

І. С. Паранько, О. О. Калніченко

**МЕТОДИЧНИЙ ПОСІБНИК
для виконання
лабораторних робіт
з курсу "ГЕОЛОГІЯ"**

**Кривий Ріг
«Видавничий Дім»
2009**

213

551.1(07)

П18

Міністерство освіти і науки України
Криворізький державний педагогічний університет
Географічний факультет
Кафедра фізичної географії та геології

І. С. Паранько, О. О. Калініченко

МЕТОДИЧНИЙ ПОСІБНИК
для виконання лабораторних робіт
з курсу "ГЕОЛОГІЯ"

8/Н

24104/3



Кривий Ріг
«Видавничий дім»
2009

УДК 551.1

ББК 26.3

П 18

Паранько І. С., Калініченко О. О.

П18 **Методичний посібник** для виконання лабораторних робіт з курсу "Геологія" / Ігор Степанович Паранько, Ольга Олександрівна Калініченко. – Кривий Ріг : Видавничий дім, 2009. – 83 с.

ISBN 978-966-177-035-4

Методичний посібник містить основні теоретичні положення, вихідні дані та методику виконання лабораторних робіт з діагностики мінералів, гірських порід, а також складання геологічної документації – геологічних карт, розрізів, стратиграфічних колонок.

Для студентів географічних і природничих факультетів, які вивчають курс геології.

Укладачі:

І. С. Паранько, О. О. Калініченко

Рецензенти:

кандидат геологічних наук, доцент В. В. Стеценко

кандидат географічних наук, доцент В. О. Шипунова

*Друкується згідно з рішенням вченої ради
Криворізького державного педагогічного університету
(протокол № 11 від 11 червня 2009 р.)*

ISBN 978-966-177-035-4

© І. С. Паранько, О. О. Калініченко, 2009.

ВСТУП

Метою лабораторних занять з курсу “Геологія” є закріплення студентами теоретичних знань і набуття навичок діагностики мінералів та гірських порід, а також складання геологічної документації (геологічних карт, розрізів, стратиграфічних колонок).

В процесі виконання роботи студенти повинні засвоїти основні діагностичні ознаки мінералів і гірських порід, навчитися узагальнювати результати досліджень, а також складати і читати геологічну документацію.

Лабораторний курс поділяється на три частини:

- вивчення основних породоутворюючих мінералів;
- вивчення основних гірських порід;
- складання графічної геологічної документації;

Згідно з робочою програмою на вивчення мінералів необхідно затратити 22 години; на вивчення гірських порід – 30 годин; на набуття навичок складання геологічних карт, розрізів і стратиграфічних колонок – 16 годин.

ТЕМА 1

ВИВЧЕННЯ ОСНОВНИХ ПОРОДОУТВОРЮЮЧИХ МІНЕРАЛІВ

1.1. Мета і задачі роботи

Знайомство студентів з основними породоутворюючими мінералами, а також методами та способами їх діагностики.

Основними задачами роботи є:

- вивчення класифікації мінералів;
- вивчення діагностичних ознак основних породоутворюючих мінералів;
- набуття навичок діагностики мінералів за їх фізичними властивостями.

1.2. Вихідні теоретичні положення

Мінерали (від латинського “*мінера*” – руда) – це природні хімічні сполуки або самородні елементи, які утворилися в результаті фізико-хімічних процесів у земній корі та на її поверхні, або внаслідок життєдіяльності організмів (найпростіших, бактерій, молюсків та ін.).

Близько 98 % мінералів мають кристалічну будову, зумовлену характером розташування атомів і іонів, які утворюють кристалічні ґратки. При цьому утворюються *кристали* – тверді тіла, що мають форму багатогранників. Внутрішня будова кристалів і хімічний склад визначають зовнішній вигляд мінералу та його фізичні властивості.

У кристалічній ґратці мінералів одні атоми чи іони можуть заміщуватися іншими з близькими атомними (іонними) радіусами. Таке явище називається *ізоморфізмом*. Тоді різні за хімічним складом речовини можуть мати подібні властивості.

Іноді одні й ті самі атоми (іони) можуть утворювати різні кристалічні ґратки. Таке явище в свою чергу називається-

ся *поліморфізмом*. Типовий приклад поліморфізму – алмаз і графіт, що складаються з атомів вуглецю, але завдяки різній будові кристалічної ґратки мають протилежні властивості.

Якщо в речовині, з якої утворюється мінерал, атоми та іони розташовані без певної системи, мінерал характеризується аморфною будовою (бурштин, опал, халцедон та ін.).

1.2.1. Морфологія, властивості та елементи симетрії кристалів

Головними властивостями кристалів є анізотропність, однорідність, здатність до самоогранення, та симетрія.

Анізотропність кристалів виявляється в тому, що фізичні властивості кристалів (наприклад твердість, теплоелектропровідність та інші) однакові лише в паралельних напрямках і різні в непаралельних.

Однорідність означає, що кожна окрема ділянка (уламок) кристалу має однакові властивості, притаманні цілому кристалу.

Здатність до самоогранення полягає в тому, що при наявності сприятливих умов для зростання (вільного простору) навіть уламок кристалу неправильної форми набуває форму правильного багатогранника притаманної для цього мінералу геометричної форми.

Розрізняють такі морфологічні елементи кристалів: грані – площини, що обмежують кристал; ребра – лінії перетину суміжних граней; вершини – точки в яких перетинаються ребра.

Симетрія кристалів проявляється в тому, що їх морфологічні елементи (грані, ребра, вершини) закономірно повторюють своє положення у просторі. Симетрію кристалів характеризують за допомогою елементів симетрії: площини, вісі та центру.

Площина симетрії (P) – уявна площина, яка ділить кристал на дві дзеркально рівні частини.

Вісь симетрії (L) – уявна лінія, при обертанні навколо якої на 360° кристал декілька разів повторює своє положення у просторі. Кількість повторень називається порядком вісі симетрії. В природних кристалах відомі вісі симетрії другого L_2 , третього L_3 , четвертого L_4 і шостого L_6 по-

рядків. L_2 – вісь симетрії нижчого порядку, решта вісі симетрії вищого порядку.

Центр симетрії (або інверсії) C (C_i) – точка в середині кристалу в якій перетинаються та діляться навпіл усі прямі лінії, що сполучають відповідні точки на його поверхні. В кристалах, де є центр симетрії кожна грань має собі рівну та паралельну.

Ступенем симетрії називається сукупність всіх елементів симетрії, якими володіє даний кристал. Російський вчений О.В.Гадолін у 1869 р показав, що у природних кристалах можливі лише 32 різні комбінації елементів симетрії, які утворюють *класи (види) симетрії*. Тобто клас об'єднує групу кристалів з однаковим ступенем симетрії. Класи об'єднуються у більш великі групи – *сингонії*. Для сингоній властиві один загальний, чи характерний елемент симетрії, при однаковій кількості одиничних, (тобто неповторних), напрямків. Розрізняють сім сингоній: кубічну, тетрагональну, тригональну, гексагональну, ромбічну, моноклінну, триклінну. Сингонії групуються у три категорії:

1. Вища – одиничні напрямки відсутні, завжди наявні декілька осей вищого порядку (кубічна сингонія).

2. Середня – є один одиничний напрямок, який співпадає з однією наявною віссю вищого порядку (тетрагональна, гексагональна і тригональна сингонії).

3. Нижча – є декілька одиничних напрямків, відсутні вісі симетрії вищого (вище другого) порядку (триклінна, моноклінна і ромбічна сингонії).

1.2.2. Форми знаходження мінералів у природі

У природі найбільш часто мінерали зустрічаються в наступних формах: кристали, друзи, щітки, жеоди, секреції, мигдаліни тощо (рис. 1.1).

Кристали – тверді тіла різного вигляду, що мають багатогранну форму. Вигляд кристала, який називають габітусом, може бути ізометричний (кристал розвинений в усіх напрямках), таблитчастий (кристал розвинений у двох напрямках), тичкуватий (кристал розвинений тільки в одному напрямку). Крім наведених морфологічних термінів для характеристики габітусу використовують геометричні (ку-

бічний, призматичний, діпірамідальний), або спеціальні кристалографічні терміни (тетраедричний, гексаедричний, октаедричний, ромбоедричний).

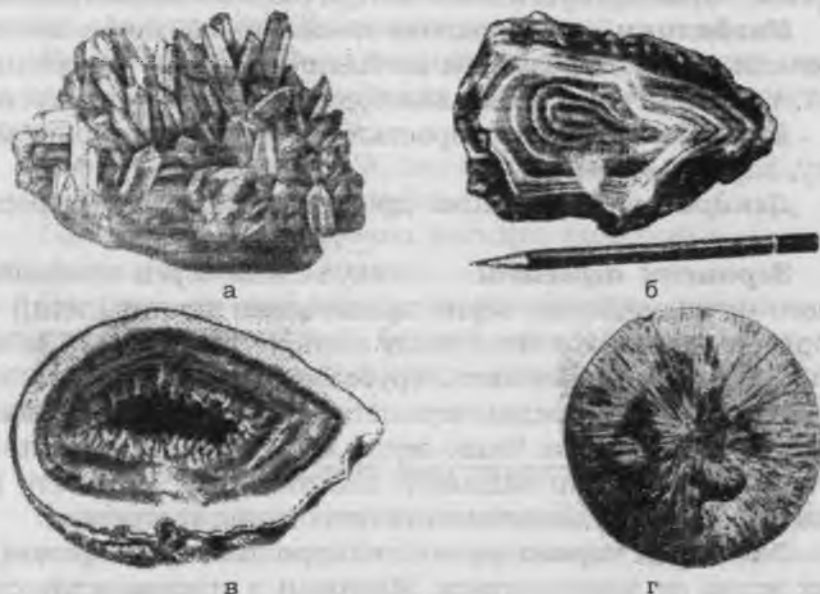


Рис. 1.1. **Мінеральні агрегати:**

а – друза кристалів кварцу; б – секреція складена з агату та халцедону; в – жеода складена з зерен кварцу і халцедону; г – конкреція марказиту.

Якщо два кристали зрослися закономірно таким чином, що один з них є дзеркальним відображенням іншого, то таке утворення одержало назву – двійник. У випадку зростання трьох кристалів подібним чином, цей зросток називається трійник. Якщо один кристал знаходиться всередині іншого, ця форма одержала назву фант. Іноді закономірно зростаються багато кристалів. Такі двійники називають полісинтетичні.

Найбільш поширеними є незакономірні зростки – мінеральні агрегати, серед яких розрізняють наступні:

Друза – це група кристалів, що приросли одними кінцями до породи, а протилежні спрямовані у різні боки.

Щітка – паралельне, або майже паралельне зростання дрібних кристалів на спільній основі.

Жеода – це порожнина в породі, внутрішні стінки якої покриті кристалами.

Секреція – це порожнина в породі, цілком заповнена мінералом, характеризується концентрично-зональною будовою.

Мигдалини – утворюються коли мінерал заповнює порожнини в породі розміром не більше 10 мм у поперечнику. Тут концентрично-зональна будова не спостерігається.

Кам'яна троянда – зростки листовидних кристалів гіпсу, бариту, гематиту.

Дендрити – скупчення дрібних кристаликів у формі гілочок дерев.

Зернисті агрегати – це скупчення зерен приблизно одного розміру. Кожне зерно представляє кристал, який не оформився внаслідок його росту у стиснутих умовах. За величиною зерен розрізняють: грубозернисті (поперечник зерен більше 5 мм), середньозернисті (1-5 мм) і дрібнозернисті (менш 1 мм) агрегати. Якщо зерна мають вигляд, відмінний від ізометричного, то виділяють пластинчасті, лускуваті, голчасті, стовпчасті, волокнисті та інші зернисті агрегати.

Землисті агрегати – м'які борошністі утворення, у яких зерна не вирізняються. Мінерали з прихованокристалічною або аморфною будовою утворюють **щільні агрегати**. Вони представлені різноманітною за формою масою без усяких ознак якої-небудь внутрішньої будови.

Натічні форми утворюються на поверхні мінералів, гірських порід, у порожнинах за рахунок тривалого надходження колоїдних або насичених водних розчинів. Серед них найбільш розповсюджені: ниркоподібні форми – складаються з безлічі дотичних гладких, опуклих утворень, що одержали назву “*нирки*”; *сталагміти* і *сталактити* – бурюлькоподібні утворення, які ростуть, відповідно, знизу догори і згори донизу; *кірочки* – кіркоподібна форма знаходження мінералу; *нальоти* – найтонші півки на поверхні мінералів, руд, гірських порід; *вицвіти* – пухкі сезонні утворення на якій-небудь поверхні; *проверстки* та *жили* утворюються за рахунок заповнення мінералами тріщин у гірських породах; *примазки* – тонкі кірочки; *присипки* – порошкоподібна маса, що покриває яку-небудь поверхню.

Вкращення – так називають поодинокі зерна мінералу, які проглядаються на тлі іншого мінералу. Від мигдалин відрізняються тим, що вони утворюються разом з основною масою мінералів, у той час, як мигдалини – значно пізніше, за рахунок заповнення порожнин.

Конкреція – кулясте за формою утворення, яке виникло за рахунок концентричного нагромадження речовини навколо центру.

Жовно – це конкреція, але неправильної форми, у тому числі і глікоподібна чи трубчаста.

Сфероліт – за формою нагадує конкрецію, але має радіально-променисту будову.

Ооліти – кулясті утворення розміром до декількох сантиметрів концентричної будови, яка сформувалася навколо якого-небудь центру кристалізації. Великі ооліти називаються бобовинами.

1.2.3. Діагностичні властивості мінералів

Основними діагностичними властивостями мінералів є: форма виділення, твердість, колір, колір порошку, блиск, спайність, злам.

Крім цих ознак, для діагностики мінералів використовуються також такі властивості як: магнітність, взаємодія з соляною кислотою, щільність, крихкість, гнучкість, смак, запах, радіоактивність тощо.

Твердість мінералу – ступінь його опору зовнішній механічній дії: різання, здавлювання, розтирання. В мінералогії твердість визначається здебільшого шляхом дряпання мінералів предметами, твердість яких є відомою та прийнята за еталон.

Для визначення твердості використовується шкала Мооса (табл. 1.1), в якій наводяться мінерали з відомою і постійною твердістю. Ці мінерали розташовуються в порядку зростання твердості, так що кожен попередній мінерал дряпається наступним. При визначенні твердості мінералу дряпають по його свіжій поверхні гострим кутом мінералу-еталона зі шкали Мооса.

Шкала твердості Мооса

Еталонні мінерали	Предмет, який замінює еталон	Твердість
Тальк	Грифель м'якого олівця	1
Гіпс	Ніготь, кам'яна сіль	2
Кальцит	Мідний дріт	3
Флюорит	Цвях	4
Апатит	Скло	5
Ортоклаз	Лезо ножа	6
Кварц	Напилоч	7
Топаз	–	8
Корунд	Наждак, корундова голка	9
Алмаз	–	10

Наприклад, якщо невідомий мінерал (зразок) не дряпається еталонном твердості 7 і, в свою чергу, не дряпає еталон твердості 7, то в зразка твердість 7, тому що мінерали з однаковою твердістю не дряпають один одного, а кришаться. При сильному натисканні вони можуть залишати один на одному ледь помітні подряпини; якщо зразок дряпається флюоритом (твердість 4) і дряпає кальцит (твердість 3), то його твердість буде 3,5.

Колір – це зорове відчуття світла відповідного спектрального складу. Колір мінералів залежить від їхньої внутрішньої структури, від механічних домішок і, головним чином, від присутності елементів-хромофорів, тобто носіїв забарвлення. Колір мінералів лише в окремих випадках може служити характерною діагностичною ознакою, як наприклад, у жовтої сірки, червоної кіноварі. Більшість же мінералів може мати різне забарвлення. Колір визначається візуально, шляхом порівняння із широко відомими предметами: молочно-білий, солом'яно-жовтий, цегляно-червоний і т.д.

Деякі мінерали змінюють колір залежно від кута падіння на них сонячних променів. Так, сірий лабрадор при деяких кутах нахилу набуває райдужного блакитного або синього забарвлення. Ця властивість називається *іризацією*.

Іноді, крім основного забарвлення мінералу, на його поверхні присутня плівка іншого кольору. Це явище називається *мінливістю*. Зазвичай мінливість буває райдужною.

Колір порошку. Багато мінералів у розтертому стані мають інше забарвлення, в порівнянні з кольором зерна (кристалу). Колір порошку визначається шляхом проведення зразка по неглазурованій фарфоровій пластинці, яка називається *бісквіт*ом.

Якщо мінерал не залишає риси на бісквіті, то необхідно нашкребти напилком небагато порошку, а вже потім розтерти його по пластинці.

Блиск – це здатність мінералу відбивати від своєї поверхні світло. Блиск залежить від показника заломлення світла в мінералі, характеру його поверхні, включень, тріщинуватості та деяких інших ознак. Розрізняють наступні види блиску:

металевий – цей блиск нагадує блиск металевих предметів;

напівметалевий – тьмянний металевий блиск, характерний для потемнілої поверхні металевих предметів;

алмазний – що іскриться, найяскравіший блиск, який іноді маскує власний колір мінералу;

скляний – блиск, подібний блиску скла;

восковий – нагадує блиск поверхні свічки;

жирний – подібний блиску предметів, змазаних жиром;

смоляний – нагадує блиск застиглої смоли. Характерний тільки для чорних мінералів;

матовий – нагадує блиск матового скла;

перламутровий – подібний до блиску перламутрового покриття черепашок;

шовковистий – нагадує блиск шовку; характерний для агрегатів мінералів з тонковолокнистою будовою.

Блиск тих самих мінералів на гранях кристалів, у їхньому зламі й в агрегатах зазвичай різний. Це треба помічати і використовувати при діагностиці мінералів. Наприклад, у гіпсу блиск на гранях кристалів скляний, але якщо в кристалах є тріщинки, тоді блиск стає перламутровий. У зернистих агрегатах блиск гіпсу може бути матовим, а у волокнистих – шовковистим.

Спайність – це властивість кристалів розколюватися при ударі чи тиску за певними напрямками з утворенням рівних гладких поверхонь. Розрізняють наступні види спайності:

Дуже досконала – кристал розколюється на найтонші пластинки з дзеркальною поверхнею.

Досконала – кристал розколюється тільки у визначених напрямках, утворюючи рівні поверхні.

Середня – при розколі кристалу утворюються як рівні, так і нерівні поверхні.

Недосконала – при розколі кристалу рівні поверхні спостерігаються рідко, в основному це нерівні злами.

Дуже недосконала – кристали при розколі мають тільки нерівні поверхні.

Потрібно враховувати, що в одного і того ж кристала в різних напрямках спайність може бути різною за ступенем досконалості. Спайність визначається тільки у кристалів, а не в агрегаті. При визначенні спайності у мінералах не слід вважати її за грані кристалів. Спайність визначається тільки на зламі кристалу.

Злам – це вигляд поверхні, що утворюється при розколюванні мінералів. За характером поверхонь розрізняють наступні типи зламів:

рівний – при розколюванні поверхні мінералу рівні;

східчастий – при розколюванні утворюються сходинки з рівними гранями;

черепашковий – поверхня розколу має концентрично-хвилястий вигляд, утворений опуклими й увігнутими фігурами, що нагадують поверхню черепашок;

нерівний – утворюється, у випадках коли мінерал розколюючись утворює складні нерівні поверхні;

скабистий – поверхня зламу покрита орієнтованими в одному напрямку вузькими кристалами, у вигляді скалок;

волокнистий – поверхня зламу покрита дуже тонкими і довгими кристалами, вигляд яких нагадує волокна;

зернистий – поверхня зламу складається з дрібних ізометричних зерен, кожне таке зерно нагадує кристал;

землистий – злам має рівну, але шорсткувату поверхню, характерну для пухких, пористих, прихованокристалічних агрегатів.

Окремі мінерали можуть мати злам з ознаками двох або трьох видів. Наприклад, землисто-зернистий, черепашково-нерівний і т.д.

1.3. Вихідні дані

1. Колекція мінералів.
2. Шкала Мооса.
3. Фарфорова пластинка (бісквіт), розчин кислоти, скляна пластинка, магнітна голка.

1.4. Порядок виконання вправи

1. Отримавши зразок мінералу студент повинен визначити його морфологічні особливості і фізичні властивості.
2. Результати визначення записуються у таблицю 1.2.
3. Користуючись таблицею 1.3 (характеристика породоутворюючих мінералів) необхідно визначити, який мінерал підлягав діагностиці і дати його назву.

Таблиця 1.2

Результати визначення фізичних властивостей мінералів

№	Форма кристалів	Твердість	Блиск	Колір	Колір порошку	Злам	Спайність	Питома вага

1.5. Запитання для самоконтролю

1. Що таке мінерал?
2. Класифікація мінералів.
3. Що включає в себе поняття "фізичні властивості мінералів"?
4. Що таке шкала Мооса?
5. Які є форми знаходження мінералів?

1.6. Література

1. Горшков Г.П., Якушова А.Ф. Общая геология. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – 591 с.
2. Каденская М. И. Руководство к практическим занятиям по минералогии и петрографии. – М.: Просвещение, 1976. – 239 с.
3. Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1983. – 160 с.
4. Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. 4-е изд., переработанное и дополненное. – М.: Недра, 1988. – 149 с.
5. Паранько І.С., Сіворонов А.О., Євтехов В.Д. Загальна геологія. – Кривий ріг: Мінерал, 2003, – 464 с.
6. Якушова М.Ф. Геология с элементами геоморфологии. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 325 с.
7. Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.И. Общая геология. – М.: Изд-во МГУ, 1988. – 448 с.

Характеристика породоутворюючих мінералів

№	Клас	Назва мінералу Хімічний склад	Форма виділення та інші ознаки	Твердість Питома вага	Блиск	Колір	Колір порошку	Злам	Спайність
1	Самородні елементи	Графіт C	Пластинчасті і тонколукуваті агрегати, жирні на дотик; бруднить руки, пише на папері	$\frac{1}{2,2}$	Напівметалевий, іноді жирний	Сталево-сірий до чорного	Сіро-чорний, блискучий	Дрібнозернистий, нерівний	Досконала
2		Сірка S	Кристали, друзи, землісті, щільні маси, кірки, нальоти; крихка, горить з різким запахом	$\frac{1,5}{2,0}$	Жирний	Жовтий	Світло-жовтий	Черепашковий, землістий	Недосконала
3	Сульфіди	Пірит FeS ₂	Кубічні кристали, зі штриховкою на гранях, вкrapлення, суцільні маси	$\frac{6-6,5}{4,9-5,2}$	Сильний металевий	Солом'яно-жовтий, золотистий	Чорний	Нерівний, іноді черепашковий	Недосконала
4		Халькопірит CuFeS ₂	Зернисті, суцільні або вкrapлені агрегати, часто з мінливістю	$\frac{3,5-4}{4,1-4,3}$	Сильний металевий	Жовтий, зеленувато-золотистий	Зеленувато-чорний	Нерівний	Вельми недосконала

№	Клас	Назва мінералу Хімічний склад	Форма виділення та інші ознаки	Твердість Питома вага	Блиск	Колір	Колір порошку	Злам	Спайність
5		Галеніт PbS	Суцільні зернисті маси, кубічні кристали з характерним східчастим зломом	$\frac{2-3}{7,5-7,6}$	Сильний металевий	Свинцево-сірий	Сірувато-чорна	Дрібносхідчастий	Досконала по кубу
6		Молибденіт MoS ₂	Лускуваті агрегати, гнучкі, але не пружні пластинки, вкrapлення; жирний на дотик, пише на папері	$\frac{1-1,5}{4,7-4,8}$	Металевий	Свинцево-сірий	Блакитнувато-сіра	-	Вельми досконала
7		Кіновар HgS	Щільні, або зернисті маси, вкrapлення у породі	$\frac{2-2,5}{8-8,2}$	Алмазний	Яскраво-червоний, іноді свинцево-сірий до чорного	Червоний	Нерівний	Досконала
8	Оксиди	Кварц SiO ₂	Призматичні кристали з пірамідальними верхівками, друзи, суцільні зернисті маси	$\frac{7}{2,6}$	Скляний на гранях, жирний на зламі	Білий (молочний) димчастий, рожевий, чорний	Безбарвний	Черепашковий	Спайності немає
9		Халцедон SiO ₂	Суцільні маси, натічні агрегати, часто з зональним забарвленням	$\frac{6,5}{2,6}$	Мутно жирний матовий	Сірий, блакитнуватий, рожевий до червоного, зелений	Безбарвний	Черепашковий	Спайності немає

№	Клас	Назва мінералу Хімічний склад	Форма виділення та інші ознаки	Твердість Питома вага	Блиск	Колір	Колір порошку	Злам	Спайність
10	Оксиди	Гематит Fe ₂ O ₃	Таблицчасті, пластинчасті кристали, листуваті, лускуваті, натічні ниркоподібні агрегати, землісті маси	$\frac{5,5}{4,9-5,3}$	Металевий	Від червоно-бурого до залізо-чорного	Вишнево-бурий	Черепашковий, землістий	Спайності немає
11		Магнетит FeO*Fe ₂ O ₃	Октаедричні кристали, вкраплення, тонкозернисті масивні агрегати; магнітний	$\frac{5,5-6,5}{4,9-5,2}$	Металевий	Залізо-чорний	Чорна	Нерівний	Недосконала
12		Корунд Al ₂ O ₃	Кристали бочкоподібної форми, дрібнозернисті, суцільні маси, вкраплення у породі	$\frac{9}{3,9-4,0}$	Скляний	Блакитнуватий, блакитний, сірий, бурий	Безбарвний	Нерівний	Недосконала
13		Піролюзит MnO ₂	Порошковуваті, землісті, натічні маси, ооліти, конкреції, бруднить руки	$\frac{2-6}{4,5-5,5}$	Напівметалевий	Темно-сірий до чорного	Чорний	Нерівний, тичкуватий, землістий	Досконала
14	Водні оксиди	Опал SiO ₂ *nH ₂ O	Склоподібні натічні утворення, суцільні маси	$\frac{5,5-6,5}{2,2-2,3}$	Жирний, восковий, іноді слабо скляний	Білий, жовтий, сірий, блакитний, бурий, прозорий	Безбарвний	Черепашковий	Недосконала

8/11

БІБЛІОТЕКА

№	Клас	Назва мінералу Хімічний склад	Форма виділення та інші ознаки	Твердість Питома вага	Блиск	Колір	Колір порошку	Злам	Спайність
15	Галогіди	Лімоніт Fe ₂ O ₃ *nH ₂ O	Натічні маси, землісті, порошкоподібні агрегати, конкреції, ооліти	$\frac{1-5}{3,6-4,0}$	Матовий, напівметалевий	Жовтий, бурий, гемно-бурий до чорного	Жовто-бурий	Землістий	Недосконала
16		Галіт NaCl	Кубічні кристали, суцільні зернисті маси, натічні агрегати; солоний смак	$\frac{2}{2,1-2,2}$	Скляний, жирний	Білий, безбарвний, блакитний, рожевий, сірий	Білий	Нерівний	Вельми досконала
17		Сільвін KCl	Кристали, суцільні зернисті агрегати; пекучий гірко-солоний смак	$\frac{2}{2}$	Скляний, жирний	Білий, безбарвний, рожевий, червоний	Білий	Нерівний	Вельми досконала
18		Флюорит CaF ₂	Кубічні, октаедричні кристали, друзи, зернисті агрегати, щільні маси, часто зонально забарвлені.	$\frac{4}{3,0-3,2}$	Скляний	Фіолетовий, жовтий, зелений, рожевий, безбарвний	Білий	Нерівний	Досконала у чотирьох напрямках
19	Карбонати	Кальцит CaCO ₃	Кристали, друзи, зернисті, натічні агрегати (сталактити, сталагміти); скіпає з розведеною HCl	$\frac{3}{2,7}$	Скляний	Білий, сірий, жовтий, блакитний, безбарвний	Білий	Нерівний	Вельми досконала у трьох напрямках

№	Клас	Назва мінералу Хімічний склад	Форма виділення та інші ознаки	Твердість Питома вага	Блиск	Колір	Колір порошку	Злам	Спайність
20	Карбонати	Доломіт $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Кристали, частіше мармуроподібні, зернисті, суцільні агрегати, пористі, землісті маси; реагує з HCl слабко, лише в порошок	$\frac{3,5-4}{2,9}$	Скляний, іноді перламутровий	Білий, жовтий, сірий	Білий	Нерівний	Вельми досконала у трьох напрямках
21		Сидерит FeCO_3	Кристали, частіше мармуроподібні, зернисті, суцільні агрегати, землісті маси, кулясті конкреції з радіально-променею будовою, ооліти; реагує з HCl при нагріванні	$\frac{3,5-4,5}{3,7-4}$	Скляний з перламутровим переливом, шовковистий	Білий, сірий, горіжовий, бурий	Білий або жовтий	Нерівний	Досконала у трьох напрямках
22	Сульфати	Гіпс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Пластинчасті, стовбчасті, гольчасті кристали, друзи, щільні зернисті, листуваті, землісті, волокнисті агрегати	$\frac{2}{2,3}$	Скляний, тьмяний, іноді жирний, перламутровий	Безбарвний, білий, рожевий, жовтий, сірий	Білий	Східчастий	Вельми досконала

№	Клас	Назва мінералу Хімічний склад	Форма виділення та інші ознаки	Твердість Питома вага	Блиск	Колір	Колір порошку	Злам	Спайність
23		Ангідрит CaSO_4	Таблитчасті, частіше щільні зернисті агрегати	$\frac{3-3,5}{2,8-3,0}$	Скляний, іноді з перламутровим переливом	Білий, сіруватий, блакитний, рожевий	Білий	Зернистий	Досконала у трьох напрямках
24		Барит BaSO_4	Таблитчасті, пластинчасті кристали, друзи, щітки, щільні зернисті маси	$\frac{3-3,5}{4,3-4,6}$	Скляний, іноді перламутровий	Білий, блакитнуватий, рожевий, бурий, червоний, безбарвний	Білий	Нерівний, східчастий	Досконала
25	Фосфати	Апатит $\text{Ca}_5(\text{F, Cl})(\text{PO}_4)_3$	Призматичні кристали, цукроподібні щільні зернисті маси	$\frac{5}{2,3}$	Скляний, на зламі жирний, цукроподібний	Безбарвний, зелений, жовтуватий, білий, бурозелений	Білий	Нерівний	Недосконала
26	Склянки острі-вні	Олівін $(\text{MgFe})_2\text{SiO}_4$, $2(\text{MgFe})\text{O} \cdot \text{SiO}_2$	Суцільні, щільні зернисті агрегати, вкраплення в породі, рідше кристали	$\frac{6,5-7}{3,3-4,0}$	Скляний	Оливково-зелений, бурий, прозорий	Немає	Нерівний	Недосконала
27		Гранат (альмандин) $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	Кристали – ізометричні багатогранники, кристалічні скупчення, вкраплення	$\frac{7-7,5}{4,1-4,3}$	Скляний, іноді жирний	Темночервоний, бурий	Немає	Нерівний	Недосконала

№	Клас	Назва мінералу Хімічний склад	Форма виділення та інші ознаки	Твердість Питома вага	Блиск	Колір	Колір порошку	Злам	Спайність
28		Топаз $\text{Al[F,OH]}_2^*\text{SiO}_4$	Окремі призматичні прозори кристали з повздовжньою штриховкою на гранях, суцільні зернисті агрегати	$\frac{8}{3,3-3,6}$	Скляний	Безбарвний, блакитний, жовтий, рожевий	Немає	Нерівний	Досконала в одному напрямі
29	Силікати кльцеві	Родоніт $\text{Mn}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$	Щільні, суцільні маси; кристали зустрічаються рідко	$\frac{5,5-6}{3,4-3,7}$	Скляний	Рожевий, з чорними прожилками і плямами оксидів марганцю	Немає	Нерівний	Середня
30	Силікати ланцюгові	Авгіт $\text{Ca (Mg, Fe, Al)}^* [(\text{SiAl})_2\text{O}_6]$	Кристали короткововнисті, таблитчасті, суцільні зернисті агрегати	$\frac{6,5}{3,3-3,6}$	Скляний	Зелений, бурий, чорний	Світлий, сіро-зелений	Східчастий	Досконала
31	Силікати стрічкові	Рогова обманка $(\text{Ca}^*\text{Na})_2 (\text{Mg, Fe, Al})_5^* [\text{OH}]_2^* [(\text{Si, Al})_4\text{O}_{11}]_2$	Призматичні, стовбчасті, голчасті кристали, променисті зростки	$\frac{5,5-6}{3,1-3,6}$	Скляний, шовковистий	Сіро-зелений, темно-зелений, чорний	Зелений або бурий	Східчастий	Досконала у двох напрямках

№	Клас	Назва мінералу Хімічний склад	Форма виділення та інші ознаки	Твердість Питома вага	Блиск	Колір	Колір порошку	Злам	Спайність
32	Силікати листові	Тальк $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	Листуваті і лускуваті агрегати, суцільні маси, жирні на дотик	$\frac{1}{2,7-2,8}$	Жирний, перламутровий	Білий, жовтуватий, зеленуватий, блакитнуватий	Білий	Східчастий	Вельми досконала
33		Серпентин $\text{Mg}_3(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	Щільні маси з прожилками азбесту	$\frac{3-4}{2,5-2,7}$	Жирний, восковий, скляний, шовковистий	Від світло-зеленого, блакитнуватого до темно-зеленого з жовтим	Білий, зеленуватий	Черепашковий	Досконала
34		Каолініт $\text{Al}(\text{OH})_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	Тонкодисперсні щільні, або землясті, порошокуваті маси	$\frac{1-2}{2,6}$	Тьмянний, матовий, жирний, перламутровий	Білий, від домішок з різними відтінками	Білий	Землястий	Вельми досконала
35		Мусковіт $\text{HA}[\text{Al}_2(\text{OH, F})_2]^* [\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$	Листуваті та лускуваті агрегати з пружними листочками, що легко відділяються	$\frac{2-3}{3-3,1}$	Скляний, перламутровий	Сріблясто-білий, світло-жовтий, світло-коричневий, безкольоровий	Білий	Східчастий, розщеплюється на тонкі пружні та гнучкі листочки	Вельми досконала

№	Клас	Назва мінералу Хімічний склад	Форма виділення та інші ознаки	Твердість Питома вага	Блиск	Колір	Колір порошку	Злам	Спайність
36		Біотит $K(Mg, Fe)_3(OH, F)_2[AlSi_3O_{10}]$	Листуваті та лускуваті агрегати з пружними листочками, що легко відділяються	$\frac{2-3}{3-3,6}$	Скляний, перламутровий	Чорний, темно-зелений, темно-бурий	Білий або зеленуватий	Східчастий, розщеплюється на тонкі, пружні та гнучкі листочки	Вельми досконала
37	Спайкати листові	Хлорит $(Fe, Mg)_5^+ Al(OH)_8^+ [AlSi_3O_{10}]$	Листуваті, лускуваті, суцільні маси	$\frac{2,5-3,5}{2,6-2,8}$	Скляний, перламутровий	Зелений, різних відтінків	Світлий, зеленуватий	Східчастий	Вельми досконала
38		Глауконіт $K(Fe, Al, Mg)_3^+ [OH]_2[AlSi_3O_{10}]^+ nH_2O$	Дрібні кулясті зерна в осадових породах, землісті агрегати	$\frac{2-3}{2,2-2,8}$	Тьмянний, скляний, жирний	Темно-зелений	Зелений	Нерівний, східчастий	Спайності немає
39	Спайкати карбасні	Ортоклаз $K[AlSi_3O_8]$	Призматичні кристали, суцільні кристалічні агрегати	$\frac{6}{2,6}$	Скляний	Білий, блакитний, сірий, рожевий, м'ясо-червоний	Білий	Нерівний, східчастий	Досконала у двох напрямках

№	Клас	Назва мінералу Хімічний склад	Форма виділення та інші ознаки	Твердість Питома вага	Блиск	Колір	Колір порошку	Злам	Спайність
40	Спайкати карбасні	Мікроклін $K[AlSi_3O_8]$	Призматичні кристали, суцільні кристалічні агрегати	$\frac{6}{2,6}$	Скляний	Креманий, сірий, рожевий, зелений (амазоніт)	Білий	Нерівний, східчастий	Досконала у двох напрямках
41		Альбіт $Na[AlSi_3O_8]$	Таблетчасті, призматичні кристали, частіше зернисті, кристалічні агрегати	$\frac{6}{2,6}$	Скляний	Білий, блакитнуватий	Білий	Нерівний, східчастий	Досконала у двох напрямках
42		Лабрадор $Ca_{0,6}Na_{0,4} [Al_{1,6}Si_{2,4}O_8]$	Дрібні і великі таблетчасті кристали, кристалічні агрегати; характерні сині кольори на площинах спайності (ірізація)	$\frac{6}{2,7}$	Скляний, перламутровий	Сірий до чорного, безбарвний	Білий	Нерівний, східчастий	Досконала у двох напрямках
43		Нефелін $Na[AlSiO_4]$	Призматичні кристали. Суцільні, щільні, зернисті маси	$\frac{5-6}{2,6}$	Жирний	Сірувато-білий, з жовтуватим, рожевуватим і зеленуватим відтінком	Білий	Нерівний	Спайності немає

ТЕМА 2 ВИВЧЕННЯ ОСНОВНИХ ГІРСЬКИХ ПОРІД

2.1. Мета і задачі роботи

Знайомство студентів з основними петрогенетичними типами гірських порід і оволодіння методами та способами діагностики гірських порід.

Основними задачами роботи є:

- 1) визначення мінералів, з яких складена гірська порода;
- 2) визначення гірської породи;
- 3) визначення приналежності породи до петрогенетичного типу.

2.2. Вихідні теоретичні положення

Гірські породи – це природні мінеральні агрегати певного складу та будови, які утворюються в земній корі або на її поверхні в результаті різних геологічних процесів.

Породи, які складаються з одного мінералу називаються **мономінеральними** (від грец. “моно” – один). Якщо в будові породи беруть участь декілька мінералів вона називається **полімінеральною** (від грец. “поли” – багато).

Будова гірських порід характеризується структурою і текстурою. Під **структурою** розуміють особливості внутрішньої будови гірської породи, яка визначається станом мінеральної речовини (кристалічна, аморфна, уламкова), розміром і формою мінеральних зерен та їх взаємовідношеннями.

Виділяються наступні структури:

- 1) **повнокристалічна** – порода повністю складена з кристалічних зерен;
- 2) **рівномірnozерниста** – порода складена відносно однаковими за розміром зернами;
- 3) **нерівномірnozерниста** – порода складена різними за розміром зернами.

4) *порфіровидна* – крупні кристалічні зерна вкраплені в більш дрібнозернисту, але також кристалічну масу;

5) *порфірова* – в склуватій масі гірської породи знаходяться вкраплення кристалічних зерен;

6) *уламкова* – порода складена уламками мінералів, або інших порід.

Залежно від розмірів зерен і уламків *кристалічна* та *уламкова* структури діляться на: крупнозернисту, з розміром зерен в поперечнику більше 5 мм; середньозернисту – від 5 до 2 мм; дрібнозернисту – менше 2 мм.

7) *склувата* або *аморфна* – в будові породи переважає нерозкристалізована маса;

8) *афанітова* або *прихованокристалічна* – порода складена з дуже дрібних непомітних для ока зерен;

Під **текстурою** розуміють взаємне розташування у просторі кристалічних зерен і уламків які складають породу, тобто текстура відображає характер заповнення простору мінеральними зернами.

Виділяють масивну, плямисту, прожилкову, смугасту, сфероїдальну, подрібнену, порожнинну, каркасну та інші текстури (рис. 2.1).

1) *масивна* – рівномірне заповнення простору мінералами без закономірного їх розподілу та наявності яких-небудь порожнин;

2) *плямиста* – наявність розсіяних агрегатів зерен мінералів у основній масі;

3) *прожилкова* – поєднання двох мінеральних агрегатів: перший, який заповнює тріщини у породі, другий – є вміщуючим;

4) *смугаста* – чергування в породі відносно тонких смуг, які відрізняються за структурою, кольором, величиною зерен та мінеральним складом;

5) *сфероїдальна* – концентричне чергування шарів різного мінерального складу;

6) *подрібнення* – подрібнені мінеральні агрегати ранніх генерацій, зцементовані агрегатами пізніх генерацій;

7) *порожнинна* – наявність у породі великої кількості порожнин розміром від 2-3 мм до 1,5 см, які мають неправильну форму і утворилися внаслідок вилуговування мінеральних агрегатів;

8) *каркасна* – значна кількість відносно закономірно розташованих пор зі збереженими між ними перегородками.

За походженням гірські породи поділяються на три основні петрогенетичні групи:

1. **Магматичні**, які утворюються в результаті застигання в земній корі, або на її поверхні силікатного розплаву – магми та лави.

2. **Осадові**, що формуються на поверхні земної кори в результаті діяльності різноманітних екзогенних процесів і природних явищ.

3. **Метаморфічні**, які є продуктом переробки в глибинних умовах під впливом високих тисків, температур та різноманітних рідких, газоподібних флюїдів існуючих уже магматичних, осадових, а також метаморфічних порід.

2.2.1. Магматичні гірські породи

Магматичні гірські породи залежно від хімічного складу і, зокрема, вмісту оксиду кремнію, поділяються на чотири групи:

- **ультраосновні**, в яких вміст SiO_2 не перевищує 45 %;
- **основні**, з вмістом SiO_2 45–52 %;
- **середні**, де вміст SiO_2 коливається в межах 52–65 %;
- **кислі**, в яких кількість оксиду кремнію більше 65 %;

Породоутворюючими мінералами магматичних порід є мінерали класу силікатів. Це кварц, польові шпати, слюди, амфіболи, піроксени, олівін які в сумі складають близько 93% об'єму порід. В підпорядкованих кількостях (до 1 %) присутні мінерали інших класів (табл. 2.3).

Якщо врахувати хімічний склад зазначених мінералів, неважко здогадатися, що в ультраосновних і основних породах будуть переважати піроксени та олівін, які характеризуються низьким містом кремнезему і темним забарвленням, у зв'язку з цим для порід цих груп властиве темне забарвлення. У складі кислих і середніх порід переважають кварц та польові шпати, що і обумовлює їх світле забарвлення. Ця ж закономірність лежить і в основі збільшення щільності порід від кислих, де її величина складає $2,58 \text{ г/см}^3$, до ультраосновних, щільність яких сягає $3,4 \text{ г/см}^3$.

Залежно від умов при яких відбувається застигання магми, магматичні породи поділяються на дві групи:

- **інтрузивні**, які утворилися при застиганні магми на глибині;

- **ефузивні**, або **вулканічні**, формування яких відбувалося шляхом застигання магми, що вилілася на земну поверхню і перетворилася на лаву.

Різні фізико-хімічні умови застигання магми на глибині та лави на поверхні земної кори є основною причиною утворення різних за складом і структурно-текстурними особливостями порід, навіть у тому випадку, якщо склад первинної речовини (магми) однаковий, але найбільш чітко це виражається в структурах порід. Найпоширенішими в земній корі серед магматичних порід є кислі породи, складені кварцом, польовими шпатами, біотитом, роговою обманкою та піроксенами. Найбільш широким розвитком з них користуються інтрузивні *граніти* та *гранодіорити* і їх ефузивні аналоги – *ліпарити* (*ріоліти*) і *дацити*.

Характерними представниками групи середніх порід з калієвими польовими шпатами є *сієніти* і їх ефузивні аналоги *трахіти*, а з плагіоклазами – *діорити* і відповідно ефузивні – *андезити*.

Найпоширенішими в земній корі породами основного складу є *габро*, яким відповідають ефузивні породи *базальти*. Групу їх головних породоутворюючих мінералів складають піроксени і основні плагіоклази, в тісному парагенетичному зв'язку з якими знаходяться такі рудні мінерали як магнетит, титаномангнетит та інші. Значна кількість забарвлених мінералів надає породі темного кольору, на фоні якого виділяються світлі вкраплення плагіоклазів.

Ультраосновні породи, які ще називають **гіпербазитами** або **ультрамафітами**, займають підпорядковане місце в складі земної кори. Найпоширенішими представниками цієї групи є *дуніти*, *перидотити* та *піроксеніти*.

Ефузивні аналоги ультраосновних порід, до яких відносяться *пікрити* і *пікритові порфірити*, зустрічаються дуже рідко. Основними породоутворюючими мінералами пікритів є олівін і піроксени. В незначних кількостях присутні рогова обманка, основний плагіоклаз та біотит. Для

них характерна зерниста структура. Пікритові порфірити позбавлені плагіоклазів і характеризуються порфіровидною структурою.

Особливе місце серед магматичних утворень належить **жильним і вулканогенно-уламковим** породам.

Жильні породи у складі яких переважають світлі мінерали називаються *аплітами*, а при перевазі темнозбарвлених – *лампрофірами*. Світлі жильні породи з крупнозернистою (до гігантозернистої) структурою називаються *пегматитами*. Найбільшим поширенням користуються кислі пегматити, складені з польових шпатів, кварцу і слюд. Характерною їх ознакою є взаємне закономірне проростання кристалів кварцу і польового шпату (письмовий граніт).

Вулканогенно-уламкові, або **пірокластичні** породи, які називають *туфами* є результатом накопичення викинутого при вулканічних вибухах матеріалу.

2.2.2. Осадові гірські породи

Осадові гірські породи тонким шаром покривають біля 75% поверхні континентів. За своєю природою всі осадові породи діляться на чотири генетичні групи: уламкові, глинисті, хемогенні і органогенні.

Уламкові породи утворюються в результаті механічного руйнування існуючих вже порід і накопичення уламків. В залежності від величини уламків серед них розрізняють три гранулометричних типи порід:

- **грубоуламкові**, або псефіти – породи, розмір уламків яких перевищує 2 мм в поперечнику;
- **середньоуламкові**, або піщані, які ще називають псамітами, розмір уламків яких знаходиться в межах 2 – 0,05 мм;
- **дрібноуламкові**, або пилюваті породи, складені з уламків розміром від 0,05 до 0,005 мм.

Серед уламкових осадкових порід розрізняють пухкі накопичення, або скріплені цементом (зцементовані) відклади.

Для того щоб дати характеристику структури уламкової породи, необхідно визначити розміри та форму уламкових зерен, будову і склад цементуючого матеріалу та взаємне співвідношення уламків і цементу.

Цемент – це аутигенний або тонкоуламковий матеріал, який входить до складу уламкової породи і скріплює між собою більш крупні зерна. Цемент може бути мономінеральним і полімінеральним.

За співвідношенням уламків і цементуючої речовини виділяють такі типи цементу (рис. 2.1):

1) *базальний* – уламки розташовані у цементуючому матеріалі (який складає від 30 до 50 % маси породи) і не торкаються один до одного;

2) *виповнення пор* – кількість цементуючої речовини коливається в значних межах залежно від об'ємного простору породи;

3) *плівковий* – кількість цементу в порівнянні з масою уламків незначна (здебільшого менше 10 % об'єму породи), цементуючий матеріал покриває тонким шаром усі уламки, зв'язує їх між собою, частини пор між зернами залишаються незаповненими;

4) *контактний* – цементуючої речовини у породі дуже мало, вона зосереджена у місцях торкання уламків, пори залишаються невиконаними.

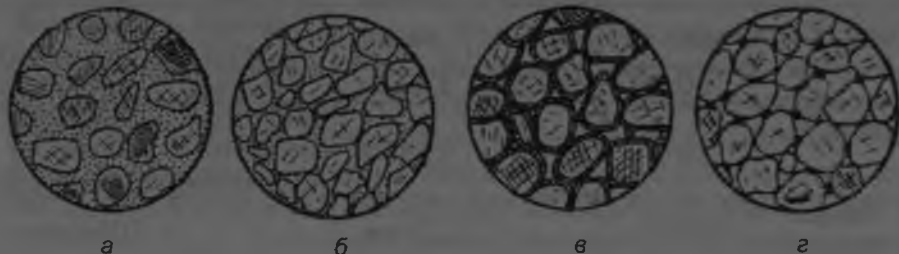


Рис. 2.1. Типи цементації уламкових порід:

а – базальний цемент, б – виповнення пор, в – плівковий, г – контактний.

До структурних особливостей уламкових порід відноситься також їх **пористість**. Розрізняють пористість грубу, крупну, дрібну та тонку. За походженням виділяють первинну пористість, яка виникає при формуванні самої породи (наприклад, міжзернова пористість), і вторинну, коли вона появляється в уже сформованій породі. Наприклад, в результаті вилуговування легкорозчинних мінералів).

Уламки можуть бути представлені як уламками мінералів так і гірських порід.

Глинисті породи складаються з глинистих мінералів, які утворюються в процесі хімічного вивітрювання. Розмір зерен глинистих мінералів менший як 0,01мм, тому мінеральний склад глин неможливо встановити візуально. Найпоширенішими мінералами глинистих порід є каолінит, монтморілоніт, гідрослюди. Найчастіше глинисті породи складаються із суміші багатьох глинистих мінералів. Крім того, до складу цих порід входять уламкові частинки, які складаються з зерен кварцу, польових шпатів, слюд, та інших реліктових мінералів, а також гідроксиди заліза, марганцю, алюмінію, карбонати, сульфати, обвуглені рештки рослин. До глинистих порід належать пухкі незцементовані глини і їх щільні зцементовані аналоги *аргеліти*.

Таблиця 2.1

Група порід	Розмір уламків, мм	Уламкові породи			
		Незцементовані		Зцементовані	
		Кутасті уламки	Обкатані уламки	Кутасті уламки	Обкатані уламки
Грубо уламкові (псефіти)	Понад 100	Брила	Валун	Брилева брекчія	Валунний конгломерат
	100–10	Щебінь	Галька	Брекчія	Конгломерат
	10–2	Жорства	Гравій	Жорствеліт (жорствяна брекчія)	Гравеліт Гравійний конгломерат
Піщані (псаміти)	2–0,05	-	Пісок	-	Пісковик
Пилуваті (алеврити)	0,05–0,005	-	Лес	-	Алевроліт

Глини у сухому стані мають вигляд пухких, землистих агрегатів, у вологому стані вони стають пластичними, жирними на дотик. Структура глин прихованокристалічна, або пелітоморфна (грецьк «пелес» – глина). Але часто в глинах присутні пилуваті та піщані домішки. Текстури – масивні, іноді верстуваті. Верстуватість буває як горизонтальна так і хвиляста, суцільна, або преривчаста. Колір глин різноманітний і залежить від кольору глинистих мінералів, що їх скла-

дають, вологості та домішок. Більшість глинистих мінералів мають білий колір, тому чисті глини частіше білі, або світло-сірі. Домішки сильно змінюють колір глин. Оксидні сполуки заліза надають їм жовтий, червоний, бурий колір, закисні сполуки – сірий, зеленкуватий, хлорит, глауконіт – зелений, гумінові сполуки, вуглисті детрит сірий і чорний.

Аргеліти – більш тверді, сцементовані кремнеземом глинисті породи, які не розмокають у воді. Це масивні, частіше темні породи з нерівним, або черепашковим зламом і матовою поверхнею.

Між глинистими і уламковими породами є проміжні – піщано-глинисті породи: *глинистий пісок* (у піску присутні 5–10 % глини), *супісок* (глини 10–30 %), *суглинок* (30–50 % глини).

Хемогенні і органогенні породи утворюються шляхом випадання мінеральних солей з насичених розчинів хімічним шляхом або в результаті життєдіяльності організмів, та при накопиченні решток відмерлих організмів. Хемогенні і органогенні породи, здебільшого зв'язані одні з одними взаємними переходами і їх, як правило, розглядають в складі однієї групи.

Структури хемогенних порід визначаються агрегатним станом мінералів, які їх складають (кристалічні або аморфні) і розмірами зерен. Розрізняють *яснозернисту* структуру, яка характеризується розміром зерен більше 0,1 мм, *тонкозернисту* з розміром зерен від 0,1 до 0,01 мм, *прихованозернисту* або *пелітоморфну*, коли розмір зерен менше 0,01 мм. Окрім того, для деяких хемогенних порід характерна *оолітова* структура основним елементом якої є ооліти, що утворюються при відкладенні мінеральної речовини у вигляді концентричних кілець навколо зародка мінералу, або уламку черепашки.

Структури органогенних порід відрізняються за відносною кількістю органічних решток і неорганічної речовини, а також складом цих решток і приналежністю їх до тих або інших груп. Залежно від походження органічної речовини розрізняють *зоогенні* (у випадку коли органічна речовина представлена залишками представників тваринного світу) і *фітогенні* (коли спостерігаються рослинні залишки) струк-

тури. Якщо порода складається з уламків органічних решток різної величини структура називається *детритова*.

Породи хемогенно-органогенної групи за хімічним складом діляться на карбонатні, кременисті, галоїдні, сульфатні, залізисті, марганцеві, глиноземисті, фосфатні і каустобіоліти.

Карбонатні породи складають до 14% осадової оболонки земної кори. До найпоширеніших серед них відносяться *вапняки, крейда, доломіти, та мергелі*.

Вапняки – мономінеральні породи, які складаються з кальциту. Колір вапняків зазвичай світлий – білий, світло-жовтий, світло-сірий. Вони бувають уламковими, хемогенного та органогенного походження. Уламкові вапняки складаються з уламків вапняків різних розмірів, зкріплених карбонатним цементом; хемогенні вапняки можуть мати тонкозернисту, пелітоморфну або оолітову структуру; органогенні вапняки бувають як зоогенними так і фітогенними, мають біоморфну структуру, або складаються з численних уламків черепашок і мають детритову структуру. Іноді органічні рештки, з яких складаються вапняки, настільки дрібні, що їх видно лише при мікроскопічному дослідженні. До таких вапняків належить *крейда*, яка складається з черепашок дрібних планктонних фораменифер і залишків коколітофорид – вапнистих одноклітинних водоростей.

Доломіти переважно складені відповідним мінералом, утворюються при хімічних змінах вапняків, а також шляхом випадання з водних розчинів. Подібні до вапняків, відрізняються більш слабкою реакцією з соляною кислотою, мають в залежності від домішок білий, жовтий, бурий, або сірий колір. Зазвичай доломіти більш темного кольору ніж вапняки.

Мергелі – породи, які складаються з кальциту, або доломіту (50–75 %) та глини (25–50 %). Зовні подібні до вапняків, мають щільну тонкозернисту, або землисту структуру, колір світло-сірий, зеленуватий, рожевуватий, жовтуватий, іноді строкатий. Відрізняються реакцією з соляною кислотою, після якої залишається пляма, утворена глинистими частинками.

Кременисті породи складені з опалу і халцедону. Вони, як і карбонатні, також можуть бути біогенними, хемотропними і змішаного походження. До них належать *кремнієві туфи, радіоляріти, діатоміти, трепели, опоки, яшми, кремені*.

Кремнієві туфи, гейзеріти, складаються з опалу. Це пористі породи світлого кольору. Утворюються в результаті випадання аморфного кремнезему з вод гейзерів, та інших гарячих мінеральних джерел.

Радіоляріти і діатоміти, породи біогенного походження. Складаються з скелетних решток одноклітинних планктонних радіолярій та діатомових водоростей. Це білі світло-сірі, жовтуваті породи, дуже легкі (щільність 1,9–2,2), пористі, гігроскопічні (сильно поглинають вологу), легко розтираються у порошок.

Трепели зовні подібні до діатомітів. Відрізняються повною відсутністю органічних решток і складаються з дуже дрібних (0,01–0,001 мм) зерняток опалу.

Опоки також складаються з опалового кремнезему (до 90%) і залишків кремнієвих скелетів організмів, що можна виявити лише під мікроскопом. Зовні подібні до трепелів, але частіше тверді, з білим, сірим до чорного кольором, які при ударі розколюються на дрібні гострокутні уламки з черепашковим зломом.

Яшми – щільні дуже тверді (твердість – 7), масивні породи з черепашковим зломом. Складаються з тонкозернистого кварцу або халцедону з домішками інших мінералів (гематиту, хлориту та ін.). Мають різноманітний колір, іноді з виразними візерунками на полірованій поверхні.

Кремені складаються з опалу, халцедону, глинистих мінералів. Зустрічаються серед осадових порід у вигляді конкрецій, що виникли в процесі діагенезу.

Галоїдні і сульфатні породи утворюються хімічним шляхом у результаті осадження з розчинів. До найпоширеніших серед них належать: *кам'яна сіль, калійно-магнезіальні солі, гіпс і ангідрит*. Породи визначаються за ознаками, характерними для відповідних мінералів.

Залізисті породи осадового походження складені гетитом і гідрогетитом з незначними домішками глинистих

мінералів, а також опалу і халцедону. Їх колір темно-бурий або бурувато-жовтий (вохристий). Вони можуть бути пухкими, землястими або щільними. Для останніх характерні оолітова і шкаралупувата структури та масивна, кавернозна і конкреційна текстури.

Марганцеві породи складені оксидними сполуками марганцю, частіше піролюзитом, іноді карбонатом марганцю – сірувато-рожевим родохрозитом. Переважають оксидні марганцеві руди. Вони мають чорний колір, утворюють землясті, або оолітові агрегати.

Глиноземисті породи утворюються переважно в латеритних корах вивітрювання. Найпоширенішими серед них є боксити і латерити.

Латерити складаються з гідроксидів алюмінію та заліза, з домішками каолініту. Колір червоний, бурий, жовтий, можуть бути пухкими та щільними (твердість від 2 до 6), частіше землясті.

Боксити складаються з гідроксидів алюмінію (діаспору, гідраргіліту) з домішками гідроксидів заліза, залізистих хлоритів, каолініту, кварцу. Бувають як пухкими так і щільними з твердістю 2–4, щільністю біля 2,5. Колір червоний, бурий, коричневий, зеленувато-сірий, іноді білий, сірий, жовтий. Колір порошку білий. Часто мають оолітову структуру, іноді уламкову, пелітоморфну.

Фосфатні породи або **фосфорити**, які містять в своєму складі значну кількість фосфатів кальцію за умовами залягання поділяються на два типи: конкреційні і пластові. Колір темно-сірий, буруватий, чорний, рідше зеленкуватий. Якщо вдарити, чи потерти уламки фосфоритів один об одній виникає характерний запах паленої кістки.

Каустобіоліти (грец. “каустос” – горючий, “біос” – життя) утворюються з рослинних і тваринних решток, які зазнали певних перетворень під впливом різних геологічних факторів. Характерною властивістю цих порід є те, що вони горять. До них відносяться *торф*, *викопне вугілля*, *горючі сланці*, *нафта* та *газ*. Торф і викопне вугілля належать до порід ряду вугілля, які являють собою продукти різних стадій розкладання та перетворення рослинних організмів в умовах з незначним доступом кисню, або при його відсутності.

2.2.3. Метаморфічні гірські породи

Метаморфічні гірські породи характеризуються повно-кристалічними структурами та масивними або частіше орієнтованими текстурами.

До останніх відносяться:

- *сланцювата*, обумовлена взаємно паралельним розташуванням мінеральних зерен, пластинчастої або лускуватої форми;

- *гнейсова і гнейсоподібна*, характерною особливістю є те, що видовжені темні мінерали – слюди і амфіболи розподілені у рівномірнозернисті породи нерівномірно – групуються у зони і смуги де орієнтовані плоско- або лінійно-паралельно.

- *смуриста*, для якої властиве чергування смуг, складених з зерен світло і темно забарвлених мінералів.

Метаморфічні процеси можуть охоплювати значні за розмірами території і в такому випадку говорять про регіональний метаморфізм, але можуть проявлятися і дуже обмежено, що спричиняє локальний метаморфізм. Відповідно і фактори метаморфізму будуть по-різному впливати на перетворення існуючих порід, що призводить до формування різних метаморфічних утворень по однаковому за складом субстрату.

Кварцові пісковики та інші багаті кремнеземом породи при метаморфізмі перетворюються в *кварцити* в яких кварц є єдиним основним породоутворюючим мінералом. Вони характеризуються повнокристалічною, здебільшого, дрібнозернистою структурою і масивною текстурою.

Карбонатні породи (вапняки, доломіти та інші) в процесі метаморфічних змін перетворюються в *мармури*, які являють собою повнокристалічні мономінеральні агрегати кальциту або доломіту з масивною текстурою.

Метаморфічні перетворення **глинистих** (пелітових) порід в умовах відносно невисоких температур, але при значному орієнтованому тиску, обумовлюють утворення *філітів*. У випадку коли ступінь метаморфізму підвищується завдяки підвищенню температури і тиску, ці ж первинні породи перетворюються на *серицит-* і *хлоритамісні сланці*. В умовах ще більш високих тисків і температур утворюють-

ся кристалічні сланці. Найпоширенішими серед них є *слюдисті сланці*, складені кварцом, слюдами і польовими шпатами, представленими в підпорядкованих кількостях.

Магматичні породи по мірі зростання ступеню метаморфізму також перетворюються на *ортосланці* і *ортогнейси*. Метаморфічними аналогами основних порід є *хлоритемісні сланці* у складі яких також присутні тальк, епідот, актиноліт і тремоліт (мінерали класу силікатів). При зростанні ступеню метаморфізму сланці перетворюються в *ортоамфіболіти*. Основними представниками метаморфічних перетворень ультраосновних порід є *талькові сланці* і *серпентиніти*.

Особливе місце серед метаморфічних порід належить *гранулітам* і *еклогітам*, які утворюються по більшості з зазначених вище порід при максимально високих тисках і температурах. При подальшому зростанні температури і активізації флюїдної системи метаморфізм переростає в його найвищу стадію – **ультраметаморфізм**, який супроводжується кременисто-лужним метасоматозом і частковим плавленням. Характерними породами, які утворюються в результаті ультраметаморфізму є *мігматіти*.

Серед численних утворень **локального метаморфізму** найпоширенішими є *роговики*, *скарни* і *грейзени*.

2.3. Вихідні дані

1. Колекція гірських порід.
2. Шкала Мооса.
3. Фарфорова пластинка (бісквіт), розчин кислоти, скляна пластина.

2.4. Порядок виконання вправи

1. Визначення мінерального складу породи (дивись лабораторну роботу № 1, таблицю 1.3).
2. Визначення структури породи.
3. Визначення текстури породи.
4. Результати визначення записуються у таблиці 2.2.
5. Назвати породу та встановити до якої генетичної групи вона відноситься.

Характеристика порід

№	Петрогенетична група	Назва породи	Колір	Структура	Текстура	Мінеральний склад

2.5. Запитання для самоконтролю

1. Що таке гірська порода?
2. Які основні генетичні групи гірських порід вам відомі?
3. Назвіть основних представників магматичних гірських порід (інтрузивних і ефузивних) кислого, середнього, основного і ультраосновного складу.
4. Які ви знаєте органогенні і хемогенні гірські породи?
5. Назвіть основних представників групи метаморфічних порід?

2.6. Література

1. Бизов В.Ф., Троценко В.М. Кристалографія, мінералогія і петрографія. – Кривий Ріг: Мінерал. 2000. – 121 с.
2. Горшков Г.П., Якушова А.Ф. Общая геология. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – 591с.
3. Каденская М. И. Руководство к практическим занятиям по минералогии и петрографии. – М.: Просвещение, 1976. – 239 с.
4. Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1983. – 160 с.
5. Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. 4-е изд., перераб. и дополн. – М.: Недра, 1988. – 149 с.
6. Паранько І.С., Сіворонов А.О., Євтехов В.Д. Загальна геологія. – Кривий ріг: Мінерал, 2003, – 464 с.
7. Свинко. Й.М., Сивий. М.Я. Геологія – К.: Либідь, 2003. – 480 с.
8. Якушова М.Ф. Геология с элементами геоморфологии. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 325 с.
9. Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.И. Общая геология. – М.: Изд-во МГУ, 1988. – 448 с.

**Загальна характеристика найпоширеніших
магматичних і метаморфічних порід земної кори**

№	Назва породи	Колір	Структура	Текстура	Мінеральний склад
Магматичні					
а) кислі					
1	Граніт	Світлий, рожевий, сірий, білий, червонуватий	Повнокристалічна, крупно-, дрібнозерниста	Масивна, рідко плямиста	Калієвий польовий шпат (40%), плагіоклаз (20%), кварц (30%), темnobарвні мінерали (біотит і рогова обманка 5–10%)
2	Пегматит	Світлий, сірий	Гігантозерниста (пегматитова), крупнозерниста	Масивна	Калієвий польовий шпат (40%), плагіоклаз (30%), кварц (30%)
3	Апарит	Колір основної маси світло-сірий, білий, жовтуватий, рожевуватий	Афанітова, порфірова,	Масивна	У порфірових вкрапленнях кварц, калієвий польовий шпат, плагіоклаз
б) середні					
4	Сієніт	Світло-сірий, рожево-сірий	Повнокристалічна, середньозерниста, рівномірнозерниста	Масивна, рідко смугаста	Калієвий польовий шпат (50–60%), кислий плагіоклаз (25–30%), темnobарвні мінерали (біотит, рогова обманка, авгіт – 10–20%)
5	Трахіт, трахітовий порфір	Колір основної маси світло-сірий, червонуватий, буруватий, жовтуватий	Афанітова, порфірова,	Масивна, пориста, флюїдальна	У порфірових вкрапленнях калієвий польовий шпат, середній плагіоклаз
6	Діорит	Темно-сірий, зеленувато-сірий	Повнокристалічна, середньозерниста, рівномірнозерниста	Масивна, рідко плямиста	Середній плагіоклаз (70%), рогова обманка (30%), піроксен, авгіт, біотит, калієвий польовий шпат

7	Андезит, андезитовий порфірит	Світло-сірий, сірий до чорного,	Афанітова, порфірова	Масивна	У порфірових вкрапленнях або плагіоклаз, або авгіт, чи рогова обманка
8	Діабаз	Темно-сірий, темно-зелений	Середньо-та дрібнозерниста	Масивна	Плагіоклаз (15–20 %), піроксен (20–25 %), олівін (5–10 %), рогова обманка (5–7 %), магнетит (5–7 %)
в) основні					
9	Габро	Темний, чорний	Повнокристалічна, середньозерниста, рівномірнозерниста	Масивна	Основний плагіоклаз (50 %), піроксен (45 %), олівін, рогова обманка
10	Базальт	Темно-сірий, чорний	Афанітова, порфірова	Масивна	У порфірових вкрапленнях плагіоклаз, піроксен, рідше олівін і рогова обманка
г) ультраосновні					
11	Дуніт	Темно-сірий, темно-зелений	Середньо-та дрібнозерниста	Масивна	Олівін (95 %), магнетит (3–5 %) та інші рудні мінерали.
12	Піроксеніт	Чорний, темно-зелений	Повнокристалічна, рівномірнозерниста	Масивна	Піроксен (60–70 %), олівін (5–40 %), плагіоклаз (0–10 %), магнетит, ільменіт та інші рудні мінерали
Метаморфічні					
13	Філіт	Чорний, сірий, зеленуватий	Дрібнозерниста	Сланцювата, іноді пloidчата	Кварц (25–30 %), польові шпати (25–30 %), слюди (15–20 %), вуглиста речовина (10–15 %)
14	Слюдисті сланці	Світлий, темний, зелений	Середньокристалічна, крупнокристалічна	Сланцювата, іноді пloidчата	Слюди (біотит, мусковіт – 35–40 %), кварц (25–30 %), польові шпати (5–10 %)
15	Хлоритові сланці	Зелений, різних відтінків	Дрібнокристалічна	Сланцювата	Хлорит (45–50 %), актиноліт (30–35 %) (кварц, карбонат, магнетит – 10–15 %)
16	Талькові сланці	Зелений, сіруватобілий	Середньокристалічна, крупнокристалічна	Сланцювата	Тальк (45–50 %), хлорит (30–35 %), карбонат (10–15 %), польові шпати (5–10 %).

17	Серпентініт	Зелений, зеленувато-чорний, плямистий, смугастий	Щільна, приховано-кристалічна	Масивна, смугаста	Серпентин, смужки хризотил-асбесту, (до 90 %), олівін, хроміт, магнетит, піроксен (до 10 %)
18	Амфіболіт	Темно-зелений, чорний	Зернисто-кристалічна	Масивна	Рогова обманка (60–70 %), плагіоклаз (25–30 %), біотит (5–10 %)
19	Гнейс	Сірий, темний	Зернисто-кристалічна	Гнейсова, смугаста, іноді сланцювата, очкова	Польові шпати (50–60 %), кварц (25–30 %), біотит і мусковіт (10–15 %), гранат (5–10 %)
20	Кварцит	Світлий, білий, жовтий	Дрібнозерниста	Масивна, іноді плитчаста	Кварц (75–95 %), польові шпати (10–15 %), слюди (10–15 %)
21	Кварцит залізистий	Темний, сірий до сталюого	Дрібнозерниста	Смугаста, іноді плейчата	Кварц (50 %), магнетит (30 %), кумінгтоніт (10 %), карбонат (3 %), біотит (2 %), хлорит (2 %)
22	Мармур	Білий, рожевий, блакитнувуватий, червонуватий, жовтий, сіруватий	Зернисто-кристалічна	Масивна іноді смугаста	Кальцит, рідко доломіт (95–98 %), кварц (2–5 %)
23	Скарн	Зелений, сірий	Дрібно-, середньо-кристалічна	Масивна	Гранат (30–35 %), піроксен (30–35 %), плагіоклаз (10–15 %), карбонат (15–20 %), рудні мінерали (10 %)
24	Грейзен	Білий, сірий	Крупно-кристалічна	Масивна	Кварц (35–40 %), польові шпати (35–40 %), світла слюда (15–20 %)

ТЕМА 3 ВИВЧЕННЯ ЕЛЕМЕНТІВ ЗАЛЯГАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД

3.1. Мета занять

Оволодіння студентами прийомами заміру елементів залягання гірських порід, та необхідними навичками роботи з гірничим компасом.

Основними задачами є:

- вивчення форми та елементів залягання гірських порід;
- вивчення будови гірничого компасу;
- набуття навичок визначення елементів залягання гірських порід, застосовуючи гірничий компас.

3.2. Вихідні теоретичні положення

Однією з важливих задач курсу є набуття студентами навичок користування гірничим компасом, за допомогою якого заміряють елементи залягання гірських порід. Форми залягання осадових, інтрузивних, метаморфічних порід дуже різноманітні, що пояснюється різко відмінними умовами їх формування. Для осадових утворень формою залягання є **верства**, яка складена однорідними породами і обмежена більш-менш паралельними поверхнями.

Під верствою слід розуміти геологічне тіло відносно однакової потужності на значній площі, складене однорідною осадовою породою, обмеженою двома поверхнями нашарування. Здебільшого верству називають за назвою породи. Наприклад, верства вапняку, верства пісковика і т. д.

У верстуватій товщі осадових порід кожна верства відокремлена від порід, які залягають вище або нижче, поверхнею нашарування. Поверхня, яка обмежує верству знизу, називається **підшовою**, а зверху – **покрівлею**. Таким чином, кожна верства має покрівлю та підшову. В осадовій товщі, складеній різними породами, покрівля вер-

стви, яка залягає знизу одночасно є підшовою верстви, що залягає на останній (рис. 3.1).

Верства характеризується певною потужністю. Розрізняють істинну, вертикальну та горизонтальну потужності (рис. 3.1). Істинною потужністю називається найкоротша відстань між покрівлею та підшовою верстви. Вертикальна потужність – це відстань по вертикалі від будь-якої точки покрівлі до підшови верстви, а горизонтальна потужність відповідає відстані по горизонталі від будь якої точки покрівлі до підшови верстви, заміряна поперек його простягання.

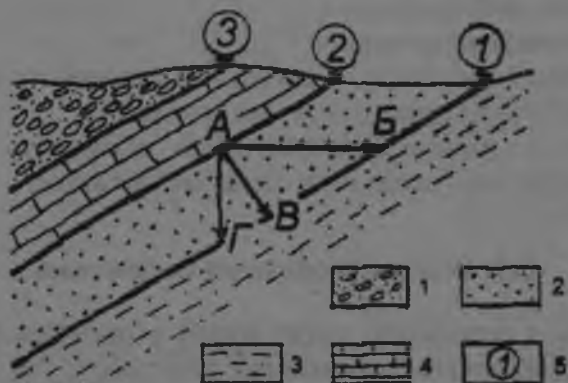


Рис. 3.1. Основні елементи верстви:

АВ – горизонтальна потужність; АГ – вертикальна потужність;

АВ – істинна потужність;

1 – верства конгломератів; 2 – верства пісковиків; 3 – верства аргілітів;

4 – верства вапняків; 5 – елементи верстви;

① – покрівля верстви алевролітів або підшова верстви пісковиків;

② – покрівля верстви пісковиків або підшова верстви вапняків;

③ – покрівля верстви вапняків або підшова верстви конгломератів.

Положення нахиленої верстви в просторі визначається орієнтуванням лінії простягання, лінії падіння та кутом падіння (рис. 3.2).

Лінія простягання – це лінія перетину верстви з горизонтальною площиною. Положення лінії простягання відносно сторін світу називається **азимутом простягання**. Іншими словами азимут простягання – це кут між лінією умовного меридіану, проведеного через точку спостереження та лінією простягання.

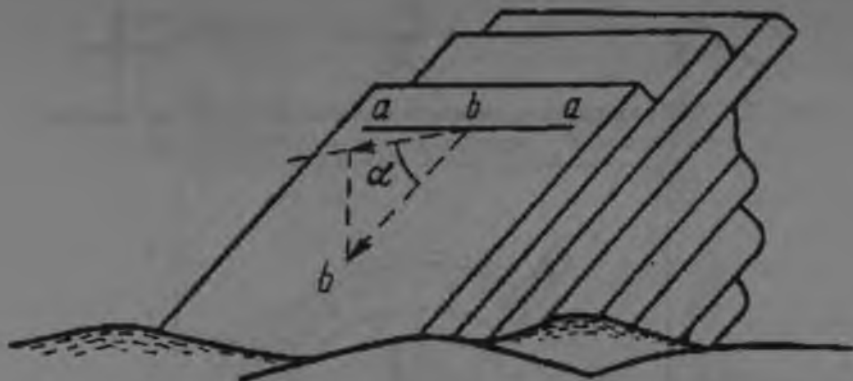


Рис. 3.2. Елементи залягання похиленої верстви гірської породи:
a-a – лінія простягання, *b-b* – лінія падіння, α – кут падіння.

Падіння верстви – це певний її нахил до горизонтальної площини. Він має певний напрямок, а також характеризується кутом падіння. **Кут падіння** – це кут між площиною верстви (пласта) та горизонтальною площиною. Напрямок падіння визначається лінією, проведеною на площині падіння перпендикулярно до лінії простягання. Така лінія називається **лінією падіння**. Лінія падіння, як і лінія простягання, також займає певне положення відносно сторін світу, яке називається азимутом падіння. **Азимут падіння** – це кут між лінією умовного меридіану, проведеного в точці спостереження та лінією падіння. Азимут падіння завжди перпендикулярний азимуту простягання, завдяки чого різниця між кутами азимуту простягання та азимуту падіння завжди буде рівною 90° .

Азимут падіння, азимут простягання та кут падіння називаються **елементами залягання** верстви, які визначають її положення в просторі.

На картах або схемах елементи залягання показують спеціальними загально прийнятими значками (рис. 3.3). Напрямок довшої лінії такого значка відповідає напрямку азимуту простягання. Коротша лінія, проведена перпендикулярно до лінії простягання, показує напрямок азимуту падіння, а цифри біля неї означають величину кута падіння. Довжина довгої лінії рівна 10 мм, короткої 2 мм.

Рис. 3.3. Зображення елементів залягання порід на картах:
 а – похиле; б – перекинуте; в – горизонтальне.

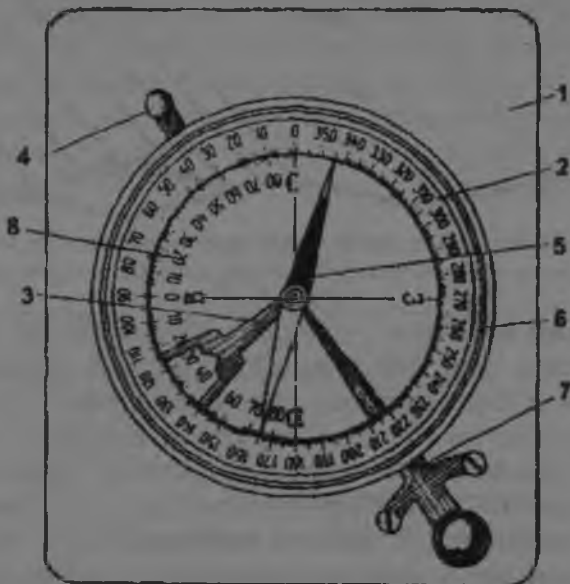


Рис. 3.4. Гірничий компас:
 1 – пластинка; 2 – лімб, 3 – клінометр;
 4 – гвинт, який закріплює клінометр; 5 – стрілка;
 6 – скло, закріплене кільцевою пружиною; 7 – фіксатор; 8 – напівлімб.

Для визначення елементів залягання в польових умовах користуються гірничим компасом (рис. 3.4). Гірничий компас складається з корпусу, закріпленого на прямокутній пластині. Всередині компаса знаходиться лімб з поділками від 0 до 360°. Поділки розташовані проти ходу годинникової стрілки для зручності безпосереднього відліку азимутів. В центрі лімбу знаходиться голка, на якій обертається магнітна стрілка.

Північний кінець стрілки здебільшого зафарбований в темний колір. Для визначення кута падіння верстви в компасі передбачено клінометр з напівлімбом поділений від 0 до 90° по обидва боки від середини напівкола. Висок (клінометр) вільно коливається тільки при вертикальному положенні пластини компаса, на якій також знаходиться рівень.

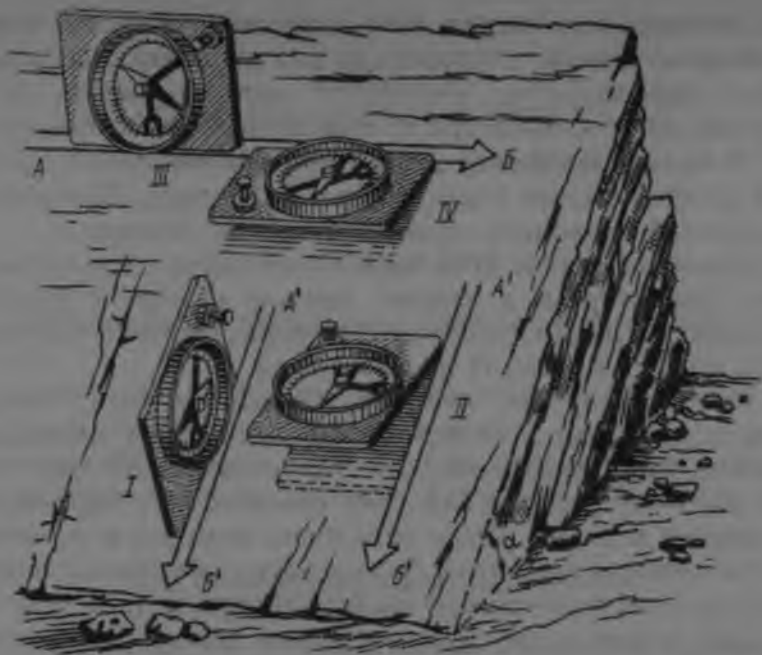


Рис. 3.5. Елементи залягання верстви та їх визначення за допомогою гірничого компасу:
АВ – лінія простягання; *А'В'* – лінія падіння; *α* – кут падіння;
 I – замір кута падіння; II – замір азимуту падіння;
 III – визначення лінії простягання; IV – замір азимуту простягання.

3.3. Вихідні дані та зміст роботи

1. Гірничий компас.
2. Макети залягання гірських порід.

3.4. Порядок виконання роботи

1. Знайомство з основними теоретичними положеннями: верства, потужність, елементи залягання верстви.
2. Вивчення будови компасу.
3. Оволодіння методикою проведення замірів елементів залягання (азимут падіння, азимут простягання, кут падіння верстви).

Для визначення положення ліній падіння та простягання нахиленої верстви потрібно гірничий компас устано-

вити вертикально (перед цим закріпити магнітну стрілку фіксатором) довгою стороною до виходу нахиленого пласта. Компас переміщують, зберігаючи вертикальність, до тих пір, поки вісок клінометра не вкаже максимальний кут нахилу. В цьому положенні довша сторона компаса буде сумісна з лінією падіння верстви гірської породи. Перпендикулярно до неї проходить лінія простягання верстви.

Для визначення кута падіння магнітну стрілку закріплюють фіксатором, а компас довгою стороною пластини прикладають до лінії падіння і, використовуючи клінометр, беруть відлік на півлімбі (рис. 3.4, 3.5).

При визначенні азимуту падіння коротку сторону компаса з південної сторони (там де на лімбі знаходиться позначка 180°) розташовують паралельно лінії простягання, а північну сторону (на лімбі позначка 0°) направляють по падінню верстви. Після установки компасу в горизонтальне положення (магнітна стрілка легко обертається) беруть відлік по північному кінцю магнітної стрілки (рис. 3.4, 3.5).

Для заміру азимуту простягання довшу сторону пластини компаса орієнтують паралельно лінії простягання, а сам компас виставляють в горизонтальне положення. Відлік азимуту простягання беруть по північному кінці магнітної стрілки (рис. 3.4, 3.5).

3.5. Запитання для самоконтролю

1. Що таке верства?
2. Основні елементи верстви.
3. Основні елементи залягання верстви.
4. Компас і його будова.
5. Як зображаються елементи залягання на карті?
6. Методика проведення замірів.

3.6. Література

1. Бизов В.Ф., Паронько І.С. Основи динамічної та прикладної геології. Динамічна геологія. – Кривий Ріг: Мінерал, 2000. – 205 с.
2. Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1983. – 160 с.
3. Паранько І.С., Сіворонов А.О., Євтехов В.Д. Загальна геологія. – Кривий ріг: Мінерал, 2003, – 464 с.

ТЕМА 4.

ГЕОХРОНОЛОГІЧНА ШКАЛА, СТРАТИГРАФІЧНА КОЛОНКА

4.1. Мета роботи

Знайомство з методикою побудови стратиграфічної колонки.

Основні задачі роботи зводяться до наступного:

- вивчення геохронологічної шкали;
- вивчення методів визначення віку гірських порід;
- набуття навичок складання стратиграфічної колонки.

4.2. Вихідні теоретичні положення

Стратиграфія – це наука, яка вивчає послідовність залягання верств гірських порід в земній корі, що відображає час формування порід. Породи, які залягають нижче, завжди є древнішими від тих, якими вони перекриваються. У першій половині ХІХ ст. була складена єдина стратиграфічна шкала, в якій виділено стратиграфічні одиниці чотирьох рангів: 1) групи систем, що включають декілька систем; 2) системи, що складаються з декількох відділів; 3) відділи, що включають декілька ярусів; 4) яруси і більш дрібні підрозділи.

У цій шкалі час, протягом якого утворилася група систем називається ерою; час, що відповідає системі – періодом; відділу – епохою; ярусу – віком.

У геологічній історії Землі виділено п'ять ер і, відповідно, п'ять груп систем: 1) архейська; 2) протерозойська; 3) палеозойська; 4) мезозойська; 5) кайнозойська.

Назви ер і груп систем відбивають зародження і розвиток органічного життя. Початок життя зв'язують з найбільш древньою – архейською ерою, ерою первинного життя є протерозойська, древнього – палеозойська, середнього – мезозойська і новітнього життя – кайнозойська.

**Основні вікові підрозділи в історії Землі
(геохронологічна шкала)**

Еон (еоно- тема)	Ера (ерате- ма)	Період (система), індекс	Епоха (відділ)	Нижня вікова ме- жа, млн. р.
Фанерозой	Кайнозойська	Четвертинний (Q)	Q _{IV} (сучасний)	1,5–2
			Q _{III} (верхній)	
			Q _{II} (середній)	
			Q _I (нижній)	
		Неогеновий (N)	N ₂ (верхній) міоцен	26
			N ₁ (нижній) пліоцен	
	Палеогеновий (P)	P ₃ (верхній) олігоцен	67	
		P ₂ (середній) еоцен		
		P ₁ (нижній) палеоцен		
	Мезозойська	Крейдовий (K)	K ₂ (верхній)	137
			K ₁ (нижній)	
		Юрський (J)	J ₃ (верхній)	195
			J ₁ (нижній)	
		Триасовий (T)	T ₃ (верхній)	240
			T ₁ (нижній)	
	Палеозойська	Пермський (P)	P ₂ (верхній)	285
			P ₁ (нижній)	
		Кам'яновугіль- ний (карбон- вий) (C)	C ₃ (верхній)	360
			C ₂ (середній)	
			C ₁ (нижній)	
		Девонський (D)	D ₃ (верхній)	410
			D ₁ (нижній)	
		Силурійський (S)	S ₂ (верхній)	440
			S ₁ (нижній)	
Ордовіцький (O)		O ₃ (верхній)	500	
	O ₂ (середній)			
	O ₁ (нижній)			
Кембрійський (E)	E ₃ (верхній)	570		
	E ₂ (середній)			
	E ₁ (нижній)			
Криптозой (докембрій)	Протерозой- ська	Протерозой (PR)	PR ₁ (верхній)	1700
			PR ₂ (середній)	2000
			PR ₃ (нижній)	2600
	Архей- ська	Архей (AR)	AR ₁ (верхній)	3150
			AR ₂ (середній)	3400
			AR ₃ (нижній)	3500–4000

Архейська і протерозойська ери (які здебільшого об'єднуються під назвою докембрій) поєднуються в криптозойський еон, або криптозой (від грец. «криптос» – прихований), час прихованого життя (безскелетних організмів), а палеозойська, мезозойська і кайнозойська ери – у фанерозойський еон, чи фанерозой (явне життя) (табл. 4.1).

Оскільки геохронологія і стратиграфія пов'язані між собою, то геохронологічні одиниці мають стратиграфічні еквіваленти. Таким чином, кожному підрозділу стратиграфічної шкали відповідають визначені геохронологічні підрозділи (табл. 4.2).

Таблиця 4.2

Геохронологічні еквіваленти стратиграфічних підрозділів

<i>Стратиграфічні підрозділи</i>	<i>Геохронологічні еквіваленти</i>
Еонотема	Еон
Ератема	Ера
Система	Період
Відділ	Епоха
Ярус	Вік

Існує дві групи методів визначення віку гірських порід: абсолютний і відносний. Визначення абсолютного віку, який вимірюється у роках, базується на явищі природної радіоактивності – розпаду ядер нестійких ізотопів хімічних елементів з переходом їх у стійкі ізотопи чи нові хімічні елементи. Швидкість кожного такого процесу розпаду є постійною для кожного ізотопу і не залежить від зовнішніх умов. Її прийнято характеризувати періодом напіврозпаду, тобто проміжком часу, необхідним для розпаду половини атомів вихідного ізотопу. Враховуючи цей параметр, можна визначити вміст продуктів розпаду, вчислити, коли почався розпад, тобто установити тим самим вік гірської породи. До радіологічних методів визначення абсолютного віку порід належать:

- уран-свинцевий, який базується на процесах розпаду двох ізотопів урану (з атомною масою 238 і 235) з утворенням відповідно двох ізотопів свинцю (206 і 207); період напіврозпаду при першому процесі складає 4,5 млрд. років, а при другому – 707 млн. років;

- калій-аргоновий, який базується на розпаді ізотопу калію-40 з утворенням (у визначеному співвідношенні) ізотопів кальцію-40 і аргону-40; період напіврозпаду 1,32 млрд. років;

- вуглецевий, який базується на перетворенні ізотопу вуглецю-14 в азот-14 з періодом напіврозпаду 5730 років.

Радіологічні методи дозволили встановити абсолютний вік найдавніших порід Землі. Він становить приблизно 4 млрд. років. Враховуючи, що вік речовини метеоритів досягає 4,5-4,6 млрд. років, вік нашої планети, очевидно, наближається до 5 млрд. років.

Задовго до відкриття радіоактивності починалися спроби визначити відносний вік гірських порід, тобто зіставити вік їх утворення з іншими, що залягають разом з ними (в одному розрізі) або в різних місцях. Для цієї мети використовувалися досягнення стратиграфії (науки про верстви) і палеонтології (науки про викопні залишки організмів).

Стратиграфічний метод заснований на принципі, що при нормальному і непорушеному заляганні верств порід більш молоді – залягають вище.

Палеонтологічний метод базується на теорії еволюції органічного життя на Землі. Палеонтологічні залишки викопних організмів, названих «керівними», дозволили ще в ХІХ ст. зробити датування відкладів за відносним віком.

4.3. Вихідні дані та зміст роботи

1. Геохронологічна шкала (таблиця 4.1).
2. Геохронологічні еквіваленти стратиграфічних підрозділів (таблиця 4.2).
3. Геологічна карта (додаток 3).

4.4. Порядок виконання роботи

- Шляхом аналізу геологічної карти (додаток 3) необхідно:
- 1) визначити, якими гірськими породами складена відображена на карті територія;
 - 2) за індексами визначити вік порід;

3) установити вікову послідовність накопичення порід;
За результатами аналізу геологічних матеріалів необхідно побудувати стратиграфічну колонку на аркуші формату А4 (додаток 2).

4.5. Запитання для самоконтролю

1. Що таке стратиграфія?
2. Що таке геохронологічна шкала?
3. Чим відрізняється геохронологічна шкала від стратиграфічної колонки?
4. Які є методи визначення віку порід?

4.6. Література

1. Ершов В.Б., Новиков А.А., Попова Г.Е. Основы геологии. – М.: Недра, 1968. – 310 с.
2. Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии. – М.: Высшая школа, 1991. – 416 с.
3. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. – М: Недра, 1984. – 464 с.
4. Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1983. – 160 с.
5. Паранько І.С., Сіворонов А.О., Євтехов В.Д. Загальна геологія. – Кривий Ріг: Мінерал, 2003, – 464 с.

ТЕМА 5

ПОБУДОВА ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗРІЗУ В УМОВАХ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ЗАЛЯГАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД

5.1. Мета занять

Знайомство з методами та способами побудови геологічних розрізів при горизонтальному заляганні гірських порід.

Основна задача роботи полягає у набутті навичок складання геологічного розрізу в умовах горизонтального залягання гірських порід.

5.2. Вихідні теоретичні положення

Геологічна карта – це відображення на топографічній основі геологічної будови території, певного масштабу, за допомогою кольорових та штрихових умовних позначень.

Геологічний розріз – це відображення в масштабі за допомогою кольорових та штрихових позначень внутрішньої будови земної кори на вертикальній площині.

Горизонтальне залягання порід – це залягання, при якому покрівля або підшва верстви паралельні горизонтальній поверхні. Верства, яка залягає горизонтально в умовах рівнинного рельєфу буде зображатися на геологічній карті у вигляді однієї площини.

При розчленованому рельєфі підшва та покрівля верстви будуть проходити паралельно горизонталям рельєфу, або співпадати з ними. Це обумовлено тим, що горизонталі являють собою слід від перетину рельєфу горизонтальними площинами, роль яких в даному випадку виконують підшва або покрівля верстви (рис. 5.1).

Ширина виходу верстви на геологічній карті залежить від крутизни схилу поверхні рельєфу. Зі збільшенням нахилу поверхні схилу ширина виходу верстви буде зменшуватися. У випадку розкриття верстви вертикальним бортом кар'єру вона на геологічній карті буде зображатися тільки у вигляді лінії.

На геологічній карті з горизонталями істинна потужність верстви може бути визначена як різниця між значеннями горизонталей, що відповідають покрівлі та підосви верстви.

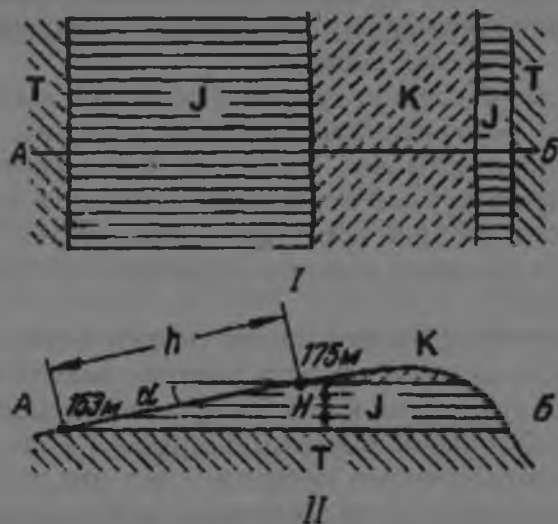


Рис. 5.1. Залежність ширини виходу верств гірських порід, що залягають горизонтально, від рельєфу:

I – геологічна карта; *II* – геологічний розріз; *h* – видима потужність; *H* – істинна потужність; α – кут нахилу рельєфу; 175 м – абсолютна відмітка покрівлі верстви; 153 – абсолютна відмітка підосви верстви.

5.3. Вихідні дані

1. Геологічна карта (додаток 5).
2. Зразок стратиграфічної колонки (додаток 2).
3. Умовні позначення (додаток 1).
4. Зразок оформлення геологічного розрізу (додаток 4).

5.4. Порядок виконання роботи

Шляхом аналізу геологічної карти (додаток 5) необхідно виконати на аркуші формату А4 наступні операції:

1. Побудувати геологічний розріз в наступному порядку:
 - 1.1. Перш ніж будувати геологічний розріз, варто побудувати його топографічний профіль, який являє собою гіпсо-

метричну поверхню рельєфу. Для цього на аркуші формату А4 будується лінія такої ж довжини, як і лінія розрізу на карті. Ця лінія називається умовною нульовою лінією профілю.

1.2. На умовній нульовій лінії відкладаються відтинки перетину лінії розрізу з горизонталями рельєфу на карті, вказуються їх висотні відмітки.

1.3. З лівої сторони умовної нульової лінії будують (і надписують) вертикальний лінійний масштаб. Вертикальний масштаб приймають такий як й горизонтальний. За системою прямокутних координат знаходять точки поверхні рельєфу в місцях перетину горизонталей з розрізом, з'єднавши їх плавною кривою отримують лінію топографічного профілю.

1.4. На топографічну основу розрізу наносяться геологічні дані. Для цього заміряють ширину виходу кожної верстви по лінії розрізу на карті і відрізки відкладають на нульовій лінії. Отримані відмітки з нульової лінії проектують на лінію топографічного профілю і від них горизонтально проводять границі верств у вертикальній площині.

1.5. Оформити геологічний розріз (див. додаток 4).

2. Побудувати стратиграфічну колонку до карти (див. додаток 2).

5.5. Запитання для самоконтролю

1. Що таке геологічна карта?
2. Що таке геологічний розріз?
3. Що таке горизонтальне залягання?

5.6. Література

1. *Высоцкий Й.В.* Полевая и структурная геология. – М.- Л.: Гос-топиздат, 1945. – 198 с.
2. *Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С.* Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1983. – 160 с.
3. *Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С.* Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1988. – 149 с.
4. *Паранько І.С., Сіворонов А.О., Євтехов В.Д.* Загальна геологія. – Кривий Ріг: Мінерал, 2003, – 464 с.

ТЕМА 6

ПОБУДОВА ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗРІЗУ В УМОВАХ МОНОКЛІНАЛЬНОГО ЗАЛЯГАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД

6.1. Мета занять

Знайомство з методами та способами побудови геологічних розрізів та стратиграфічних колонок при моноклінальному заляганні порід.

Основна задача роботи полягає у набутті навичок складання геологічного розрізу в умовах моноклінального залягання гірських порід.

6.2. Вихідні теоретичні положення

Моноклінальне залягання порід – це залягання при якому верстви нахилені в одну сторону і мають постійний кут падіння. Якщо таке залягання спостерігається на значній території, то це є моноклінальна структура (монокліналь).

На геологічній карті верстви, що залягають похило зображаються у вигляді шарів різної ширини, які представляють собою виходи верстви на земну поверхню. Ширина цих виходів залежить від потужності та кута падіння верстви, а також від рельєфу.

При нормальному похилому заляганні верстви падають у напрямку розташування більш молодих порід, при переверненому – навпаки.

Ширина виходу похилої верстви залежить від потужності верстви, кута нахилу і форми рельєфу (рис. 6.1).

Чим більша істинна потужність верстви, тим ширший її вихід на поверхню (рис. 6.1, I).

Зі збільшенням кута падіння ширина виходу верстви на поверхню зменшується, при вертикальному заляганні верстви його проекція на горизонтальну площину, незалежно від будови рельєфу, відповідає її істинній потужності (рис. 6.1, II).

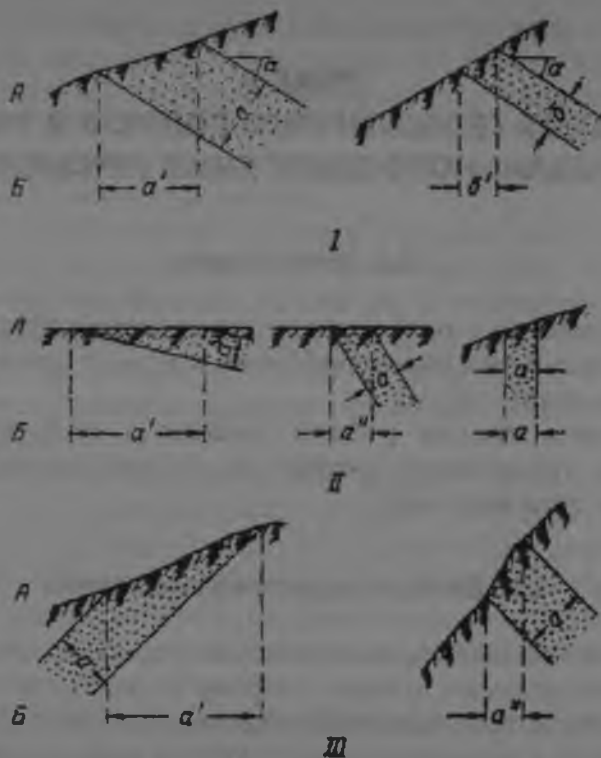


Рис. 6.1. Залежність ширини виходу похилої верстви від істинної потужності (I), кута нахилу (II) і форми рельєфу (III): $a, б$ – істинна потужність, $a', a'', б'$ – ширина виходу верстви на горизонтальній площині; А – вертикальні розрізи; Б – зображення в плані

Ширина виходу, верстви на поверхню залежить від форми рельєфу. Вона збільшується у випадку коли напрямки нахилу верстви та нахил рельєфу співпадають (рис. 6.1., II), і зменшується при протилежних падіннях (рис. 6.1., III).

Розріз при моноклінальному заляганні порід слід будувати поперек простягання верств, тобто по лінії падіння. В цьому випадку кут нахилу верстви на розрізі буде істинним.

6.3. Вихідні дані

1. Геологічна карта (додаток 6).
2. Зразок стратиграфічної колонки (додаток 2).
3. Умовні позначення (додаток 1).
4. Зразок оформлення геологічного розрізу (додаток 4).

6.4. Порядок виконання роботи

Шляхом аналізу геологічної карти (додаток 6) необхідно виконати на аркуші формату А4 наступні операції:

1. Побудувати геологічний розріз в наступному порядку:

1.1. Перш ніж будувати геологічний розріз, необхідно побудувати його топографічний профіль (методику побудови топографічного профілю дивись у лабораторній роботі №3).

1.2. На топографічну основу розрізу наносяться геологічні дані. Для цього вимірюють ширину виходу кожної верстви по лінії розрізу на карті і відрізки відкладають на нульовій лінії. Отримані відмітки з нульової лінії проєктують на лінію топографічного профілю і від них проводять границі верств у вертикальній площині, враховуючи кути падіння верств. Якщо на карті не зазначені елементи залягання, то для визначення кута нахилу верстви необхідно щоб лінія розрізу перетинала подошву або покрівлю будь-якої верстви мінімум у двох місцях. Визначивши кут падіння однієї верстви, всі інші границі між верствами слід проводити згідно з падінням цієї верстви, зберігаючи постійну потужність.

1.3. Оформити геологічний розріз (див. додаток 4).

2. Побудувати стратиграфічну колонку до карти (див. додаток 2).

6.5. Запитання для самоконтролю

1. Що таке моноклінальне залягання порід?
2. Що таке нормальне залягання порід?
3. Що таке перевернуте залягання порід?

6.6. Література

1. *Высоцкий И.В.* Полевая и структурная геология. – М.- Л.: Гос-топиздат, 1945. – 198 с.
2. *Ершов В.В., Новиков А.А., Попова Г.Б.* Основы геологии. – М.: Недра, 1968. – 310 с.
3. *Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др.* Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1983. – 160 с.
4. *Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др.* Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1988. – 149 с.
5. *Паранько І.С., Сіворонов А.О., Євтехов В.Д.* Загальна геологія. – Кривий Ріг: Мінерал, 2003, – 464 с.

ТЕМА 7

ПОБУДОВА ЛІНІЇ ВИХОДУ ВЕРСТВИ НА ПОВЕРХНЮ

7.1. Мета занять

Оволодіння методикою побудови лінії виходу верстви на поверхню при заданих елементах залягання (азимут падіння, кут падіння).

Основна задача роботи полягає у набутті навичок побудови лінії виходу верстви гірських порід на поверхню та визначенні її потужності і кута нахилу.

7.2. Вихідні теоретичні положення

Просторове положення верств, що залягають похило, характеризуються елементами залягання, які включають азимут падіння, азимут простягання та кут падіння (дивись лабораторну роботу №1).

При похилому заляганні видима потужність верстви або ширина її виходу на земну поверхню залежить від потужності верстви, кута нахилу та форми рельєфу (рис. 6.1).

Для зображення на карті верстви, яка залягає похило, її покрівлі або підшови користуються закладенням a . Закладення верстви – це проекція відрізка лінії падіння верстви на горизонтальну площину, обмеженого двома лініями простягання, проведеними по підшові або покрівлі верстви (рис. 7.1).

Визначення величини закладення виконується наступним способом.

Будується вертикальний розріз у масштабі карти за напрямком лінії падіння верстви. Кути нахилу верстви (α) на такому розрізі будуть відповідати істинному куту падіння. Лінія mn , що зображує верству (рис. 7.1), може бути його покрівлею або підшовою, а при незначній потужності може зображати повну потужність. Пересічемо верству чerez рівні інтервали декількома горизонтальними площина-

ми, сліди від перетинів на рис. 7.1 зображені у вигляді ліній aa , bb , cc , gg . Відстань на розрізі між горизонтальними площинами, що перетинають верству, повинна відповідати перетину рельєфу горизонталями, який приймається відповідно до масштабу карти. Лінії перетину горизонтальних площин з покрівлею чи підшовою верстви є лініями простягання. Точки перетину ліній простягання з площиною позначені як А, Б, В, Г. Проектуючи відрізки верстви, що лежать між лініями простягання (АБ, БВ, ВГ), на горизонтальну площину, отримуємо відрізок a , який і буде величиною закладення для цієї верстви. На рис. 7.2. приведена блок-діаграма, яка пояснює побудови що виконувались при визначенні величини закладення.

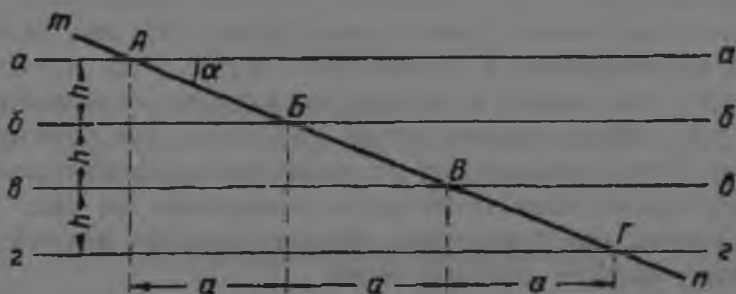


Рис. 7.1. **Визначення величини закладення верстви:**
 відрізок a – величина закладення (пояснення у тексті)

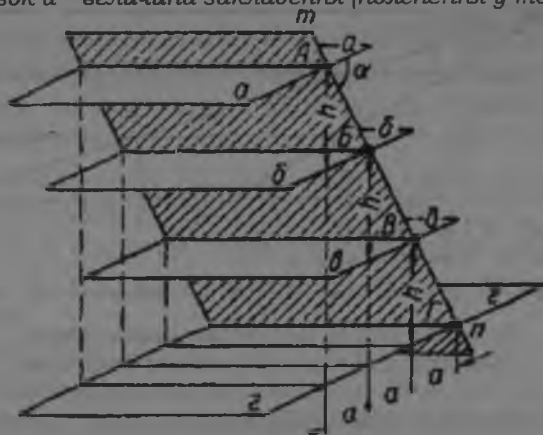


Рис. 7.2. **Блок-діаграма, яка пояснює прийом визначення величини закладення похилої верстви**

Величина закладення може змінюватися в залежності від кута нахилу верстви, відстані між горизонтальними площинами, що січуть верству, від масштабу в якому проводяться побудови, але вона не залежить від форми рельєфу.

На рис. 7.3 наведений приклад, з якого видно, що чим менший кут нахилу верстви, тим більша величина закладення. Зі збільшенням кута нахилу зменшується і величина закладення.

Існує пряма залежність між величиною закладення і відстанню між горизонтальними поверхнями, які січуть верству. Чим більша відстань між поверхнями тим більша величина закладення і навпаки, зі зменшенням відстані між горизонтальними поверхнями зменшується і величина закладення (рис. 7.4). Такою ж прямою залежністю пов'язана величина закладення з масштабом побудов, який повинен **співпадати** з масштабом карти. Чим крупніший масштаб, тим більша величина закладення; зі зменшенням масштабу побудов зменшується і величина закладення.

Величина закладення не залежить від форми рельєфу. Це підтверджується прикладом наведеним на рис. 7.4, з якого видно, що при різних формах рельєфу величина закладення зберігає своє значення.

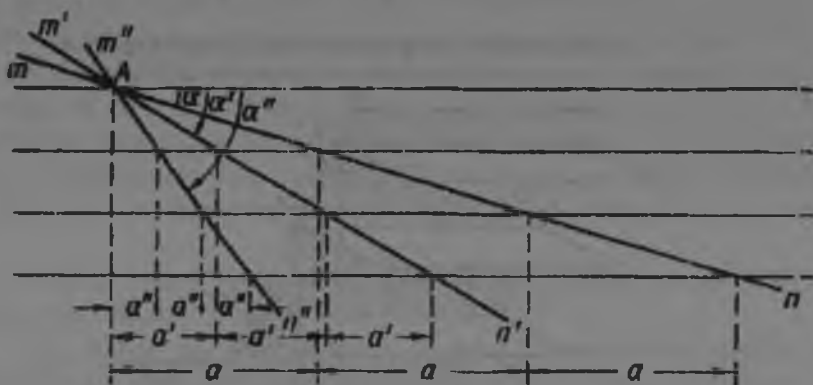


Рис. 7.3. Зміни величини закладення в залежності від кута нахилу верстви:
 m, m', m'' – покриття або підощва верстви;
 a, a', a'' – відповідні кути нахилу верстви; a, a', a'' – закладення



Рис. 7.4. Залежність між величиною закладення a та a' і відстанню між горизонтальними площинами h і h'' , які січуть верству (m): ab та $a'b'$ – різні варіанти форми рельєфу

7.3. Вихідні дані

1. Геологічна карта (додаток 7).
2. Індивідуальне завдання до геологічної карти (т. А. азимут падіння, кут падіння).

7.4. Порядок виконання роботи

Побудова лінії виходу верстви на земну поверхню проводиться у наступному порядку:

1. Враховуючі кут падіння та заданий масштаб карти необхідно визначити величину закладення верстви a .
2. Через задану точку А провести лінію умовного меридіану.
3. Провести лінію падіння верстви (дивись лабораторну роботу №1).
4. Провести лінію простягання з зазначенням висоти у точці А (дивись лабораторну роботу №1).
5. По лінії падіння відмітити відрізки рівні величині закладення (a) від мінімальної до максимальної відмітки горизонталей.
6. Встановити точки перетину ліній простягання та відповідних їм горизонталей.
7. Шляхом з'єднання найближчих точок перетину з точкою А отримаємо лінію виходу верстви при заданих елементах залягання верстви.

7.5. Запитання для самоперевірки

1. Як визначати величину закладення верстви?
2. Від чого залежить ширина виходу версти на земну поверхню?
3. Яка залежність між величиною кута падіння та величиною закладення верстви?

7.6. Література

1. Ершов В.В., Новиков А.А., Попова Г.Б. Основы геологии. – М.: Недра, 1968. – 310 с.
2. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. – М.: Недра, 1984. – 463 с.
3. Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1983. – 160 с.
4. Паранько І.С., Сіворонов А.О., Євтехов В.Д. Загальна геологія. – Кривий ріг: Мінерал, 2003, – 464 с.

ТЕМА 8

ПОБУДОВА ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗРІЗУ В РАЙОНАХ РОЗВИТКУ РОЗРИВНИХ ПОРУШЕНЬ

8.1. Мета занять

Знайомство з методами та способами побудови геологічних розрізів та стратиграфічних колонок в районах розвитку розривних порушень.

Основна задача роботи полягає у набутті навичок складання геологічного розрізу в районах розвитку розривних порушень.

8.2. Вихідні теоретичні положення

Розривними порушеннями зі зміщенням називаються такі деформації у земній корі, які призводять до розриву суцільності геологічного тіла зі зміщенням по них порід.

Розривні порушення складаються з таких елементів (рис. 8.1):

1) зміщувача – поверхні або зони подрібнення по якій відбувається зміщення блоків порід;

2) кута падіння – кута між площиною зміщувача та горизонтальною площиною;

3) крил – ділянок порід, які прилягають до зміщувача, серед яких розрізняються: при вертикальному зміщувачі підняте та опущене крила; при похилому зміщувачі – висяче (зверху); лежаче – (знизу) крила;

4) амплітуд – відстані від подошви або покрівлі пласта в лежачому крилі до подошви або покрівлі того ж пласта в висячому крилі по площині розриву. Розрізняють вертикальну амплітуду – проекцію амплітуди по зміщувачу на вертикальну площину та горизонтальну амплітуду – проекцію амплітуди – по зміщувачу на горизонтальну площину.

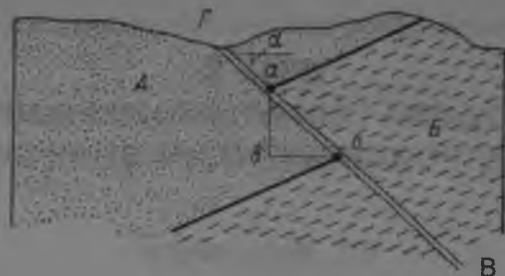


Рис. 8.1. **Елементи скиду:**

А – лежаче крило (опущене); *Б* – висяче крило (підняте); *ВГ* зміщувач (площина скиду); *α* – кут падіння площини скиду; *ав* – істинна амплітуда; *ав* – вертикальна амплітуда підкиду; *бв* – горизонтальна амплітуда підкиду

За морфолого-генетичними ознаками виділяють наступні типи розривних порушень: скид, підкид, насув, здвиг (у плані); покрив та його елементи: зміщувач, алохтон, автохтон, фронт покриву, тектонічний останець, тектонічне вікно, дигітація, параавтохтон, корінь покриву (рис. 8.2):

1) скид – зміщувач вертикальний, або нахилений в сторону опущеного крила;

2) підкид – зміщувач нахилений в сторону піднятого крила;

3) насув – це підкид з кутом падіння зміщувача менше 45° ;

4) здвиг – розрив з переміщенням крил по простяганню зміщувача;

5) розсув – розрив з переміщенням крил перпендикулярно зміщувачу;

6) покрив, або шар'яж – розрив з майже горизонтальним положенням зміщувача.

Розривні тектонічні порушення, здебільшого, утворюють цілі системи. Так, скиди, розташовуючись паралельно, утворюють ступінчасту структуру, в якій кожний наступний блок опущений нижче по відношенню до попереднього. В умовах розтягування нерідко утворюються зустрічні скиди і центральна частина структури зазнає опускання. Така структура називається *грабеном* (рис. 8.3). У випадку паралельних підкидів центральна частина структури, навпаки, піднята і її називають *горстом*. Витягнені на сотні і тисячі кілометрів складні системи грабенів, які поєднуються з горстами, називаються *рифтами* (англ. “рифт” – розходження).

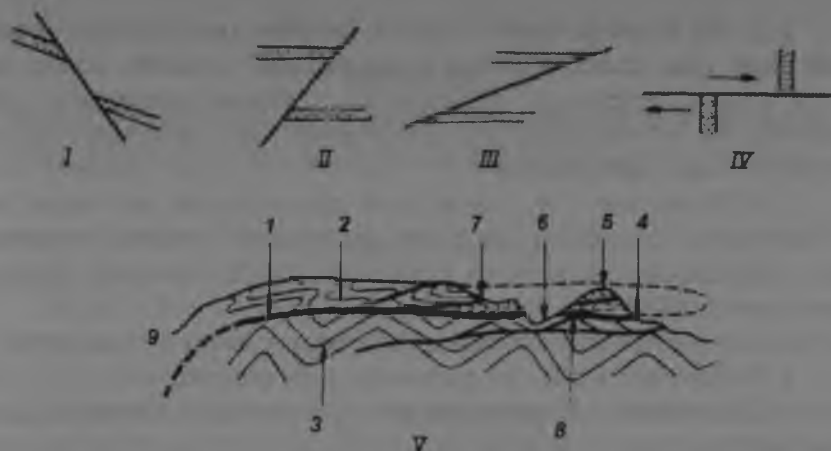


Рис. 8.2. Типи розривів:

I – скид; *II* – підкид; *III* – насув; *IV* – здвиг (план); *V* – покрив та його елементи:

- 1 – зміцувач; 2 – алохтон; 3 – автохтон; 4 – фронт покриву;
 5 – тектонічний останець; 6 – тектонічне вікно; 7 – дигітація;
 8 – параавтохтон; 9 – корінь покриву

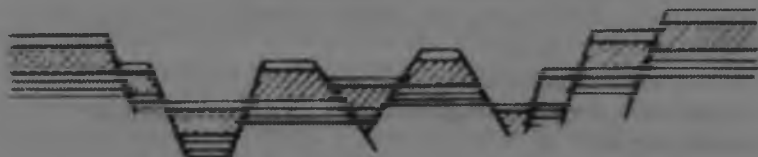


Рис. 8.3. Рифти, які складаються з системи грабенів і горстів

8.3. Вихідні дані

1. Геологічна карта (додаток 3).
2. Умовні позначення (додаток 1).
3. Зразок оформлення геологічного розрізу (додаток 4).

8.4. Порядок виконання роботи

Шляхом аналізу геологічної карти (додаток 8) необхідно виконати на аркуші формату А4 наступні операції:

1. Побудувати геологічний розріз у наступному порядку:

- 1.1. Перш ніж будувати геологічний розріз, необхідно побудувати його топографічний профіль (методику побудови топографічного профілю дивись у лабораторній роботі №3).

1.2. На топографічну основу розрізу наносяться геологічні дані. Для цього необхідно на умовну нульову лінію вивести точки перетину лінії розрізу з лінією розривного порушення та з геологічними границями між породами, а також кути падіння верств.

1.3. Відмітки з нульової лінії проектують на лінію топографічного профілю і від них проводять границі розривного порушення та верств у вертикальній площині, враховуючи кути падіння.

1.4. Оформлення геологічного розрізу дивись у додатку 3.

2. Визначити тип розривного порушення.

3. Побудувати стратиграфічну колонку до карти (див. додаток 2).

8.5. Запитання для самоконтролю

1. Розкрийте термін розривне порушення?
2. Дайте характеристику елементів розривних порушень?
3. Що таке висяче крило?
4. Що таке лежаче крило?
5. Що таке амплітуда зміщення. Які є види амплітуд?
6. Що таке горст?
7. Що таке грабен?

8.6. Література

1. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. – М.: Недра, 1984. – 463 с.
2. Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1983. – 160 с.
3. Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1988. – 149 с.
4. Паранько І.С., Сіворонов А.О., Євтехов В.Д. Загальна геологія. – Кривий ріг: Мінерал, 2003, – 464 с.
5. Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.М. Общая геология. – М.: Изд-во МГУ, 1988. – 446 с.

ТЕМА 9

ПОБУДОВА ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗРІЗУ В УМОВАХ СКЛАДЧАСТОГО ЗАЛЯГАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД

9.1. Мета занять

Знайомство з методами та способами побудови геологічних розрізів та стратиграфічних колонок при складчастому заляганні порід.

Основна задача роботи полягає у набутті навичок складання геологічного розрізу в умовах складчастого залягання гірських порід.

9.2. Вихідні теоретичні положення

Складчасте залягання порід – це залягання при якому верстви zdeформовані та зім'яті у різноманітні складки. Складки групуються в зони складчастості, рідко зустрічаються ізольовано.

Складки складаються з таких елементів (рис. 9.1):

- крил – бокових частин складки з моноклінальним заляганням порід;
- замка – центральної частини складки у місці її перегину та зчленування крил;
- ядра – внутрішньої частини складки;
- шарніру – лінії, яка проходить через точки максимального перегину складки;
- кута при вершині складки, утвореного крилами, продовженими до перетину;
- осьової поверхні, яка ділить кут складки навпіл проходячи через шарніри всіх верств складки;
- вісі складки – лінії перетину осьової поверхні з горизонтальною площиною;
- ширини складки – максимальної відстані між крилами;
- довжини складки – максимальної відстані від одного замка складки до другого;
- амплітуда – відстань по вертикалі між суміжними згинами в повній хвилі складки.

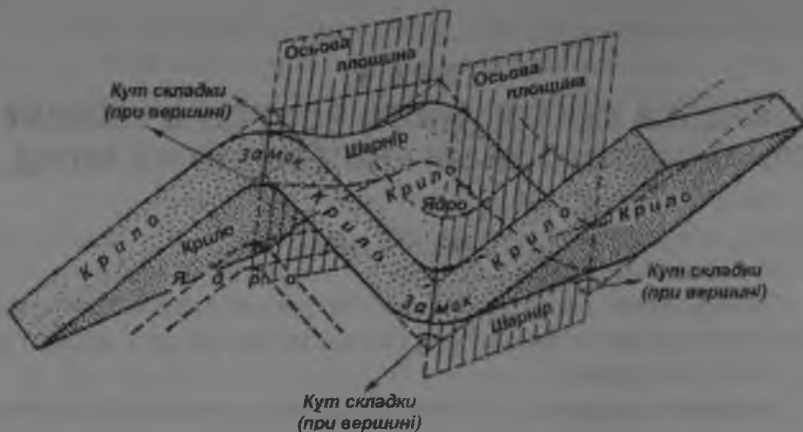


Рис. 9.1. Основні елементи складки

За морфолого-стратиграфічними властивостями виділяється дві групи складок (рис. 9.2) антиклінальні (антикліналі) – випуклі з протилежним падінням крил, периклінальним замиканням і більш древнішими породами в ядрі, у порівнянні з крилами складки; синклінальні (синкліналі) – увігнуті з зустрічним падінням крил, центриклінальним замиканням і більш молодими породами в ядрі, в порівнянні з крилами складки.

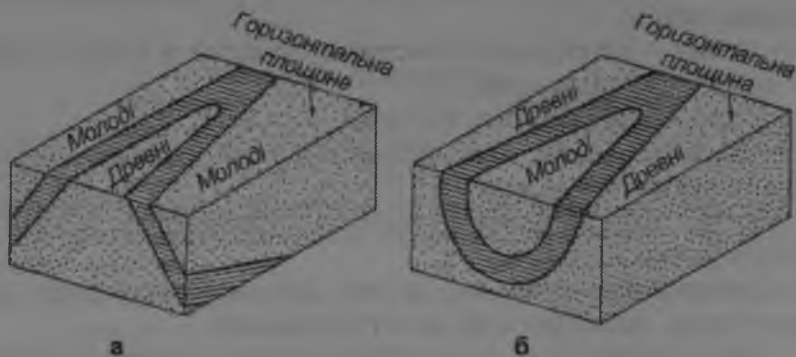


Рис. 9.2. Антикліналь (а) і синкліналь (б)

За положенням осьових поверхонь та крил складки бувають (рис. 9.3):

а) прямими – симетричними, з вертикальною осью поверхнею та рівними кутами падіння крил;

б) прямими – асиметричними, з вертикальною осью-поверхнею і падінням крил у різні сторони під різними кутами;

в) похилими, з похилою осью-поверхнею і падінням крил у різні сторони під різними кутами;

г) переверненими, з похилою осью-поверхнею та падінням крил в одну сторону;

д) лежачими, з горизонтальною осью-поверхнею і майже паралельними крилами;

е) пірнаючими, з осью-поверхнею та крилами вигнутими в протилежному напрямку по відношенню до падіння.



Рис. 9.3. Види складок виділені за положенням осью-поверхні:
а – пряма симетрична; б – пряма асиметрична;
в – похила; г – перевернена; д – лежача

За положенням крил та формою замка виділяють наступні типи складок (рис. 9.4):

а) нормальні гребенеподібні – крила сходяться під гострим кутом, замки вузькі, гострокутні;

б) ізоклінальні – крила майже паралельні, замки вузькі дугоподібні;

в) віялоподібні – крила розходяться віялоподібно, замки широкі дугоподібні, ядра перетиснуті;

г) скринеподібні крила мають круте падіння, замки широкі, плоскі;

д) флексурними з уступоподібними вигинами верств.



Рис. 9.4. Види складок виділені за формою замка та крил:
а – гострі; б – гребенеподібні; в – аркоподібні;
г – скринеподібні; д – віялоподібні; е – ізоклінальні

Складки зображаються на геологічних картах та розрізах наступним чином (рис. 9.5).

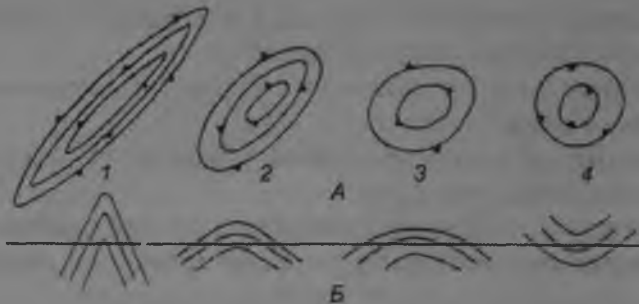


Рис. 9.5. Типи складок в плані (А) та розрізі (Б):
а – лінійна; б – брахіморфна; в – куполоподібна; г – мульда;
зубці направлені в сторону падіння крил складок

9.3. Вихідні дані

1. Геологічна карта (додаток 9).
2. Зразок стратиграфічної колонки (додаток 2).
3. Умовні позначення (додаток 1).
4. Зразок оформлення геологічного розрізу (додаток 4).

9.4. Порядок виконання вправи

Шляхом аналізу геологічної карти (додаток 9) необхідно виконати на аркуші формату А4 наступні операції:

1. Побудувати геологічний розріз в наступному порядку:
 - 1.1. Перш ніж будувати геологічний розріз, необхідно побудувати його топографічний профіль (методику побудови топографічного профілю дивись у лабораторній роботі №3).
 - 1.2. На топографічну основу розрізу наносяться геологічні дані. Для цього необхідно на умовну нульову лінію винести точки перетину лінії розрізу з геологічними границями між породами, а також кути падіння верств.
 - 1.3. Відмітки з нульової лінії проєктують на лінію топографічного профілю.
 - 1.4. Враховуючи кути і напрямки падіння верств будують крила складок. Для цього в точці виходу на денну по-

верхню покрівлі або підшви верстви, для якої відомий кут падіння за допомогою транспортира відкладають величину кута падіння по відношенню до горизонтальної поверхні, та проводять лінію підшви або покрівлі під даним кутом.

1.5. Підшву або покрівлю однієї тієї ж самої верстви з'єднують за допомогою плавних кривих, які одночасно є замком складки. Таким чином на розрізі ми отримуємо криву, яка відображає тип складки.

1.6. Лінії підшви або покрівлі інших верств при витриманій потужності проводяться паралельно до першої кривої. Ділянки вище лінії рельєфу будуються пунктирною лінією.

1.7. Оформлення геологічного розрізу дивись у додатку 4.

2. Визначити тип складок (синкліналь, антикліналь).

3. Побудувати стратиграфічну колонку до карти (див. додаток 2).

9.5. Запитання для самоконтролю

1. Які є типи складок?
2. Що таке синкліналь, антикліналь?
3. Що таке дзеркало складчастості?
4. Елементи складок.




























9.6. Література

1. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. – М.: Недра, 1984. – 463 с.
2. Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1983. – 160 с.
3. Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1988. – 149 с.
4. Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.М. Общая геология. – М.: Изд-во МГУ, 1988. – 446 с.

ДОДАТКИ

Додаток 1

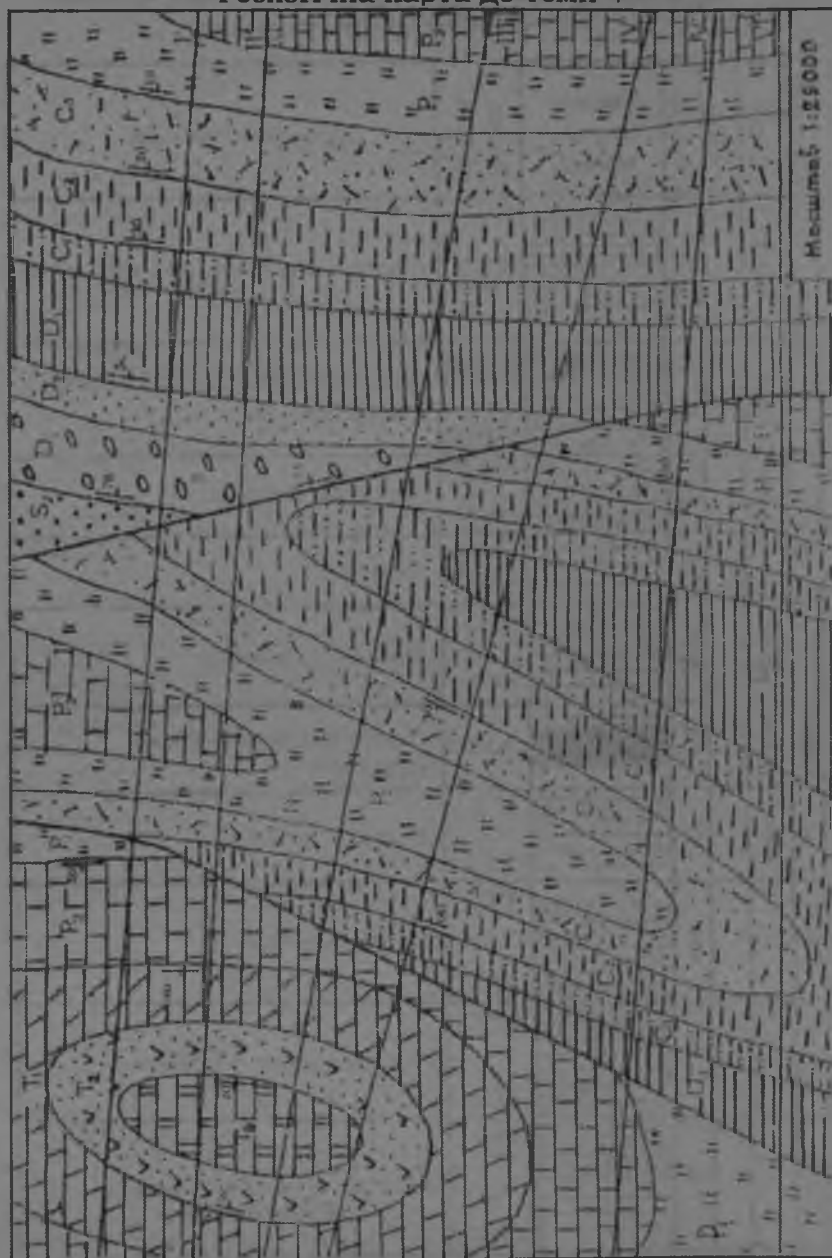
Умовні позначення

	глини		кремністі породи (яшми, опоки, діатоміти)
	аргеліти		галогенні породи (солі, віпси та ін)
	аргилісті сланці		вугленосна товща
	алевроліти		вугілля
	піски		граніти
	аргеліти		} вулканічні породи
	пісок		
	конгломерати		
	мергелі		
	вапняки		границі пластів гірських порід
	мармури		границі незгідного стратиграфічного залежання
	доломіти		} розривні порушення
	алювіальні відклади		
			елементи залежання

Зразок оформлення стратиграфічної колонки
Стратиграфічна колонка

СИСТЕМА	ВІДДІЛ	Ярус	ІНДЕКС	Умовні позначення	Потужність, м	Характеристика порід
Крейда	верхній		K ₂		600	Піски, алевроліти, аргіліти, глини
	нижній		K ₁		150 300	Базальні конгломерати, пісковики, конгломерати
Юра	верхній		J ₂		225 125	Аргіліти, вапняки
	нижній		J ₁		300	Пісковики
Карбон	верхній		C ₃		275 125	Пісковики, вапняки
	середній		C ₂		375	Перешаруваний вугілля та пісковиків
	нижній		C ₁		175 250	Вапняки, аргіліти
					250	Аргіліти, вапняки
Силур			S		275 200	Конгломерати, пісковики
					250	Мерґели, аргіліти, пісковики
Єрдовик					325	

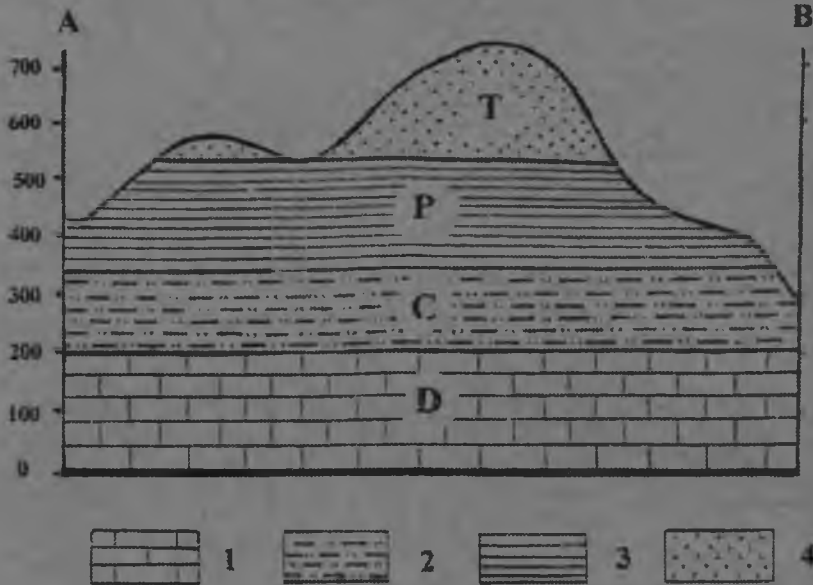
Геологічна карта до теми 4



Зразок оформлення геологічного розрізу

Геологічний розріз по лінії АВ

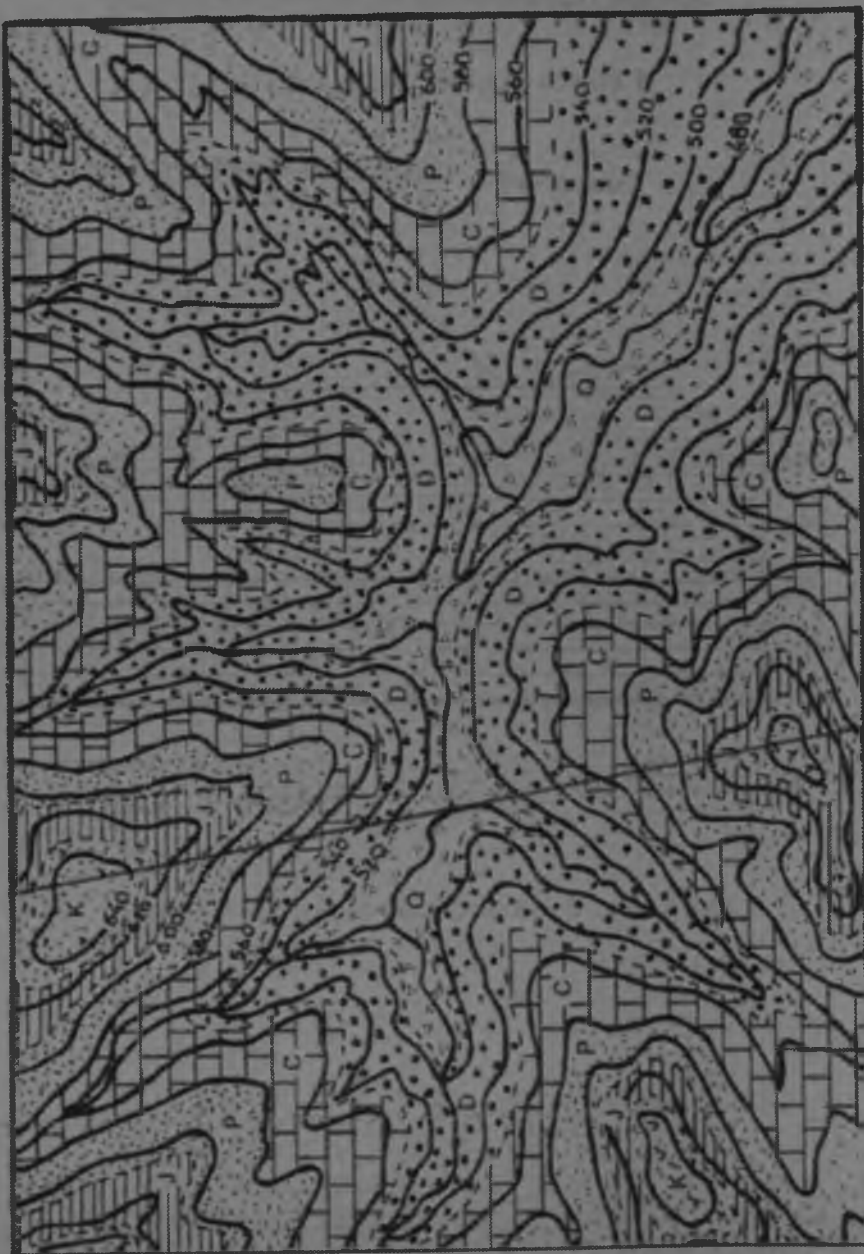
Масштаб $\frac{\text{горизонтальний } 1:10000}{\text{вертикальний } 1:10000}$



1 – вапняки; 2 – алевроліти; 3 – аргіліти; 4 – піски

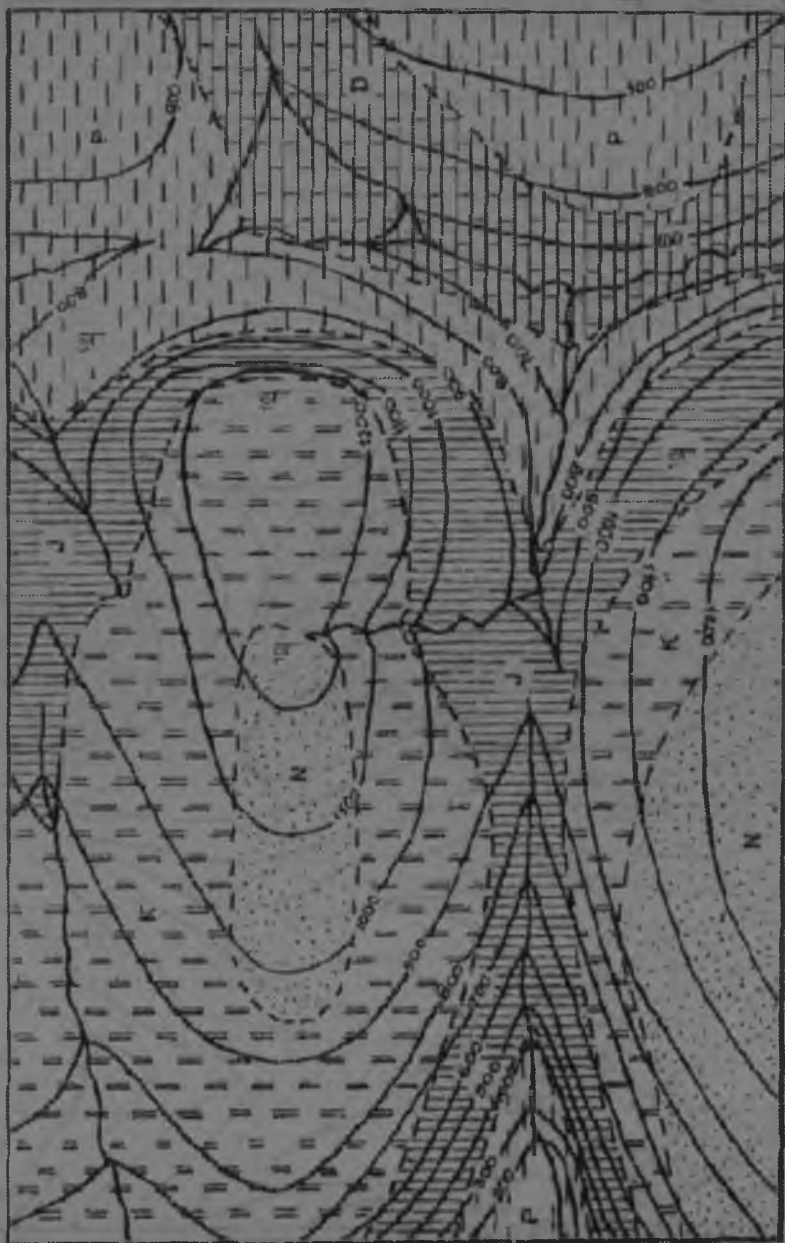
Геологічна карта до теми 5

Масштаб 1:5000



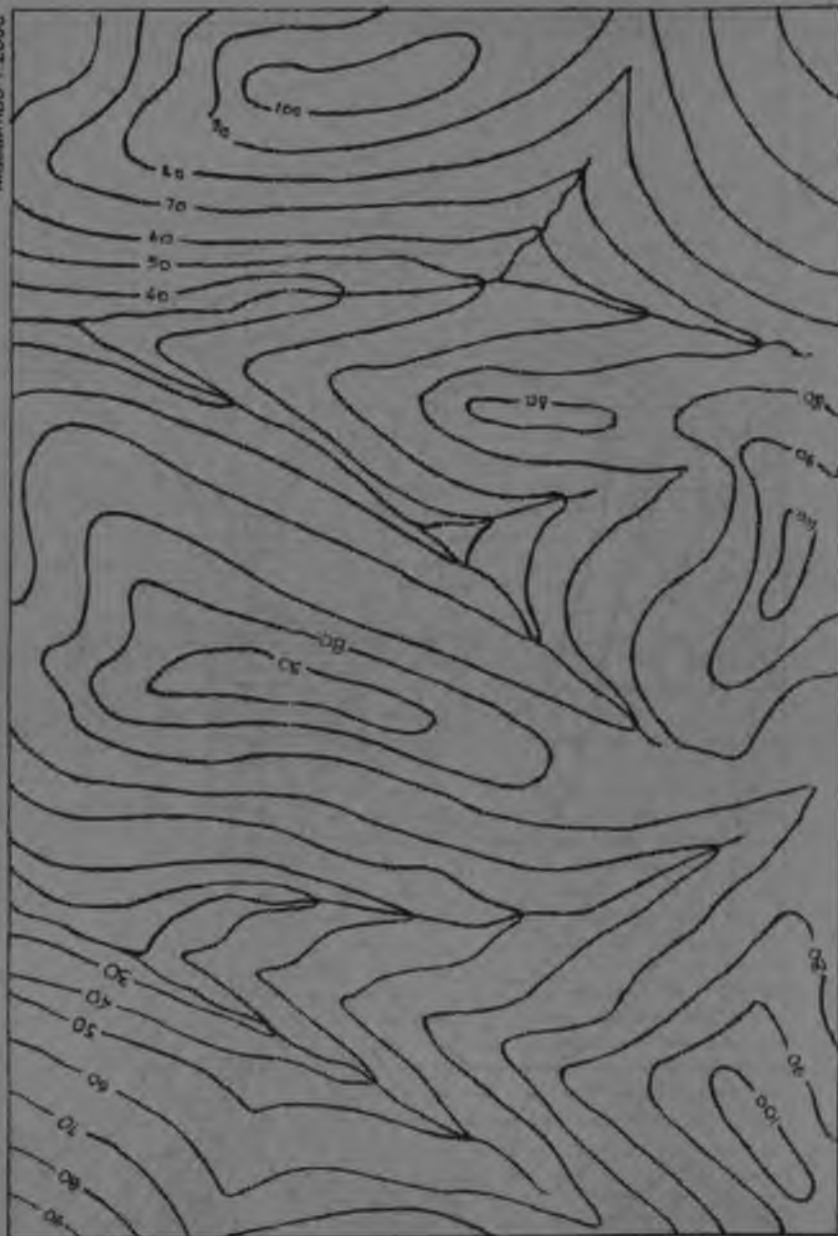
Геологічна карта до теми 6

Масштаб 1:25000



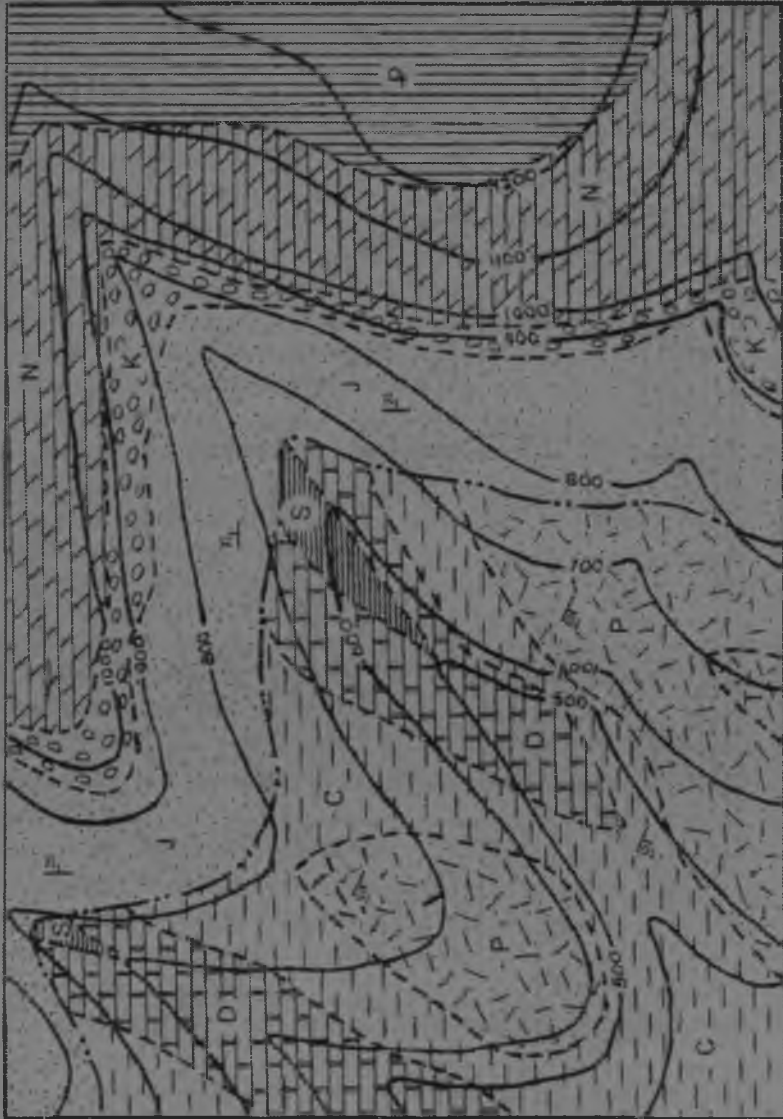
Геологічна карта до теми 7

Масштаб 1:2000



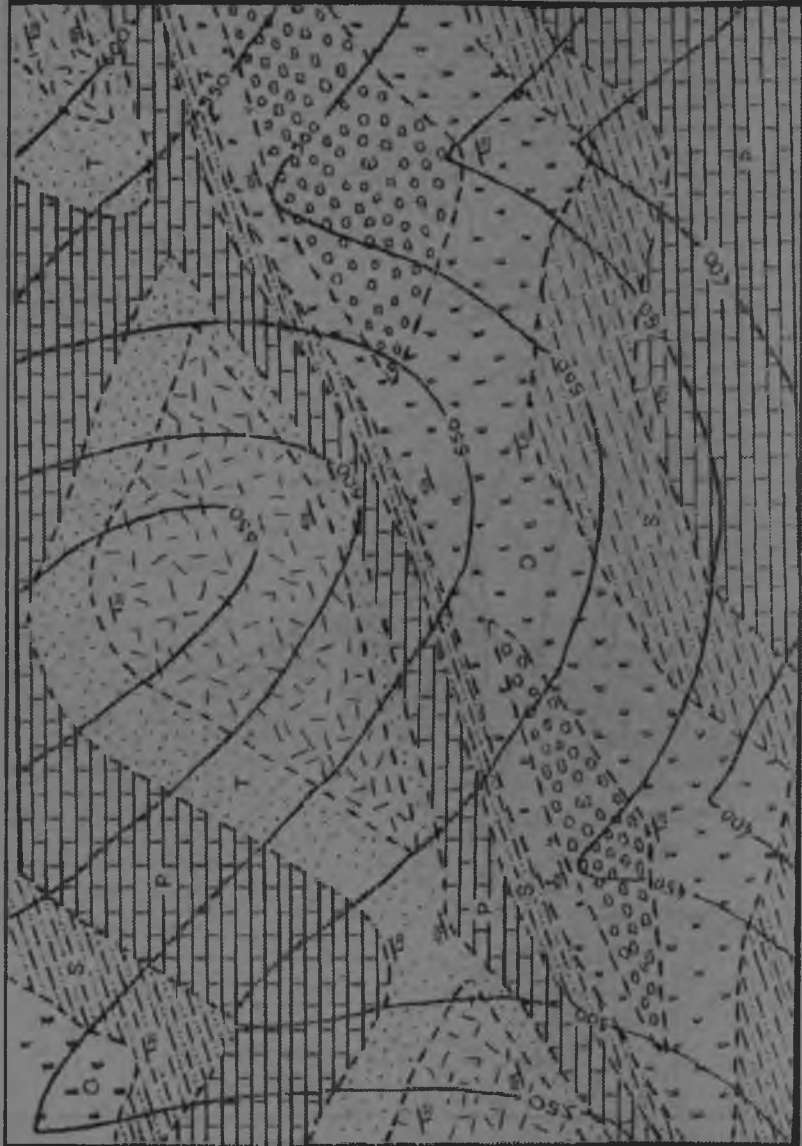
Геологічна карта до теми 6

Масштаб 1:25000



Геологічна карта до теми 9

Масштаб 1:100000



ЗМІСТ

Вступ	3
Тема 1. Вивчення основних породоутворюючих мінералів	4
1.1. Мета і задачі роботи	4
1.2. Вихідні теоретичні положення	4
1.2.1. Морфологія, властивості та елементи симетрії кристалів.....	5
1.2.2. Форми знаходження мінералів у природі	6
1.2.3. Діагностичні властивості мінералів	9
1.3. Вихідні дані	13
1.4. Порядок виконання вправи	13
1.5. Запитання для самоконтролю	13
1.6. Література.....	13
Тема 2. Вивчення основних гірських порід	24
2.1. Мета і задачі роботи	24
2.2. Вихідні теоретичні положення	24
2.2.1. Магматичні гірські породи	26
2.2.2. Осадові гірські породи.....	28
2.2.3. Метаморфічні гірські породи.....	35
2.3. Вихідні дані	36
2.4. Порядок виконання вправи	36
2.5. Запитання для самоконтролю	37
2.6. Література.....	37
Тема 3. Вивчення елементів залягання гірських порід	41
3.1. Мета занять	41
3.2. Вихідні теоретичні положення	41
3.3. Вихідні дані та зміст роботи.....	45
3.4. Порядок виконання роботи.....	45
3.5. Запитання для самоконтролю	46
3.6. Література.....	46
Тема 4. Геохронологічна шкала, стратиграфічна колонка ...	47
4.1. Мета роботи	47
4.2. Вихідні теоретичні положення	47
4.3. Вихідні дані та зміст роботи.....	50
4.4. Порядок виконання роботи.....	50
4.5. Запитання для самоконтролю	51
4.6. Література.....	51

Тема 5. Побудова геологічного розрізу в умовах горизонтального залягання гірських порід	52
5.1. Мета занять.....	52
5.2. Вихідні теоретичні положення.....	52
5.3. Вихідні дані.....	53
5.4. Порядок виконання роботи	53
5.5. Запитання для самоконтролю.....	54
5.6. Література	54
Тема 6. Побудова геологічного розрізу в умовах моноклінального залягання гірських порід	55
6.1. Мета занять.....	55
6.2. Вихідні теоретичні положення.....	55
6.3. Вихідні дані.....	56
6.4. Порядок виконання роботи	57
6.5. Запитання для самоконтролю.....	57
6.6. Література	57
Тема 7. Побудова лінії виходу верстви на поверхню	58
7.1. Мета занять.....	58
7.2. Вихідні теоретичні положення.....	58
7.3. Вихідні дані.....	61
7.4. Порядок виконання роботи	61
7.5. Запитання для самоперевірки	62
7.6. Література	62
Тема 8. Побудова геологічного розрізу в районах розвитку розривних порушень	63
8.1. Мета занять.....	63
8.2. Вихідні теоретичні положення.....	63
8.3. Вихідні дані.....	65
8.4. Порядок виконання роботи	65
8.5. Запитання для самоконтролю.....	66
8.6. Література	66
Тема 9. Побудова геологічного розрізу в умовах складчастого залягання гірських порід	67
9.1. Мета занять.....	67
9.2. Вихідні теоретичні положення.....	67
9.3. Вихідні дані.....	70
9.4. Порядок виконання вправи.....	70
9.5. Запитання для самоконтролю.....	71
9.6. Література	71
Додатки.....	72

ISBN 978-966-177-035-4



Навчально-методичне видання

Ігор Степанович Паранько
Ольга Олександрівна Калініченко

**Методичний посібник
для виконання лабораторних робіт з курсу “Геологія”**

Підписано до друку 14.12.2009.
Формат 60x84 1/16. Папір офсетний. Друк офсетний.
Ум. друк. арк. – 4,9. Обл.-вид. арк. – 3,5.
Тираж – 300 пр.

Видавництво ПП «Видавничий дім»
Свідоцтво ДК № 515 від 03.07.2001.
вул. Тухачевського, 26, м. Кривий Ріг, 50063

Друкарня СПД Шербенок С. Г.
Свідоцтво ДП № 126-р від 12.10.04.
вул. Рокоссовського, 5/3, м. Кривий Ріг, 50027