного горизонту. Вони нагромаджуються у розсипчастих пористих породах, так як і у скельних тріщинуватих. Область живлення ґрунтових вод співпадає з площею їх поширення. Дзеркало рівня ґрунтових вод відповідає згладженим формам рельєфу. Всі ґрунтові води знаходяться в безперервному русі, що підпорядковується силі тяжіння та простежується у вигляді потоків. Пониження рельєфу слугують зонами розвантаження.

Безнапірні міжпластові води знаходяться між двома водостійкими верствами гірських порід. Живлення відбувається в області виходу на денну поверхню водоносного шару. Такі води поширені в регіонах з розчленованим рельєфом і залягають вище базису ерозії. Води не заповнюють повністю водоносний шар і не сягають водотривкої покрівлі. Зоною розгрузки цих вод є яри, річки, балки. Джерела цих вод є протічними, їх переміщення підлягає закону тяжіння.

Напірні або артезіанські води залягають між двома водотривкими верствами гірських порід нижче базису ерозії. Вони



формується у прогинах різної форми і генезису. Інфільтраційні води рухаються до центру прогинів. Води заповнюють увесь водоносний пласт гірських порід і перебувають під тиском. Якщо розкритий пласт (колодязь, свердловина), то вода піднімається до рівня області живлення, напірний рівень визначає висоту, на яку піднялася вода в місці розкриття пласта і вище якого вона піднятися не може називається дзеркалом пластів (артезіанських) вод.

### **Карстові форми рельєфу**

Карст – це процес особливого розчинення чи вилуговування гірських порід (вапняків, гіпсів, солей) поверхневими або підземними водами. Як наслідок на поверхні утворюються різноманітні западини, а на глибині порожнини, печери і канали. Порооди, що піддаються карстуванню визначають вид карсту: сольовий, гіпсовий, вапняковий.

Карст є відкритий і покритий. До відкритих поверхневих утворень відносяться кари, понори, карстові вирви, карстові улоговини та шахти.

Кари – незначні за глибиною прямолінійні борозни, що чергуються із гривами. Їх глибина до 1–2 м.

Понори – це вертикальні або покриті порожнини досить значної глибини, куди стікає поверхнева вода.

Карстові вирви (лійки) є найпоширенішими формами карстового рельєфу. Серед них розрізняють утворення: а) поверхневого вилуговування під впливом атмосферних вод і б) провальні сформовані в процесі обвалу склепінь підземних карстових порожнин.

Карстові улоговини виникають при об'єднанні карстових лійок.

Колодязі і шахти мають глибину до 1000 м. Вони виникають, зазвичай, на перехресті тектонічних розломів (рис. 9).

Карстові печери – це система горизонтальних чи окремих розгалужених каналів із великими залами та гротами. Дном печери можуть протікати водні потоки. Подекуди трапляються озера різної величини. На дні печер формуються алювіальні відклади або обвальні нагромадження.

Печерні води не тільки руйнують гірські породи, а й формують нові натічні утворення – сталактити та сталагміти. Сталактити – це натічні форми, що опускаються з крівлі печери вниз, а сталагміти формуються від дна печери уверх, назустріч першим.

Покриті карсти. Суть їх полягає в тому, що карстові форми перекриті породами, що не піддаються карстуванню. Поверхнєве розчинення і вилуговування відсутні, процес відбувається на глибині. При покритому карсті, зазвичай, на поверхні формуються карстові суфозійні блюдце подібні западини. На поверхні вони простежуються у вигляді просідання, що супроводжується окремими неглибокими понорами.

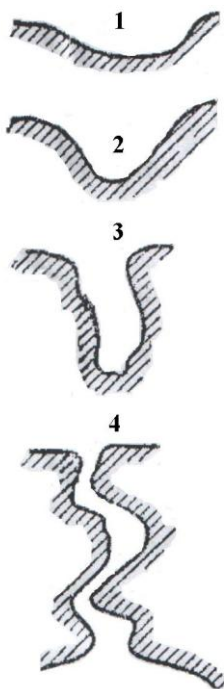


Рис. 9. Схематичний розріз карстових форм  
1, 2 – западини, 3 – колодязь, 4 – шахта

Карсти поширені на Поліській низовині, Волино-Подільська, Придніпровській, Середньо-Руській та Донецька височинах.

**Суфозія.** Лесові глинисті та карбонатно-глинисті породи і засолені суглинки відзначаються явищем просідання на фоні рівнинних форм рельєфу. Цей процес відбувається із дуже значним зменшенням об'єму лесу та лесоподібних суглинків навіть за умови неможливого їх бокового розширення. Недоущільнений стан типовий лише для лесових

порід незалежно від умов їх утворення. За умов сухого клімату леси ущільнюються навіть при незначній вологості. В процесі до ущільнення вони не тільки не руйнуються, а, навпаки, стають ще міцнішими порівняно з початковим станом. Недоущільнений стан лесових порід є причиною їх просідання і утворення блюдець і подів. Це типово для регіонів поширення лесових і лесоподібних порід, оскільки вони легко вимиваються ґрунтовими водами. У випадку, коли ці породи дуже тріщинуваті, формуються глибокі підземні ходи та провали, що нагадують справжній карст. Такі утворення часто називають глинистим карстом.

Лесові рівнини охоплюють великі площі лісостепу і степу. Геоморфологічні особливості лесових рівнин спричинені їхнім геоструктурним розміщенням, потужністю лесових утворень, особливістю підстеляючі порід, абсолютною висотою над рівнем моря. Придолинні території лесових рівнин відзначаються інтенсивним яроутворенням, а міжрічкові простори – степовими блюдцями і подами, що формуються в процесі просідання.

Суфозійні форми рельєфу поширені на Азово-Придніпровській та Придніпровській височинах, Придніпровській та Причорноморській низовинах (поди).

**Осуви в природі** – це відрив та переміщення схилом великої маси гірських порід під впливом сили тяжіння.

Чинники осуву: 1) значна крутизна берегових схилів та формування тріщин бортового відриву; 2) підмивання берега річкою, або абразія моря, що спричиняють напружений стан схилу та порушують існуючу рівновагу; 3) випадання значної кількості опадів, що сприяють зміні консистенції глинистих порід схилів; 4) винесення дрібнозему та ущільнення лесових порід внаслідок суфозії. Схема осуву подана на рис. 10, 11.

Елементи осуву: 1) поверхня сповзання; 2) дзеркало сповзання; 3) тіло осуву; 4) уступ осуву; 5) осувна тераса; 6) тиловий шов осуву.

Дрібні зміщення ґрунту називають – спливами. Вони охоплюють тільки верхню частину схилів, тобто ґрунтовий шар та частково звітрену гірську породу. Ґрунти разом із звітреною породою внаслідок значного перезволоження атмосферними опадами здебільшого повільно переміщуються схилами вниз.

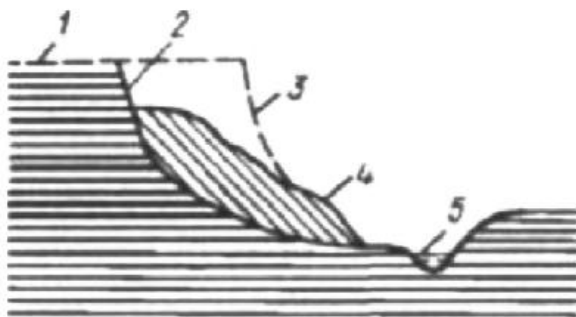


Рис. 10. Схема будови осуви

1 – непорушній схил; 2 – поверхня сповзання;  
3 – первинне положення схилу; 4 – тіло осуви; 5 – річка

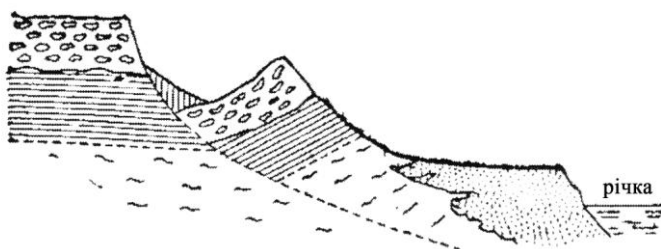


Рис. 11. Схема будови осуви

Осуви поширені на Азово-Придніпровській височині, Донецькій височині, Причорноморській низовині, гірському Криму, вздовж берегів річок особливо після повені.

### Запитання для самоконтролю

1. У якій формі перебуває вода у гірських породах?
2. Які ви знаєте типи підземних вод?
3. Що таке карст і які породи піддаються карстуванню?
4. Особливості морфо скульптур карстового рельєфу?
5. Де поширений карст?
6. У чому суть суфозії?
7. Де поширена суфозія?
8. Що таке осуви та умови їх формування.
9. Де поширені осуви?

## Лабораторна робота № 10

### Тема: Льодовикові форми рельєфу

**Мета:** На підставі картографічного та поданого інформаційного матеріалу проаналізуйте поширення типів зледеніння та відповідні їм форми рельєфу.

#### Завдання:

1. Опишіть типи зледеніння на Земній кулі
2. Подайте інформацію про форми рельєфу високогірного зледеніння
3. Проаналізуйте четвертинне зледеніння та особливості його форм рельєфу

### Теоретична інформація із заданої теми

Не виникає сумніву, що для формування льодовика необхідною є сукупність таких чинників як низька температура, та значна кількість випадання снігу. Такі умови типові для холодних країн на високих широтах та високих горах.

Льодовики є високогірні та материкові. Перші поширені у високих горах – Альпах, Кавказі, Карпатах (Румунії), Центральноазійських гірських спорудах, Гімалаях тощо. Льодова оболонка в горах називається Хіоносфера.

Сніг, що перетворився у зернисту масу називається фірн, що трансформується з часом у глетчерний лід голубуватого відтінку.

Материкові льодовики відомі на острові Гренландія та інших островах Північного льодовитого океану, а також покривають материк Антарктиду. Їх особливості такі: велика потужність льоду, відсутність впливу дольодовикового рельєфу на їх поширення, відсутність чіткого поділу областей стоку та живлення, радіальне переміщення льоду до периферії льодовика, форма поверхні у вигляді щита.

У Гренландії льодовик місцями виходить до моря у вигляді лопатей, від яких відколюються айсберги. Максимальна потужність льоду сягає майже 3400 м, при пересічних значеннях 1515 м. Пересічна річна температура повітря коливається від  $-24$  до  $-32$  °С. у лютому може сягати  $-47$  °С при абсолютному мінімумі  $-70$  °С, а в липні піднімається  $-11$  °С.

Площа льоду в Антарктиді охоплює 13 900 тис. км<sup>2</sup>. Це найхолодніша територія на Землі. У центральній частині материка пересічна річна температура сягає  $-57$  °С, а на полюсі  $-50$  °С. На правобережжі Східної Антарктиди вона вища – ( $-10$ – $-11$ °С). А на південному полюсі може сягати  $-75$  °С. На радянській станції Восток у серпні 1960 р. вона сягала  $-88,3$  °С. У районі невеликих оазисів Антарктиди в теплі сезони вона може бути додатна. Темноколірні мінерали гірських порід, що відслонюються на поверхні можуть нагріватися 20 і навіть 30 °С.

Зараз вважають, що підльодовиковий рельєф складний. У ньому наявні гірські хребти різного віку та простягання, великі рівнини, що знаходяться на рівні нижчому поверхні океану на сотні метрів. Середня потужність льоду майже 2000 м., а максимальна сягає 4000 м. Наявні великі маси шельфового льоду. Обрив якого з боку моря сягає 30–40 м при ширині до 830 км. Від країв льодовиків відколюються великі айсберги довжиною в декілька кілометрів при висоті 100–200 м.

Однією з найважливіших властивостей льодовиків є їх здатність переміщуватися. Лід при великих потужностях стає пластичним. Нижній шар, що перебуває під тиском починає переміщатися. Механізм руху материкових льодовиків інший ніж високогірних. Він переміщується від центру до периферії, тобто радіально навіть проти підвищення підстеляючого рельєфу.

Швидкість руху льодовиків у горах різна від 0,2–0,8 м/добу до 2–3,5 м/добу. Вона коливається упродовж доби і пір року. У подздовжньому профілю льодовика найбільша швидкість нижче снігової лінії. Вона зменшується в напрямку зони абляції, де падає його потужність.

На льодових щитах швидкість льоду невелика 0,07–0,08 м/добу (Гренландія). В Антарктиді вона сягає 0,8–0,35 м/добу.

Поверхня льодовика, що рухається зазнає різних деформацій, насамперед тріщин.

**Руйнівна дія льодовика.** На породах, де він переміщується формуються штрихи; шрами; борозни. Глибина останніх може сягати 1–2 м. На схилах формуються крісло подібні западини – кари, або чашоподібні – льодовикові цирки.

При переміщенні льодовики в горах формують трогові долини рис. 12. Це коритоподібні долини, що формуються коли льодовик виходить із свого басейну. На дні долини утворюється V-подібна западина, якою стікає вода. Такі долини мають також «плечі», тому їх називають коритоподібними.

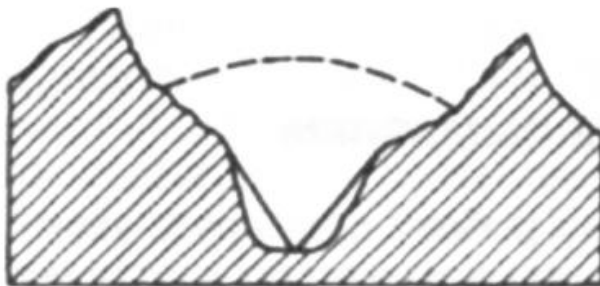


Рис. 12. Схема трогової долини

Абразивний матеріал, що переноситься льодом на певній віддалі відкладається, що призводить до утворення морен (не відсортовані відклади). Морени є донні, бокові, кінцеві, поверхневі, серединні. Кінцеві морени, зазвичай, формуються в периферійній його області. В горах вони мають дугоподібну форму і висоту до 30–40 м.

#### **Четвертинне зледеніння**

Моренні горби – це відносно невисокі витягнуті гряди правильної форми. Вісь продовговатих моренних утворень співпадає з напрямком переміщення льоду. Їх довжина, зазвичай 1–2 км, при ширині 400–600 м та висоті 15–30 м.

Друмліни – це злегка витягнуті горби, в яких корінні породи формують ядра. Друмліни утворюють цілі поля

Кінцеві морени сформовані невідсортованим неоднорідним уламковим матеріалом, глинами і суглинками, піском, гравієм, галькою, валунами.

**Водно-льодовикові утворення.** При таненні льоду утворюються водні потоки, що переносять уламковий матеріал. Відклади сформовані при акумуляції осадів із талих вод називаються флювіогляціальними. При цьому утворюються такі форми рельєфу: зандри, ози, ками, камові тераси.

Зандри – це утворення водно-льодовикових потоків, що формують смугохвилясті рівнини, які розміщені за зовнішнім краєм кінцевих морен. Вони сформовані шаруватими пісками, гравієм та галькою. Можливі конуси виносу з під льодовика. Чим далі від морен розміри уламків стають менші і закінчуються пилюватим матеріалом. Похил таких рівнин 3–4°.

Ози – це вузькі довгі гряди або вали витягнуті у напрямку переміщення льодовика. Вони сформовані добре промитими пісками, гравієм, галькою. Їх довжина від десятків-сотень метрів до десятків і навіть сотень кілометрів при висоті від 3–5 до 50 м і більше (рис. 13).



Рис. 13. Оз

Ками – це горби, зазвичай висотою 10–12 м, що нагадують моренні горби, проте мають іншу внутрішню будову. Вони трапляються поблизу кінцевих морен, і сформовані шаруватими відсортованими пісками, інколи з гравієм та галькою можуть



траплятися стрічкові глини. Коли формуються, ймовірно, в стоячій воді.

Камові тераси пов'язані з красвими ділянками долин. Вони утворюються в прильодовикових озерах, що формуються при підгачуванні потоків витікаючих із під льодовика. Їх похил в напрямку до краю льодовика або гряд кінцевих морен. Їх відклади це перешарування дрібнозернистого піску та глин.



Рис. 14. Четвертинне зледеніння на Руській рівнині

**Поліська низовина** У рельєфі Волинської рівнини добре збереглися чіткі заглиблені долини північного спрямування виповнені потужним нагромадженням у них алювіальних відкладів, зазвичай, місцевих порід. У дніпровську льодовикову епоху льодовикові лопаті поширювалися майже на всю Волинську рівнину, значну частину Клесово-Народицької рівнини і повністю на Нижньопріп'ятську рівнину. Між цими двома льодовиковими лопастями розташована без валунна область куди льодовик не заходив.

У похованому рельєфі західної частини Поліської низовини наявні залишки найдавнішого для України окського зледеніння (ранній антропоген). Це заглибини та долини майже меридіонального спрямування. Значно ширше тут фіксуються сліди дніпровського зледеніння. Найзначнішим його утворенням є так зване Волинське моренне пасмо у плані воно має дугоподібну форму. У ньому виділяють залишки льодовикових форм рельєфу: ками (горби) ози (піщані та галькові). Вони розміщуються поблизу великих річкових долин. У східній частині Поліської низовини (Клесово-Народицька рівнина) наявні форми льодовикового та водно-льодовикового походження – кінцево-моренні горби, пасма, ози, ками, ератичні брили, «кучеряві скелі» тощо. Висота їх сягає 20–25 м. У межах Поліської низовини поширена донна морена у вигляді покривів товщиною від 1–2 до 8–10 м.

Моренно-зандрова рівнина займає північно-східний та східний краї Поліської низовини, а зандрова рівнина пролягає в її межах із заходу та північного-заходу до моренної рівнини.

### **Запитання для самоконтролю**

1. Які типи зледеніння вам відомі?
2. Що таке високогірні зледеніння та пов'язані форми рельєфу з ним?
3. Що таке четвертинні зледеніння?
4. Які епохи зледеніння відомі для Руської рівнини.
5. Які є типи морен?
6. Воднольодовикові форми рельєфу та їх особливості.
7. Зандрові рівнини та їх поширення.

## ЛІТЕРАТУРА

1. Адаменко О. М., Рудько Г. И. Основы экологической геологии / О. М. Адаменко, Г. И. Рудько. – Киев : Изд. Фирма «Манускрипт», 1995. – 214 с.
2. Адаменко О., Рудько Г. Землелогія. Еколого-ресурсна безпека Землі / О. Адаменко, Г. Рудько. – К : Вид-во „Академпрес”, 2009. – 512 с.
3. Зузук Ф. В., Бенедюк В. В. Структура геопростору в курсі геологія і геоморфологія (ієрархічні системи) / Ф. В. Зузук, В. В. Бенедюк. – Луцьк : Іванюк В. П., 2017. – 100 с.
4. Ковальчук І. П. Ерозійні процеси Західного Поділля: польові, стаціонарні, експериментальні та морфометричні дослідження. / І. П. Ковальчук. – Київ – Львів : Ліга-Прес, 2013. – 296 с
5. Ковальчук І. П. Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз / І. П. Ковальчук. – Львів : Інститут українознавства, 1997. – 440 с.
6. Лазаренко Є. К. Курс мінералогії / Є. К. Лазаренко. – К. : Вища школа, 1970.
7. Леонтьев О. К., Рычагов Г. И. Общая геоморфология / О. К. Леонтьев, Г. И. Рычагов. – М. : Высшая школа, 1979. – 288 с.
8. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород / Н. В. Логвиненко. – М : Высшая школа, 1984. – 150 с.
9. Паранько І. С., Сіворонов А. О., Євтехов В. Д. Загальна геологія / І. С. Паранько, А. О. Сіворонов, В. Д. Євтехов. – Кривий Ріг : Мінерал, 2003. – 464 с.
10. Пашканг К. В. Практикум по общему землеведению / К. В. Пашканг. – М. : Высшая школа, 1970. – 224 с.
11. Рельєф України. Навчальний посібник / [ Б. О. Вахрушев, І. П. Ковальчук, О. О. Комаєв, Я. С. Кравчук, Е. Т. Палієнко, Г. І. Рудько, В. В. Стецюк] : за заг. редакцією В. В. Стецюка. – К. : Вид-чий дім «Слово», 2010. – 688 с.
12. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія / Й. М. Свинко, М. Я. Сивий. – К. : Либідь, 2003. – 480 с.

Навчально-методичне видання

ЗУЗУК ФЕДІР ВАСИЛЬОВИЧ

## **ГЕОЛОГІЯ І ГЕОМОРФОЛОГІЯ**

Методичні рекомендації  
для виконання лабораторних робіт

Набір тексту та підготовка ілюстрацій:  
*Ю. Мачинський, О. Саковець, К. Демчук*

Технічний редактор *С. І. Ковальчук*