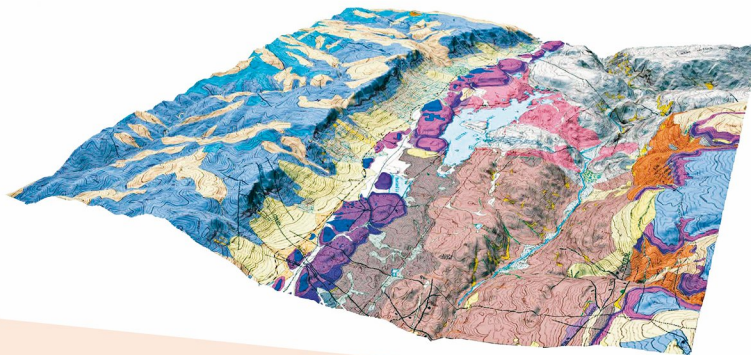
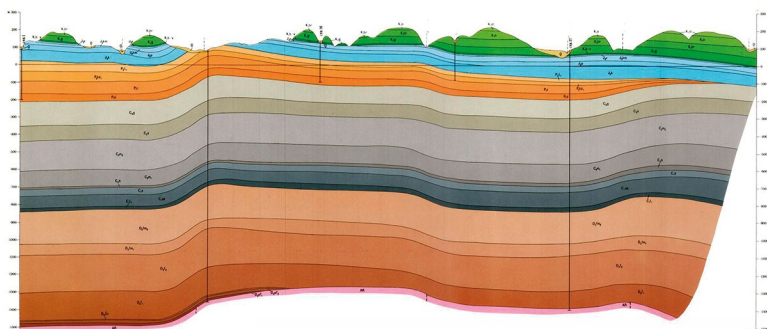


О.В. ОРЛІНСЬКА
Д.С. ПІКАРЕНЯ
Г.В. ГАПІЧ

mip
metinvest
polytechnic

ГЕОЛОГІЯ

ПРАКТИКУМ



ОЛДІ
ПЛЮС

Навчальний посібник

ТОВ «ТЕХНІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
«МЕТІНВЕСТ ПОЛІТЕХНІКА»

О. В. Орлінська, Д. С. Пікареня, Г. В. Гапіч

**ГЕОЛОГІЯ.
ПРАКТИКУМ**

Навчальний посібник

Одеса • 2025 • Олді+

УДК 551.1/4(076)
Г36

Рецензенти:

Д. В. Рудаков – доктор технічних наук, професор, професор кафедри гідрогеології та інженерної геології Національного ТУ «Дніпровська політехніка»;

В. І. Каменець – кандидат технічних наук, доцент, доцент кафедри гірничої справи ТОВ «Технічний університет «Метінвест Політехніка»;

О. Я. Смірнов – заступник начальника Ганнівського кар'єру з технології та якості ПрАТ «Північний гірничо-збагачувальний комбінат», Група «МЕТІНВЕСТ»

*Робота друкується за рішенням Вченої ради
ТОВ «Технічний університет «Метінвест Політехніка»
(протокол № 7 від 27.03.2025 р.)*

Геологія. Практикум : навчальний посібник / О. В. Орлінська, Д. С. Пікареня, Г. В. Гапич ; ТОВ «Технічний університет «Метінвест Політехніка». – Одеса : Олді+, 2025. – 140 с.

ISBN 978-966-289-983-2

Навчальний посібник призначений для розвитку практичних навичок, отриманих під час теоретичного вивчення геологічних курсів. Практичні роботи умовно розділені на три блоки. Перший блок спрямований на вивчення речовинного складу земної кори та геологічного часу, у другому блоці представлені графічні роботи з визначення просторового положення геологічних тіл у земній корі, третій блок передбачає побудову та аналіз геологічних карт із різними типами залягання шарів гірських порід. Перед кожною роботою в стислій формі викладено необхідний теоретичний матеріал, наведено методику виконання практичної роботи, приклади виконання, надано вихідні дані за варіантами та запитання до самоконтролю. Посібник призначений для здобувачів вищої освіти за природничими та технічними спеціальностями, в яких передбачено вивчення геологічних дисциплін та може бути корисним особам, які зацікавлені в отриманні геологічних знань та розширенні свого світогляду.

УДК 551.1/4(076)

ISBN 978-966-289-983-2

© О. В. Орлінська, Д. С. Пікареня, Г. В. Гапич, 2025
© ТОВ «Технічний університет «Метінвест Політехніка», 2025

ЗМІСТ

Передмова	5
1 Фізичні властивості мінералів. Характеристика основних рудних та породоутворюючих мінералів	6
2 Характеристика магматичних, осадових та метаморфічних гірських порід	21
3 Геохронологічна таблиця	39
4 Визначення елементів залягання шарів гірських порід непрямыми методами	52
5 Визначення потужності геологічних тіл	64
6 Побудова діаграм тріщинуватості гірських порід	72
7 Визначення амплітуд переміщень розірваних блоків гірських порід	84
8 Побудова геологічних карт гірських порід, що залягають горизонтально	90
9 Побудова геологічної карти гірських порід, що залягають моноклінально	103
10 Побудова геологічного розрізу до геологічної карти складчастого залягання гірських порід	108
11 Побудова гіпсометричного плану вугільного пласта	113
12 Визначення площі виходу рудного покладу на денну поверхню	119

Використана література	126
Рекомендована додаткова література	127
Додатки	128
<i>Додаток А</i>	128
<i>Додаток Б</i>	132
<i>Додаток В</i>	133
<i>Додаток Г</i>	137

ПЕРЕДМОВА

Геологічні дисципліни є невід’ємним елементом підготовки багатьох фахівців технічного та природничого профілю. Стандартами вищої освіти різних рівнів та робочими програмами передбачено надання компетентностей та результатів навчання з отриманням геологічних знань. Практичні і лабораторні заняття з геології допомагають у засвоєнні теоретичного курсу.

Даний практикум умовно складається з трьох блоків. Перший блок спрямований на вивчення речовинного складу земної кори та геологічного часу. Засвоєння матеріалу про природні хімічні сполуки – мінерали та їх асоціації – гірські породи, що складають земну кору, є першоосною і необхідною умовою для отримання повноцінних знань практично по всіх дисциплінах геологічної науки. Знання речовинного складу земної кори оцінюються за результатами виконання контрольних робіт з визначення мінералів і гірських порід.

У другому блоці представлені графічні роботи з визначення просторового положення геологічних тіл в земній корі. Тут пропонується ознайомитися з методами та прийомами визначення елементів залягання шарів, їх потужності, а також зі способами аналізу тріщин та розривних і складчастих порушень у заляганні гірських порід.

Третій блок передбачає побудову та аналіз геологічних карт з різними типами залягання шарів гірських порід.

Порядок розташування практичних робіт у Практикумі є наскрізним і передбачає послідовне їх виконання за принципом «від простого до складного», тому рекомендується додержуватися цієї послідовності.

Виконання практичних робіт дозволить майбутнім фахівцям враховувати геологічні умови під час виконання ними професійної діяльності.

Практикум може бути корисним студентам, що навчаються на спеціальностях природничої, технічної, в т. ч. гірничої галузей та особам, які зацікавлені в отриманні геологічних знань та розширенні свого світогляду.

Дане видання є переробленою та доповненою версією Практикуму з геології та гідрогеології (2016 р.) [4].

ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛІВ. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНИХ РУДНИХ ТА ПОРОДОУТВОРЮЮЧИХ МІНЕРАЛІВ

Мінерал (від лат. «*мінера*» – руда) – це природна хімічна сполука (або самородний елемент), однорідна за будовою і складом, що утворилася в результаті фізико-хімічних процесів в земній корі або на її поверхні. Мінерали можуть знаходитися у твердому (кварц, слюда, польовий шпат та ін.), рідкому (вода, самородна ртуть) та газоподібному (горючі гази, сірководень) стані. Більшість мінералів є твердими.

На сьогоднішній день відомо близько 2500 мінералів і їх різновидів. Найбільш розповсюдженими серед них є породоутворюючі, їх близько 50. Менш поширеними, але доволі відомими є так звані *рудні* або *рудоутворюючі* мінерали, які складають родовища таких корисних копалин як залізо, свинець, цинк, нікель та інших металів. Мінерали, які в гірських породах зустрічаються у незначних кількостях, називаються акцесорними (від лат. «*акцесоріус*» – додатковий) [1–5].

Мінерали у твердому стані бувають двох видів – кристалічні та аморфні. Мінерали з кристалічною будовою, тобто такі, що здатні утворювати кристали, переважають, їх близько 98% від загальної кількості. Вони характеризуються упорядкованим просторовим розташуванням атомів, іонів, молекул у мінералі – *кристалічною ґраткою*. Завдяки тому, що мінерали відрізняються за будовою ґратки, кожен з них має, як правило, властиву лише йому кристалічну форму (рис. 1.1). Наприклад, галіт утворює кубічні кристали, слюда – лускоподібні [1].

У різних умовах з однієї і тієї ж речовини можуть утворюватися різні за формою кристали. Наприклад, графіт і алмаз, які складаються з вуглецю, мають різні властивості.

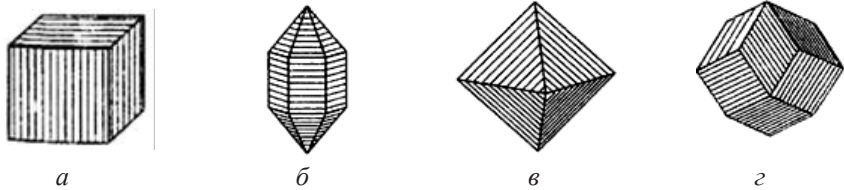


Рисунок 1.1 – Форма кристалів мінералів:
 а) галіт; б) кварц; в) магнетит; з) гранат

Графіт є одним з м'яких мінералів і утворює таблитчасті кристали, а алмаз має іншу кристалічну форму і є найтвердішим мінералом земної кори. Така різниця фізичних властивостей двох мінералів однакового хімічного складу спричинена, насамперед, різною будовою кристалічної ґратки (рис. 1.2), тобто різним розташуванням у просторі атомів одного й того ж хімічного елементу, в даному випадку, вуглецю. Причиною такого явища, коли з речовини однакового хімічного складу утворюються різні за будовою кристалічної ґратки, формою кристалів і фізичними властивостями мінерали, є відмінність фізико-хімічних умов їх формування [1, 2].

Кристалічні речовини є *анізотропними* (тобто у різних напрямках їх фізичні властивості неоднакові), та *здатними до відтворення кристалів* – при рості в насиченому розчині безформні мінерали набувають правильної огранки.

Аморфні мінерали (від грец. «аморфос» – безформний), на відміну від кристалічних, характеризуються хаотичним розташуванням елементарних часток (атомів, іонів, молекул).

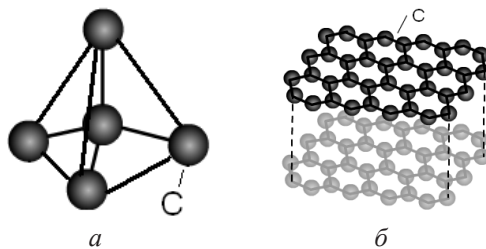


Рисунок 1.2 – Кристалічні ґратки алмазу (а) і графіту (б) [4–5]

Такі мінерали є *ізотропними*, тобто їх властивості в різних напрямках однакові. Вони приймають будь-які форми, мають характерний матовий, восковий або слабкий жирнуватий блиск. Еталоном аморфної будови є скло [1, 2].

За умовами походження всі мінерали поділяють на 2 групи:

1. *Мінерали ендогенного (глибинного) походження*, серед яких розрізняють мінерали магматичного та метаморфічного походження – кварц, польові шпати, алмаз, золото, пірит, сфалерит, біотит та ін.

2. *Мінерали екзогенного (поверхневого) походження*, тобто мінерали, утворення яких пов'язане з вивітрянанням та осадовим процесом – гіпс, лімоніт, каолініт, галіт та інші [1–5].

Форми знаходження мінералів у природі

У природному стані мінерали можуть зустрічатися у вигляді окремих кристалів, їх закономірних зростків (двійників), або у виді скупчень, що називаються *мінеральними агрегатами* (рис. 1.3). Серед них виділяються зернисті і землясті агрегати, ооліти, конкреції, друзи, шітки, секреції (жеоди), натічні форми та ін. [1].

Зернистий агрегат – це скупчення зерен одного або декількох кристалічних мінералів. Зернистими агрегатами складені, головним чином, магматичні і метаморфічні породи, а також значна кількість осадових порід. Наприклад, граніт є зернистим агрегатом мінералів: ортоклазу, кварцу, біотиту.



Рисунок 1.3 – Зернисті агрегати в граніті¹

¹ Фото з сайту https://pl.wikipedia.org/wiki/Granit_karkonoski

За розміром окремих зерен агрегати поділяють на [1, 2, 4]:

- тонкозернисті (менше 0,1 мм);
- дрібнозернисті (0,1–2,0 мм);
- середньозернисті (2,0–5,0 мм);
- крупнозернисті (5,0–10,0 мм);
- гігантозернисті (більше 10,0 мм).

Землистий агрегат – це пухке або слабо зцементоване скупчення мікроскопічних зерен мінералу, внаслідок чого вони легко розсипаються і бруднять руки (наприклад, каолінит) [1].

Конкретія – це кулястий агрегат сферичної форми, що має концентричну або радіально-променисту будову (рис. 1.4). Формування конкрецій відбувається від центру кристалізації до периферії, а розмір може перевищувати 1 м у діаметрі. Дрібні сферичні агрегати (розміром не більше 1 см) називаються **оолітами**. Вони утворюються в результаті кристалізації мінеральної речовини в рухомому водному середовищі і характерні для руд заліза, алюмінію, марганцю та ін. [2].

Дру́за – це зросток кристалів, які прикріплені одним кінцем до спільної основи (рис. 1.5). Друзи можуть утворюватися кристалами одного (кварц) або декількох різних мінералів (галеніт, сфалерит, кальцит) [1, 2]. Зростки дрібних кристалів, які розміщуються на плоскій поверхні, часто називаються **щіткою**.

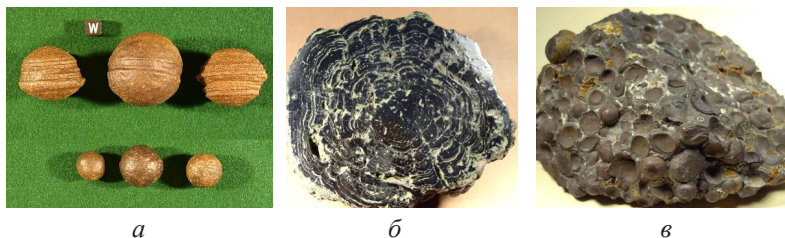


Рисунок 1.4 – Мінеральні агрегати:
а – загальний вигляд гематитових конкрецій¹;
б – марганцева конкреція у розрізі²; *в* – ооліти лімоніту³

¹ Фото з сайту КОНКРЕЦІЯ | Геологічний словник (geodictionary.com.ua)

² Фото з сайту <https://www.knu.edu.ua/storage/galleries/7/thumbnails/9f2aa697e3225e6c100703f31afde306-d5abb.jpg>

³ Фото з сайту <https://www.knu.edu.ua/storage/galleries/7/thumbnails/0e41bee3741108d8472fd096e35f850a-c7c48.jpg>



a



б

Рисунок 1.5 – Друзи кристалів:

a – кварц (гірський криштал)¹; *б* – гіпс (гіпсова «троянда»)²

Секреція – округла мінеральна форма, яка утворюється шляхом заповнення порожнин у породах (рис. 1.6). На відміну від конкрецій, формування секрецій проходить в напрямку від периферії до центру [2].



a



б

Рисунок 1.6 – Секреції:

a – кварц (гірський криштал)³; *б* – аметист (жеода)⁴

¹ Фото з сайту <https://www.knu.edu.ua/storage/galleries/7/thumbnails/d005cee-f20e0d2504f9f21c05b618d22-9cd3b.jpg>

² Фото з сайту <https://www.knu.edu.ua/storage/galleries/7/thumbnails/d005ceef-20e0d2504f9f21c05b618d22-9cd3b.jpg>

³ Фото з сайту <https://www.knu.edu.ua/storage/galleries/7/thumbnails/8d2b50556f-247b93f8c1d11ed08c4de7-6aa31.jpg>

⁴ Фото з сайту <https://www.nmu.org.ua/upload/medialibrary/5d0/5d02e99061efb209b91ac70bf65bfea0.jpg>

Же́ода – це крупна секреція, в якій стінки порожнини покриті друзами, щітками, натічними мінеральними агрегатами.

Натічні форми утворюються в процесі виділення мінерального агрегату з колоїдних розчинів. До цих форм належать сталактити, сталагміти, сталагнати (рис. 1.7), гронаподібні та ниркоподібні агрегати та ін. (рис. 1.8). *Сталактит* і *сталагміт* – це бурулькоподібні утворення у вапнякових і гіпсових печерах, формування яких проходить відповідно зверху вниз і знизу вверх в результаті розкристалізації колоїдних розчинів, що стікають зі стелі і стін печери. *Сталагнат* утворюється при з'єднанні сталактиту і сталагміту в єдиній колоні.



Рисунок 1.7 – Натічні форми кальциту у підземній печері у вигляді сталактитів, сталагмітів та сталагнатів¹



Рисунок 1.8 – Натічні форми кальциту з джерела мінеральних вод, Памуккале, Туреччина

¹ Фото з сайту <https://pibig.info/143685-stalaktity-i-stalagmity.html>

Дендрити – (рис. 1.9). Дендрити – мінеральні тіла різної розгалуженої форми, які утворюються внаслідок швидкої кристалізації у тонких тріщинах і порах порід (з грец. “*dendron*” – гіллястий, деревоподібний). У вигляді дендритів трапляються самородна мідь, срібло, золото, залізо-манганові сполуки тощо. Таким же чином кристалізуються сніжинки, лід на вікнах та ін.

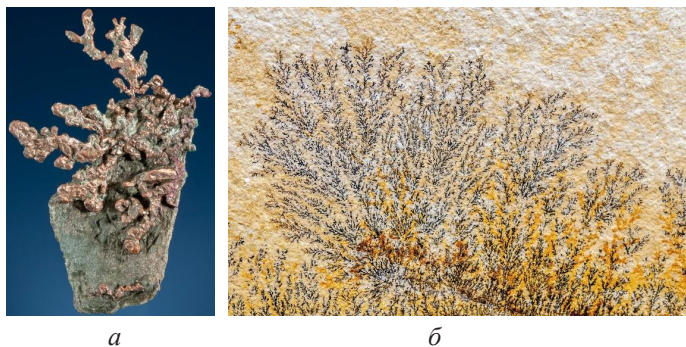


Рисунок 1.9 – Дендритні форми мінеральних утворень:
а – самородна мідь¹; *б* – оксиди марганцю (чорне) у вапняку (світло-жовте)²

Діагностичні властивості мінералів

Внутрішня будова мінералів і хімічний склад зумовлюють їх фізичні властивості, що лежать в основі всіх мінералогічних методів досліджень і є першочерговими ознаками при діагностиці (визначенні) мінералів. Фізичні властивості мінералів можна розділити на три групи: морфологічні, що характеризують геометричну форму кристалів; оптичні, що включають колір мінералу, забарвлення його порошку, прозорість мінералу та блиск; і механічні, до яких належать злам, спайність, і твердість мінералу. За цими властивостями проводиться макроскопічне (візуальне) визначення мінералів. Найбільш об'єктивною діагностика є тоді, коли вона проводиться шляхом визначення всіх властивостей [1–5].

¹ Фото з сайту <https://www.mcdougallminerals.com/product/copper-24/>

² Фото з сайту <http://wgm-picture.de/2015/12/11/dendriten/>

Колір мінералів залежить від їх хімічного складу, як основного, так і домішок, структури, а також внутрішньої неоднорідності. В зв'язку з цим один і той же мінерал може мати різне забарвлення, а різні мінерали – однаковий колір. Колір мінералу також може змінюватись завдяки інтерференції світла на поверхні кристалів. Таке явище називається *іризацією* і проявляється у вигляді різнокольорових плям на гранях мінералу [1].

За кольором мінерали підрозділяються на кольорові з переважанням одного кольору (наприклад, червоного, чорного) або двох кольорів (жовто-зелений і т. п.), а також білі та безкольорові. Слід зауважити, що *прозорого кольору не буває*, у такому випадку кажуть, що мінерал безбарвний [1].

Разом з кольором важливе діагностичне значення має відтінок, наприклад, світло-жовтий, або темно-червоний.

Колір риси – це колір мінералу в порошок. Його легко отримати тертям мінералу об фарфорову пластину. Для більшості мінералів (але не для всіх) на поверхні фарфору залишається кольорова або безбарвна риса. Колір мінералу в порошок – важлива діагностична ознака, тому що він постійний. Колір мінералу у порошок може бути таким самим, як і колір мінералу, або може і відрізнятись від нього. Наприклад, пірит має золотисто-жовтий колір, а його риса – чорний; халькопірит – солом'яно-жовтий, а риса – зеленувато-чорна; гіпс – білий, риса – теж біла.

Твердість – це здатність мінералу протистояти зовнішній механічній дії. Здебільшого при діагностиці мінералів визначається відносна твердість мінералу шляхом застосування еталонної шкали твердості, яка носить назву *шкали Мооса* (на честь її автора, німецького мінералога). Мінерали в ній підібрані за збільшенням твердості, тобто кожний наступний дряпає попередній. Перевага такого відносного методу полягає в простоті, наочності і швидкості виконання. Визначати твердість прийнято в умовних одиницях від 1 до 10, які відповідають твердості десяти мінералів шкали Мооса (рис. 1.10, табл. 1.1) [2].

При встановленні твердості на мінералі вибирають рівну свіжу поверхню і проводять по ній гострим краєм мінералу зі шкали Мооса.



Рисунок 1.10 – Шкала Мооса¹

Таблиця 1.1 – Шкала еталонів твердості мінералів Мооса

Твердість	Мінерал	Хімічна формула
1	Тальк	$Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$
2	Гіпс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
3	Кальцит	$CaCO_3$
4	Флюорит	CaF_2
5	Апатит	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$
6	Ортоклаз	$KAlSi_3O_8$
7	Кварц	SiO_2
8	Топаз	$Al_2[SiO_4](F,OH)_2$
9	Корунд	Al_2O_3
10	Алмаз	C

Якщо мінерал, що визначається, дряпається, то його твердість менше твердості мінералу зі шкали. Це випробування слід проводити до тих пір, доки твердість встановлюваного мінералу не визначиться як проміжна між двома еталонними мінералами зі шкали твердості або як рівна одному з них. Наприклад, твердість рогової обманки менше твердості ортоклазу, твердість якого 6, і більше твердості апатиту, твердість якого 5. Це означає, що твердість рогової обманки близька до 5,5 [2].

¹ Фото з сайту https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/fd/Mohsschehaerteskala_hg.jpg

Спрощене визначення твердості можна проводити наступним чином. Мінерали, які мають твердість 1, жирні на дотик та залишаються на шкірі пальців; мінерали з твердістю 2 дряпаються нігтем; мідна монета має твердість 3; скло – 5,5; сталева голка або сталевий ніж – близько 6; фарфорова пластинка – 6,5; напильник – 7,5; твердосплавне свердло – 8,5 [4].

Прозорість характеризує властивість мінералу пропускати промені світла. За цією ознакою мінерали поділяються на прозорі, що пропускають світло як звичайне скло; непрозорі, які не пропускають світла; напівпрозорі, що просвічують подібно до матового скла; або такі, що просвічують лише в тонкій пластині.

Блиск – це здатність поверхні мінералу відбивати потік світла, що на нього падає. Розрізняють металевий блиск, який характерний здебільшого для непрозорих мінералів з темнозбарвленою рискою; напівметалевий, який нагадує блиск потемнілого металу; неметалевий, найпоширенішими різновидами якого є алмазний, скляний, жирний, перламутровий, матовий і шовковистий блиски. Найбільш типовими прикладами мінералів з названими видами блиску є такі [2, 4]:

- *металевий* – пірит, галеніт, молібденіт;
- *напівметалевий* – магнетит, гематит, графіт;
- *неметалевий*:
 - *алмазний* – алмаз, сфалерит;
 - *скляний* – кварц, кальцит, ортоклаз;
 - *жирний* – нефелін, галіт, тальк;
 - *перламутровий* – слюда, гіпс;
 - *шовковистий* – азбест;
 - *матовий* – лімоніт, каолініт.

Спайність – це властивість кристалічних мінералів розколюватися при ударі на уламки, обмежені поверхнями, які мають назву «площини спайності» (рис. 1.11).

Вони відповідають напрямкам найменшого зчеплення часток у кристалічній структурі мінералу. В залежності від того, наскільки легко відбувається розщеплення мінералу, виділяють такі види спайності [2, 4]:

- *вельми досконала* – мінерал легко розщеплюється на тонкі пластинки з гладкими блискучими поверхнями – слюда, тальк (рис. 1.12);

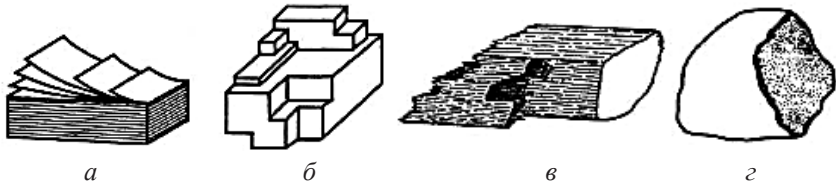


Рисунок 1.11 – Види спайності:

а – вельми досконала (слюда); *б* – досконала в трьох напрямках (галіт);
в – середня (ортоклаз); *г* – недосконала (гематит)¹



Рисунок 1.12 – Вельми досконала спайність у слюд – мусковіту (*а*)²
та біотиту (*б*)³

– *досконала*, якщо розщеплення мінералу на тонкі пластинки відбувається під дією удару – кальцит, галіт та ін. (рис. 1.13);

– *середня*, коли при ударі мінерал розколюється як по рівних площинах, так і по нерівних поверхнях (ортоклаз);

– *недосконала*, якщо в мінералі при ударі на тлі неправильних поверхонь зламу іноді спостерігаються сколи по рівних площинах (магнетит);

– *дуже недосконала*, коли при розколюванні утворюються тільки неправильні поверхні, іншими словами, спайність відсутня (кварц).

Спайність мінералів може виявлятися в одному, двох, трьох і більше напрямках: біотит і мусковіт – в одному, ортоклаз і гіпс – у двох, кальцит і галіт – у трьох, а сфалерит – у шести (рис. 1.14).

¹ Фото з сайту <https://studfile.net/preview/4000810/>

² Фото з сайту <https://www.curriculumvisions.com/search/M/mica/mica.html>

³ Фото з сайту <https://croninprojects.org/Vince/PhysGeoLab/biotite07.jpg>



Рисунок 1.13 – Досконала спайність у кальциті¹

Число напрямів спайності	Форма	Ексіз	Напрямки спайності	Зразок
1	Плоскі листи			 Мусковіт
2 під 90°	Витягнута форма з квадратним перетином (призма)			 Ортоклаз
2 не під 90°	Витягнута форма з паралелограмним перетином (призма)			 Рогова обманка
3 під 90°	Куб			 Галіт
3 не під 90°	Ромбоєдр			 Кальцит
4	Октаєдр			 Флюорит

Рисунок 1.14 – Форма і напрямки спайності мінералів²

¹ Фото з сайту <http://tozourfluorescentrocks.net/2d/Winter99/calcitecleavage.html>

² За матеріалами сайту <https://www.geologyin.com/2014/03/cleavage-of-minerals.html>

Площини спайності інколи невірно сприймають за грані кристалу, тому слід враховувати, що площини спайності мають більш сильний блиск, ніж грані кристалів; напрямку спайності мінералу завжди відповідає декілька паралельних одна одній площин.

Злам визначається характером поверхні, по якій розколюється мінерал (рис. 1.15). Він властивий, в основному, аморфним мінералам. Найбільш часто зустрічаються наступні різновиди зламу [2, 4]:

- *раковистий*, який нагадує концентрично-хвилясту поверхню черепашки (кремій, кварц, халцедон);
- *занозистий*, зустрічається у волокнистих, стовпчастих мінералів (рогова обманка);
- *ступінчастий злам* нагадує сходи, зустрічається у мінералів з досконалою спайністю (кальцит);
- *землистий злам* характеризується пошерхлою поверхнею, покритою дрібним пилом (лімоніт, каолініт);
- *нерівний злам* є найбільш поширеним – мінерал розколюється по нерівній, неправильній поверхні (кварц).

Мінерали можуть мати й інші специфічні, індивідуальні властивості. Це здатність реагувати з розчином соляної кислоти (кальцит), магнітність (магнетит), смак (галіт), розчинність у воді, горючість (сірка), ковкість (самородна мідь), питома вага, гнучкість, іризація (лабрадор) та ін. (рис. 1.16).

Розглянуті вище властивості мінералів називаються *діагностичними*, тобто такими, на яких ґрунтується діагностика мінералів.



Рисунок 1.15 – Види зламу:

- a* – зернистий (апатит); *б* – раковистий (магнетит);
в – занозистий (рогова обманка); *г* – нерівний (гачкуватий – кремій);
д – нерівний (нефелін)¹

¹ Фото з сайту <https://studfile.net/preview/4000810/>

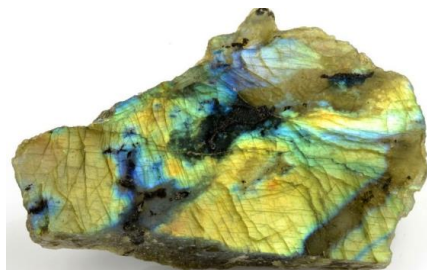


Рисунок 1.16 – Специфічні властивості мінералів – іризація (лабрадор)¹

Завдання до виконання практичної роботи

1. Ознайомитися з діагностичними властивостями мінералів.
2. Навчитися визначати діагностичні властивості різних мінералів.
3. Заповнити звітну таблицю 1.2 для наступних мінералів: золото, графіт, сірка, пірит, халькопірит, галеніт, сфалерит, кіновар, кварц, магнетит, гематит, піролюзит, лімоніт, галіт, флюорит, кальцит, гіпс, апатит, гранат, рогова обманка, тальк, мусковіт, біотит, каолініт, ортоклаз, лабрадор, янтар.

Таблиця 1.2 – Зведена таблиця опису мінералів

Назва мінералу, хімічна формула, клас	Колір		Твердість	Блиск	Слайність	Злам	Особливі властивості	Зображення мінералу
	В зразку	Риси						
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1. Магнетит FeFe_2O_4 , оксиди	Чорний	Чорний	5,5-6	Метале- вий	Не помітна, за довідником – досконала	Земли- стий	Магніт- ний	

¹ Фото з сайту <https://www.malachit-obchod.cz/atlas-kamenu/labradorit/>

Запитання до самоперевірки

1. *Що таке мінерал?*
2. *Чим відрізняються мінерали кристалічної та аморфної будови?*
3. *Чи можуть мінерали аморфної будови руйнуватися з утворенням рівних гладких поверхонь?*
4. *У чому полягає оцінка кольору мінералів у разку та у порошок?*
5. *Як визначається відносна твердість мінералів за шкалою Мооса?*
6. *Що таке спайність і які її види виділяються?*

ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧНИХ, ОСАДОВИХ ТА МЕТАМОРФІЧНИХ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Гірські породи – це природні агрегати мінералів певної будови, які утворюються в земній корі або на її поверхні в результаті різноманітних 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) [1–5].

Будова гірських порід характеризується структурою і текстурою.

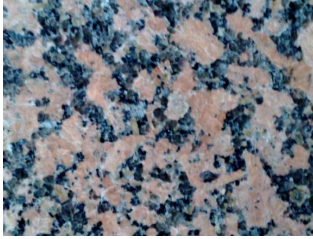
Структура – це особливості внутрішньої будови породи, які обумовлені ступенем кристалічності мінеральних зерен, їх розмірами і характером зростання. Розрізняють такі основні типи структур (рис. 2.1) [2, 5]:

– *повнокристалічна* – порода повністю складається із кристалічних зерен мінералів (залежно від абсолютного розміру зерен виділяють: крупнозернисту – зерна крупніше 5 мм; середньозернисту – 2–5 мм; дрібнозернисту – 0,1–2 мм; тонкозернисту – менше 0,1 мм, (рис. 2.1, а);

– *прихованокристалічна* (неповно кристалічна) – коли порода складається із дрібних кристалів, які можна побачити тільки під мікроскопом (рис. 2.1, б).

Також виділяють порфірову структуру, яка представлена великими кристалами мінералу на тлі прихованокристалічної маси (рис. 2.1, в) та порфіроподібну структуру, представлену наявністю великих кристалів або зерен мінералів на тлі дрібнокристалічної маси (рис. 2.1, г).

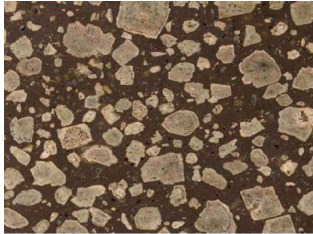
Якщо порода складена уламками мінералів або інших порід, то вона має уламкову структуру. Коли порода представлена відносно однаковими за розміром зернами мінералів, то її визначають як рівномірнозернисту, а в протилежному випадку – як нерівномірнозернисту структуру [1, 4].



а



б



в



г

Рисунок 2.1 – Повнокристалічна структура граніту (а) та прихованокристалічна структура базальту (б); порфірова (в)¹ і порфіроподібна (г) структура граніту²

Під текстурою розуміють характер розташування в просторі кристалічних зерен і уламків, які складають породу. Найбільш розповсюдженими є такі текстури: масивна, плямиста, смугаста, сланцювата (рис. 2.2), пориста (рис. 2.3) [2, 5].

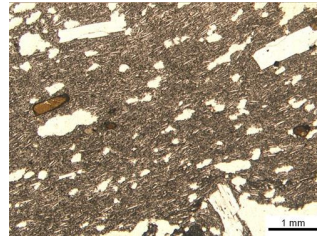
Масивна текстура відрізняється щільним, але хаотичним розміщенням мінералів у породі, плямиста характеризується нерівномірним розподілом темних і світлих мінералів у породі, смугаста – визначається чергуванням у вигляді смуг темно кольорових та світло кольорових мінералів, сланцювата – чергуванням лусок. Пористу текстуру мають породи, що містять пустоти, каверни (рис. 2.3) [1].

¹ Фото з сайту <http://mail1.gems.org.ua/uk-ua/trainings/courses/decorkamni/PublishingImages/Lists/content/AllItems/5-3%D0%B0.jpg>

² Фото з сайту <http://mail1.gems.org.ua/uk-ua/trainings/courses/decorkamni/PublishingImages/Lists/content/AllItems/5-3%D0%B1.jpg>



а



б



в



г

Рисунок 2.2 – Текстури гірських порід:

а – масивна¹; б – плямиста²; в – смугаста³; г – сланцювата



а



б

Рисунок 2.3 – Пориста текстура ліпариту⁴ (а) та базальту (б)

¹ Фото з сайту <https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/a/aa/Dunit.jpg/640px-Dunit.jpg>

² Фото з сайту https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/9/9b/Basalto_tholeitico_nicol_paralleli.jpg

³ Фото з сайту https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/3/36/Banded_iron_formation.jpg

⁴ Фото з сайту https://janrasmussen.com/physical%20geology/3_igneous_rocks_lab_lect.pdf

Класифікація гірських порід

Кожна гірська порода має свої, притаманні тільки їй геологічні умови утворення. Тому правильно визначивши породу, можна відтворити умови, в яких вона виникла. За походженням гірські породи поділяються на три основні групи (рис. 2.4) [2, 4, 5]:

- *магматичні*, які утворюються в результаті застигання в земній корі або на її поверхні силікатного розплаву – магми (лави);
- *осадові*, що формуються на поверхні земної корі в результаті діяльності різноманітних екзогенних природних процесів і явищ;
- *метаморфічні*, які є продуктом переробки в глибинних умовах вже існуючих магматичних, осадових, а також метаморфічних порід під впливом високого тиску, температури, різноманітних рідких і газоподібних флюїдів, що надходять з надр Землі.

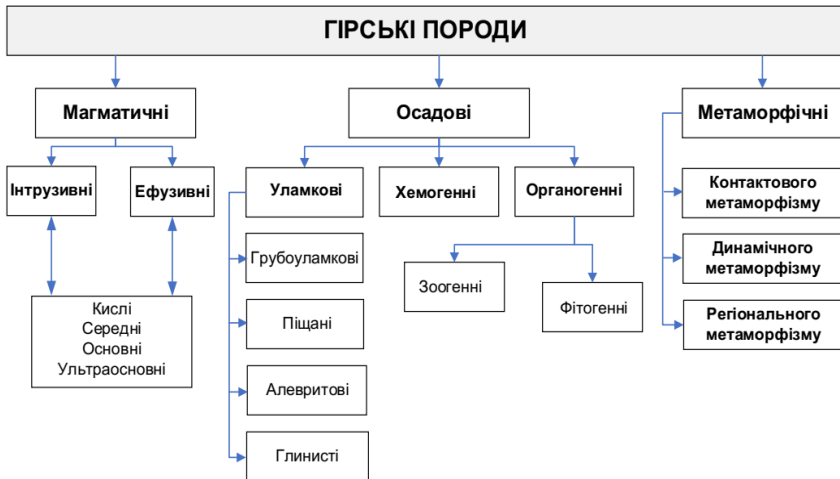


Рисунок 2.4 – Класифікація гірських порід за походженням

Магматичні гірські породи

Магматичні гірські породи в залежності від хімічного і мінерального складу, і перш за все, від вмісту оксиду кремнію (SiO_2), поділяються на чотири групи [2, 4, 5]:

- *ультраосновні*, вміст SiO_2 не перевищує 45 %;
- *основні*, 45–52 % SiO_2 ;
- *середні*, 52–65 % SiO_2 ;
- *кислі*, вміст SiO_2 понад 65 %.

Породоутворюючими мінералами магматичних порід є кварц, польові шпати¹, слюди, амфіболи, піроксени, олівін, які в сумі складають близько 93 % загального обсягу магматичних порід. В ультраосновних і основних породах переважають піроксени та олівін, які характеризуються низьким вмістом кремнезему і темним забарвленням, у зв'язку з чим для порід цих груп властиві темні кольори.

В складі кислих і середніх порід переважають кварц та польові шпати, що зумовлюють їх світле забарвлення. Ця ж закономірність лежить в основі збільшення щільності порід від кислих, де її середня величина складає $2,58 \text{ г/см}^3$, до ультраосновних, щільність яких досягає $3,4 \text{ г/см}^3$.

Залежно від умов, при яких відбувається застигання магми, магматичні породи діляться на дві групи [1, 2, 4]:

- *інтрузивні*, що утворилися при застиганні магми на різних глибинах в земній корі;
- *ефузивні*, або вулканічні, формування яких відбувалося шляхом застигання магми, що вилілася на земну поверхню через вулкан або тріщину і перетворилася на лаву.

На глибині утворюються інтрузивні породи з повнокристалічною (крупно-, середньо- та дрібнозернистою), порфіроподібною структурами, тому що в умовах поступового зниження температури магма застигає повільно і встигає розкристалізуватися. Ефузивні породи формуються з магми, що виливається на поверхню, при цьому різко падає температура і тиск, що зумовлює її швидке застигання у вигляді аморфної маси з характерними прихованокристалічною, склуватою, часто порфіровою, мигдалекам'яною структурами [1, 5].

Інтрузивні (повнокристалічні) породи здебільшого характеризуються масивною текстурою, для якої властива відсутність впорядкованої орієнтації зерен мінералів. Проте можливе утворення

¹ Польові шпати – група найпоширеніших породотвірних мінералів класу силікатів, які характеризуються порівняно високою твердістю. Представником є ортоклаз.

і орієнтованих текстур, які відображають рух магми в процесі застигання. У ефузивних (як правило, не розкристалізованих) породах частіше зустрічаються орієнтовані текстури: смугаста, флюїдальна. Для ефузивних порід характерна також пориста текстура, зумовлена виділенням з лави різноманітних газів і води при її застиганні [1, 5].

Класифікація магматичних гірських порід наведена в таблиці 2.1

Таблиця 2.1 – Класифікація магматичних гірських порід

Породи	Хімічний тип породи за вмістом SiO ₂ , %				Структура	Текстура
	Кислі (>65%)	Середні (52–65%)	Основні (45–52%)	Ультра-основні (<45%)		
Інtruзивні (глибинні)	Граніт	Діорит	Габро	Піроксеніт	Повно-кристалічна	Масивна
Ефузивні (вивержені)	Ліпарит	Андезит	Базальт	Пікрит	Приховано-кристалічна	Пориста
Головні породоутворюючі мінерали	Кварц, ортоклаз, мікроклін, біотит, мусковіт	Плагіоклази, ортоклаз, рогова обманка, біотит	Лабрадор, плагіоклази, піроксени, рогова обманка, олівін	Олівін, піроксени		
Колір	Світло-сірий, рожевий, червоний	Сірий, темно-сірий, зеленуватий	Темно-сірий до чорного	Чорний		

Форми залягання магматичних порід

Ці форми відображають умови, за яких породи утворилися. Для ефузивних, виливних порід вони нечисленні і досить прості – покриви, лавові потоки, куполи [1, 2, 4].

Лавові покриви – застигли лавові утворення на поверхні землі площею до десятків тисяч квадратних кілометрів. Вони формуються з магми, яка має незначну в'язкість і високу температуру. Лава з такими властивостями легко розтікається на великих площах.

Лавові потоки – витягнуті лавові тіла, які формуються в місцях зі складним рельєфом місцевості.

Лавові куполи – конусоподібні утворення, що застигли у процесі видавлювання в'язкої магми крізь жерло вулкана.

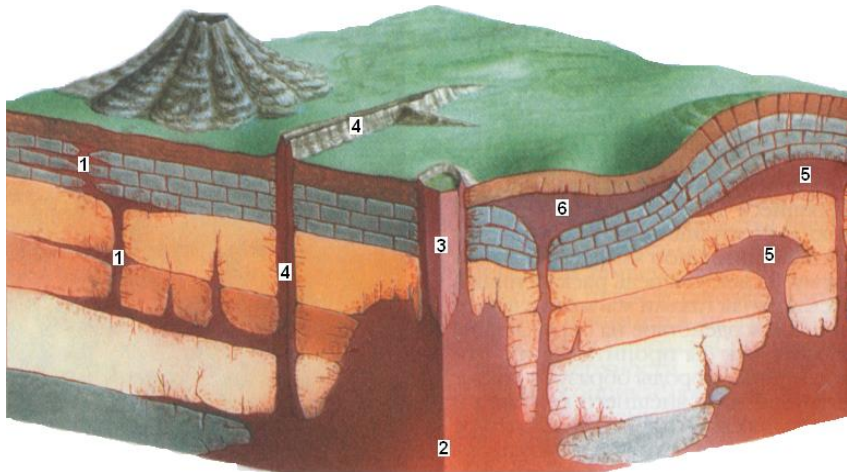
Інтрузивний магматизм утворює в земній корі різноманітні за формою магматичні тіла – інтрузії (інтрузиви). Форми інтрузивних тіл, характер їх контактів з породами, що їх вміщують, залежать як від механізму впровадження магми, так і від її фізичних властивостей.

У залежності від співвідношення інтрузивів з породами, їх поділяють на згідно залеглі (згідні) і незгідно залеглі (незгідні). Останні перетинають під різними кутами вміщуючі породи [1, 2, 4].

Згідні інтрузивні тіла – сили, лаколіти, лополіти, факоліти, а незгідні – батоліти, штоки, дайки, неки, жили (рис. 2.5).

Сили – шароподібні тіла, що утворюються внаслідок вкореніння магми між шарами осадових порід. Площі окремих силів сягають тисяч квадратних кілометрів.

Лаколіти – тіла грибоподібної форми, що формуються при вкорененні в'язкої магми між шарами порід. Розміри їх від сотень метрів до кілометрів.



Згідні інтрузії: 1 – сили; 5 – лополіти; 6 – лаколіти

Незгідні інтрузії: 2 – батоліт; 3 – шток; 4 – дайка

Рисунок 2.5 – Форми магматичних інтрузивних тіл у земній корі¹

¹ Рисунок з сайту <https://studfile.net/preview/16584971/>

Лополіти – міжшарові чашоподібні тіла, утворення яких зумовлено просіданням гірських порід під дією ваги магми, що впровадилася між шарами.

Факоліти – відносно невеликі тіла, які приурочуються до місць перегинів шарів осадових порід.

Батоліти – найбільш великі глибинні тіла, що складаються зазвичай з гранітів та близьких до них за складом порід. Площі їх поширення вимірюються тисячами квадратних кілометрів. До низу батоліти зазвичай розширюються, однак загальна їх потужність за геофізичними даними не перевищує 5–10 км.

Штоки – тіла неправильної форми, які звичайно приурочені до перетинань великих глибинних розломів у земній корі. Вони можуть бути представлені різними за своїм складом породами. Нерідко штоки є відгалуженням від батолітів.

Дайки – крутопадаючі інтрузії плитоподібної форми, що перетинають будь-які інші породи. Розміри варіюють від метрових тіл до утворень потужністю у сотні метрів.

Неки – трубоподібні тіла, що являють собою затверділу лаву в жерлах давніх вулканічних апаратів.

Жили – витягнуті тіла неправильної форми, мінливі за потужністю і часто з відгалуженнями. Утворюються внаслідок заповнення магмою неправильних за формою порожнин і тріщинуватих зон у земній корі.

Кислі породи є найпоширенішими в земній корі серед магматичних порід. Вони мають світле забарвлення сірих та рожевих відтінків і складені кварцом, польовими шпатами, біотитом, мусковітом, інколи присутні рогова обманка, піроксени. Серед них найбільш широко розповсюджені інтрузивні граніти та їх ефузивні аналоги ріоліти (ліпарити) і дацити [1, 5].

Граніт має повнокристалічну, переважно середньозернисту, рідше крупно- і дрібнозернисту структуру. Складений кварцом (25–35%), ортоклазом (35–40%), плагіоклазом (наприклад, лабрадор – 20–25%), біотитом, мусковітом, роговою обманкою (до 5%). Найпоширеніша текстура – масивна.

Ліпарит характеризується порфіровою структурою, в якій на фоні світлої склуватої основної маси виділяються вкраплення

кристалів та зерен польових шпатів, кварцу. Найпоширенішою текстурою є пориста.

Середні породи мають сірий, світло-сірий колір. Головними породоутворюючими мінералами є плагіоклази і рогова обманка, а кварц і біотит відносяться до другорядних мінералів. Найхарактернішими представниками середніх порід є діорити і андезити. У порівнянні з кислими породами вони зустрічаються рідше і складають не більше 3 % від обсягу усіх магматичних порід [1, 5].

Діорит – інтрузивна порода повнокристалічної структури, масивної текстури. Мінеральний склад: плагіоклаз – до 70 %, кварц – 1–5 %, темноколірні рогові обманка і біотит – до 30 %.

Андезит – це ефузивний аналог діориту. Він характеризується порфіровою текстурою: на фоні нерозкристалізованої основної маси виділяються світло-сірі вкраплення плагіоклазу і чорні – рогової обманки і піроксенів. Текстура масивна або флюїдальна.

Оснóвні породи складені плагіоклазом (андезин, лабрадор) і піроксенами. Значна кількість у породі темнокольорових мінералів надає їй темно-сірого (до чорного) забарвлення. Найпоширенішими в земній корі породами цієї групи є габро-лабрадорит і базальт. На зразки цих порід може реагувати магнітна стрілка компасу завдяки наявності у їх складі кристалів магнетиту [1, 5].

Габро-лабрадорит – інтрузивна порода з повнокристалічною середньо- і крупнозернистою текстурою, масивною текстурою. Породоутворюючі темні мінерали представлені піроксенами (35–50 %), роговою обманкою і олівіном, а світлі – плагіоклазами. Якщо порода повністю складена основним плагіоклазом лабрадором, то така порода називається лабрадорит.

Базальт – це ефузивний аналог габро, часто порфірової структури. У порфірових вкрапленнях плагіоклаз, піроксен, інколи олівін. Текстура породи масивна або пориста (див. рис. 2.2, а; 2.3).

Ультраоснóвні породи ще називають гіпербазитами або ультрамафітами. Відомі представники цієї групи – піроксеніти, складені піроксенами та олівіном (до 10–20 %) [1, 5].

Осадóві гірські породи

Осадóві гірські породи утворюються на поверхні Землі під впливом екзогенних геологічних процесів. Вони покривають біля 75 %

поверхні континентів, утворюючи типові для них геологічні тіла – *шари або верстви*. За своїм походженням всі осадові породи поділяються на три генетичні групи [1, 2, 4]:

- *уламкові* (руйнування на тверді частки магматичних, метаморфічних або осадових порід, їх перенесення та відкладення);
- *хемогенні* (відкладення способом розчинених у воді речовин);
- *органогенні* (накопичення продуктів життєдіяльності організмів).

Уламкові осадові породи утворюються в результаті механічного руйнування (фізичного вивітрювання) вже існуючих порід і накопичення їх уламків. В залежності від розмірів уламків розрізняють наступні гранулометричні групи порід:

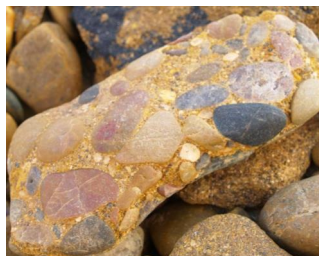
- *грубоуламкові*, або псефіти – породи, розмір уламків яких перевищує 2 мм в поперечнику;
- *піщані*, їх ще називають псамітами, розмір уламків яких знаходиться в межах 2–0,1 мм;
- *пилюваті*, або алеврити, що мають розмір уламків 0,1–0,01 мм;
- *глинисті*, або пеліти, розмір уламків від 0,01 до 0,005 мм.

За формою уламки поділяються на обкатані, напівобкатані та необкатані, кутасті (рис. 2.6).

Ступінь обкатаності залежить від того, на яку відстань, за який час та яким способом (водою, вітром, льодовиком) переносилися уламки. Саме розмір і форма уламків покладені в основу класифікації уламкових порід (табл. 2.2) [1, 2].



a



б

Рисунок 2.6 – Зцементовані кутасті уламки брекчії (а)¹
та напівобкатані уламки конгломерату (б)

¹ Фото з сайту <https://kartinki.pics/55090-brekchija-tekstura.html>

Таблиця 2.2 – Класифікація уламкових порід

Групи гірських порід	Розмір уламків, мм	Пухкі породи		Зцементовані породи	
		Обкатані уламки	Кутасті уламки	Обкатані уламки	Кутасті уламки
Грубоуламкові породи (псефіти)	Крупні >200	Валуни	Брили	Конгломерати	Брекція
	Середні 200–10	Галька	Щебінка		
	Дрібні 10–2	Гравій	Жорства	Гравеліти	
Піщані породи (псаміти)	Грубі, 2–1	Піски грубозернисті		Пісковики грубозернисті	
	Крупні 1–0,5	Піски крупнозернисті		Пісковики крупнозернисті	
	Середні 0,5–0,25	Піски середньозернисті		Пісковики середньозернисті	
	Дрібні 0,25–0,1	Піски дрібнозернисті		Пісковики дрібнозернисті	
Алевритові породи (алеврити)	0,1–0,01	Алеврити Лес		Алевроліти	
Глинисті породи (пеліти)	<0,01	Глини		Аргіліти	

Уламкові породи можуть бути пухкими (не зцементованими) або скріпленими цементом (зцементованими). За складом цемент може бути кременистим, залізистим і карбонатним. До структурних особливостей уламкових порід належить також їх пористість. Розрізняють пористість грубу, крупну, дрібну та тонку.

Хомогенні породи – це осадові породи, які утворилися в результаті випадіння мінеральних солей із водних розчинів. Вони формуються, в основному, на дні водойм (океанів, морів, озер, боліт). Хомогенними є також відклади підземних вод, представлені сталактитами, сталагмітами.

Структури хомогенних порід визначаються агрегатним станом мінералів, які їх складають (*кристалічна* або *аморфна*), і розмірами зерен. Розрізняють *яснозернисту* (розмір зерен більше 0,1 мм), *тонкозернисту* (0,1–0,01 мм) і *прихованозернисту* (<0,01 мм) структури. Окрім того, для хомогенних порід (боксити, залізні та марганцеві руди) характерна оолітова структура.

В основу класифікації хомогенних гірських порід покладений їх мінеральний склад (табл. 2.3) [1, 2, 4].

Виділяють такі групи порід:

- карбонати (вапняк, мергель);
- сульфати і галоїди (гіпс і кам'яна сіль відповідно);
- оксиди і гідрооксиди заліза (бурий залізняк) і алюмінію (боксит).

Вапняк є однією із найбільш поширених осадових порід. Складається з мінералу кальциту, який реагує із соляною кислотою. Колір вапняку змінюється від білого до світло-жовтого, сірого, інколи майже до чорного. Структура породи переважно тонкозерниста, текстура масивна або пориста.

Мергель – це глинистий вапняк, в якому вміст глинистих часток досягає 50 %. Найчастіше мергель має чітко виражену шарувату будову, внаслідок чого розколюється вздовж шаруватості на окремі пластини. Головною властивістю є реакція із соляною кислотою, після якої на зразку залишається брудна пляма.

Таблиця 2.3 – Класифікація хомогенних гірських порід

Найменування породи (мінеральний склад)	Структура	Текстура	Середовище утворення
Вапняк (кальцит)	Тонкозерниста	Масивна, Пориста	Моря, океани
Мергель (кальцит, каолінит)	Тонкозерниста	Тонкопориста	Моря, океани
Гіпс (гіпс)	Кристалічна	Масивна	Мілководні озера, моря
Кам'яна сіль (галіт)	Кристалічна	Масивна	Мілководні моря
Бурій залізняк (лімоніт)	Оолітова	Пориста	Болота, озера, шельф морів
Боксит (б'оміт, діаспор, гібсит)	Оолітова, зерниста, уламкова	Плямиста	Суша, вологі тропіки

Гіпс зустрічається у вигляді світлозабарвлених зернистих агрегатів, які складені мінералом гіпсом. Різні домішки можуть надавати йому різноманітних відтінків. Порода легко дряпається нігтем.

Кам'яна сіль утворює скупчення прозорих кристалів галіту. Найчастіше має білий колір, рідше світло-сірий, жовтуватий за рахунок домішок. Індивідуальна діагностична ознака – солоний смак.

Бурий залізняк утворюється в результаті випадіння в осад гідратів оксидів заліза з водних розчинів. Порода може мати оолітову і шаркатувану структуру і масивну, кавернозну або конкреційну текстуру. Характерною властивістю бурого залізняка є жовто-бура риска.

Боксит характеризується різноманітним зовнішнім виглядом. Присутність в породі гідрооксидів заліза надає породі червоного, бурого, коричневого, зеленувато-сірого забарвлення; зустрічаються також сірі, білі, жовті, чорні різновиди. Структура породи здебільшого оолітова, зерниста та уламкова. Боксити є головним джерелом видобутку алюмінію.

Органогенні осадові породи в природі тісно пов'язані з хемогенними і утворюються в результаті накопичення залишків організмів і рослин. Головні органогенні осадові породи – це вапняк-черепашник, крейда, торф, горючі сланці, буре і кам'яне вугілля, антрацит, нафта. Найбільш поширеними серед них є вапняки органогенного походження – *вапняки-черепашники*, які складені залишками скелетів організмів. За видовою приналежністю органічних решток виділяються вапняки коралові, брахіоподові, фузулінові та інші. За ступенем цілісності органічних решток виділяються такі типи структур [1, 2, 4]:

- *органогенна* (порода складена майже непошкодженими залишками організмів і рослин);
- *органогенно-уламкова* (приблизно в рівних кількостях присутні вцілілі та подрібнені рештки);
- *детритова* (порода представлена уламками черепашок, скелетів, частками рослин).

Іноді органічні рештки настільки дрібні, що їх первинну природу можна виявити лише під мікроскопом. Таким прикладом є *крейда*, що складається з мікроскопічних решток моллюсків (форамініфер) і вапнистих водоростей (коколітофорид). В залежності від походження органічної речовини розрізняють структури:

- *зоогенну*, коли органічна речовина представлена залишками представників тваринного світу;
- *фітогенну*, якщо спостерігаються рослинні залишки.

Текстура органогенних порід переважно шарувата, пориста, рідше масивна. Класифікація цих гірських порід приведена в табл. 2.4.

Таблиця 2.4 – Класифікація органогенних осадових гірських порід

Найменування породи	Структура	Текстура	Умови утворення
Вапняк-черепашник	Органогенна	Пориста	Світовий океан
Крейда	Детритова	Масивна, мікропориста	Світовий океан
Горючий сланець	Тонкозерниста	Щільна, шарувата	Мілководдя
Торф	Фітогенна	Пухка, землиста	Болота
Буре вугілля	Фітогенна	Щільна, мікропориста	Болота, озера, лагуни
Кам'яне вугілля	Фітогенна	Щільна	Болота, озера, лагуни

Торф – це пухка порода жовтого, бурого або чорного кольору, що містить значну кількість рослинних рештків (листя, стебла, коріння, мохи тощо). Він утворюється при неповному розкладанні в болотах рослинності за участю безкисневих (анаеробних) бактерій. Торф є легкою і м'якою породою, що розрізається ножом. Із торфу в глибинних умовах під дією підвищених температур і тиску утворюється спочатку буре, а потім кам'яне вугілля.

Буре вугілля характеризується темно-бурим або чорним забарвленням, щільною текстурою, землистим зломом, матовим блиском. Зустрічаються нерозкладені рештки рослин.

Кам'яне вугілля – це результат подальшого процесу вуглефікації органічної речовини. Порода має чорний колір, більшу ніж у бурого вугілля щільність, раковистий злам. Нерозкладені рештки рослин відсутні.

Антрацит – результат найвищого ступеню перетворення органічної речовини в умовах високих температур і тисків. У порівнянні з кам'яним вугіллям має вищу твердість – 2–2,5. Порода чорного кольору з сіруватим відтінком і сильним металевим блиском, щільна, не залишає брудного сліду на руках.

Горючий сланець – це змішана порода уламкового і органогенного походження. Утворюється на дні водних басейнів при одночасному накопиченні органічної речовини (від 20 до 60%)

і глинистого та вапнистого матеріалу. Забарвлення сіре, кремове, злам раковистий. При згорянні чутно сильний запах бітуму.

Метаморфічні гірські породи

Метаморфічні породи утворюються в результаті перетворення осадових, магматичних і метаморфічних гірських порід на великих глибинах у земній корі під впливом температури, тиску, а також флюїдів (газів та водних розчинів). Для цих порід характерні повнокристалічні структури та орієнтовані текстури. Успадковані від первинних порід структури і текстури називаються реліктовими. Метаморфічні породи, які утворилися за рахунок метаморфізму магматичних утворень, називаються ортопородами, осадових порід – парапородами [2, 5].

Виділяються такі головні текстури метаморфічних порід [4, 5]:

– *масивна*: порода є мономінеральною, а мінерал, який її складає, має відносно ізометричну форму (кварцит, мармур – див. рис. 2.2, а);

– *сланцювата*, характерна для порід, що містять мінерали видовженої призматичної, пластинчастої або лускуватої форми, які розташовуються вздовж взаємно паралельних площин. Внаслідок цього вони можуть розколюватися на окремі пластини (глинистий сланець, кристалічний сланець);

– *гнейсова*, утворюється мінералами, які набули видовжених форм в результаті метаморфізму (рис. 2.7, а). Зерна орієнтовані в одному напрямку, проте на відміну від сланцюватої текстури не утворюють площин, вздовж яких порода може розколюватися (гнейс);

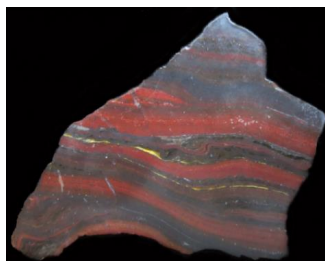
– *смугаста*, має чергування смуг різного кольору, мінерального складу і потужності (залізистий кварцит – рис. 2.7, б).

Найпоширенішими метаморфічними породами є філіт, слюди-стий сланець, кристалічний сланець, гнейс, кварцит, залізистий кварцит, мармур. У табл. 2.5 приведена класифікація метаморфічних гірських порід.

Філіт утворюється в умовах відносно невисоких температур, але при значному орієнтованому (односторонньому) тиску, що діє на первинні глинисті породи. Складається із дрібних лусок слюди, які утворюють добре виражену сланцювату текстуру і має сильний шовковистий блиск на площинах сланцюватості; колір від сірого до чорного, інколи червоний.



a



б

Рисунок 2.7 – Текстури метаморфічних порід:
a – гнейсова¹; *б* – смугаста²

Таблиця 2.5 – Класифікація метаморфічних гірських порід

Назва породи	Мінеральний склад	Вихідна порода
Філіт	Слюди, кварц	Глина, аргіліт
Слюдистий сланець	Польовий шпат, слюда, кварц	Глина, аргіліт
Кристалічний сланець	Польовий шпат, біогит, рогова обманка, гранат	Осадкові або магматичні породи
Гнейс	Кварц, польові шпати, слюди, рогова обманка	Осадкові породи, граніт, діорит
Кварцит	Кварц	Пісковик кварцовий
Залістий кварцит	Магнетит, кварц, гематит	Пісковик з бурим залізняком
Мармур	Кальцит	Вапняк, мергель

Слюдистий сланець – це результат подальшого підвищення тиску і температури при метаморфізмі тих же осадових порід. У порівнянні з філітами сланці набувають повнокристалічної дрібно- та середньозернистої структури, в їх складі з'являються кварц, польовий шпат.

¹ Фото з сайту https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/af/Orthogneiss_Geopark.jpg/1024px-Orthogneiss_Geopark.jpg

² Фото з сайту mindat.org/photo-585726.html

Кристалічний сланець характеризується повнокристалічною середньо- або крупнозернистою структурою, сланцюватою та гнейсовою текстурами. Утворюється при перетворенні в умовах високих тисків і температур осадових або магматичних порід основного складу. В його складі переважають польові шпати, біотит, рогова обманка, гранат при незначній кількості кварцу (до 5–15 %).

Гнейс – повнокристалічна порода, що виникла в результаті метаморфічних перетворень осадових або магматичних порід кислого та середнього складу, що визначає його переважно світло-сірий колір. Має типову гнейсову текстуру.

Кварцит має повнокристалічну структуру та масивну текстуру, майже цілком складений із кварцу (95–99%). Утворюється за рахунок кварцових пісковиків, пісків. У чистому вигляді кварцит характеризується білим або світло-сірим кольором, але присутність домішок можуть його забарвлювати у бурій, коричневий, малиновий та інші відтінки.

Залізистий кварцит – це специфічна метаморфічна порода, яка широко розповсюджена в архейських та протерозойських товщах. Її індивідуальна діагностична ознака – смугаста текстура, що складається з чергування нерудних (кварц, карбонати тощо) та рудних смуг (гематит, магнетит тощо). Ці породи є сировиною для видобутку заліза.

Мармур утворюється при метаморфізмі вапняків. Колір породи переважно білий, світло-сірий, сірий, але доволі розповсюдженими є рожеві, червонуваті, зеленкуваті, чорні та інші різновиди. Структура мармуру тонкозерниста, прихованокристалічна; текстура – масивна, смугаста.

Завдання для виконання практичної роботи

Заповнити таблицю 2.6, використовуючи теоретичні дані, наведені в практичній роботі та самостійно знайдені у відкритих джерелах (Інтернеті). Для опису пропонуються наступні гірські породи: граніт, діорит, габро, ліпарит, андезит, базальт, конгломерат, брекчія, пісковик, алевроліт, лес, аргіліт, вапняк, мергель, гіпс, кам'яна сіль, бурій залізняк, боксит, вапняк-черепашник, крейда, горючий сланець, торф, буре вугілля, кам'яне вугілля, філіт, слюдистий сланець, кристалічний сланець, гнейс, кварцит, залізистий кварцит, мармур.

Таблиця 2.6 – Опис магматичних, осадових та метаморфічних гірських порід

Структура	Текстура	Характеристика породи		Назва породи, генетичний тип, приклад (фото)
		Мінеральний склад	Колір	
Крупно-зерниста	Масивна	Ортоклаз, кварц, біотит,	Світло-рожевий Немає	Граніт, магматична, інтрузивна, кисла 
Кристалічна	Масивна	Гіпс	Від білого до сірого, іноді рожевий	Гіпс, осадова, хомогенна 

Запитання до самоперевірки

1. Що таке структура гірської породи?
2. Що таке текстура гірської породи?
3. Які породи утворюються при вкоріненні кислої магми в вапняки?
4. Які породи утворюються при вкоріненні основної магми в глини?
5. Як утворюються осадові породи?
6. До якого типу гірських порід відноситься мергель?
7. Як називаються пластоподібні тіла, що утворюються в результаті вкорінення магми між шарами осадових порід?
8. Назвіть інтрузивний і ефузивний аналоги основних порід.
9. До якого типу гірських порід відноситься буре вугілля?
10. До якого типу гірських порід відноситься торф?
11. З яких порід утворюються метаморфічні породи?

Визначення віку гірських порід є дуже важливим, оскільки це необхідно для майже усіх геологічних побудов та висновків. Головними методами для цього слугують стратиграфічні, біостратиграфічні (палеонтологічні) та радіологічні (ізотопні). Стратиграфічні методи застосовуються для визначення відносного віку порід та засновані на принципі послідовного їх нашарування: шар породи, який залягає нижче, більш давній у порівнянні з шаром, що залягає вище. Палеонтологічний метод також визначає відносний вік гірських порід. В його основі закладений головний принцип еволюції органічного світу – беззупинне і поступове ускладнення організмів, поява більш організованих їх форм. Тому кожному відрізу геологічного часу відповідає визначений склад життєвих форм. Ізотопні методи дозволяють визначити абсолютний вік гірських порід. Вони використовують фундаментальний фізичний закон розпаду радіоактивних ізотопів, що містяться в земній корі [5].

Гармонійне сполучення усіх методів дозволило виявити основні події, що трапилися протягом часу існування Землі. Аналіз таких подій в еволюції живої матерії надав можливість поділити геологічну історію Землі на ряд етапів розвитку – геохронологічні одиниці, тобто одиниці геологічного часу. Кожному відрізу часу характерне накопичення власного складу осадових порід, що знайшло своє відображення у стратиграфічній шкалі осадового комплексу порід на Землі, де встановлена послідовність формування товщ порід і їх просторове положення у стратиграфічному розрізі. Розвиток ізотопних методів дозволив визначити абсолютний вік цих стратиграфічних підрозділів.

У зв'язку з цим була розроблена і прийнята в усьому світі геохронологічна шкала, у якій найбільш тривалі відрізки часу поділені на ряд менш тривалих, а ті, у свою чергу, ще на коротші інтервали і т. д. Найбільші відрізки часу – еони поділяються на ери, ери – на періоди, періоди – на епохи.

Поєднанням геохронологічної і стратиграфічної шкал була побудована геохронологічна таблиця (табл. 3.1).

Таблиця 3.1 – Геохронологічна таблиця

Еон Еонотема	Ера Ератема	Період (система) Індекс	Епоха (відділ)	Індикс	Вік нижньої межі, млн років
Фанерозойський Фанерозойська (ФН)	Кайнозойська KZ	Четвертинний (четвертинна) Q	Голоценова (голоценовий)	Q _п	2,58
			Плейстоценова (плейстоценовий)	Q _т	
		Неогеновий (неогенова) N	Пліоценова (пліоценовий)	N ₂	23±0,3
			Міоценова (міоценовий)	N ₁	
		Палеогеновий (палеогенова) P	Олігоценова (олігоценовий)	P ₃	66±2
			Еоценова (еоценовий)	P ₂	
	Палеоценова (палеоценовий)		P ₁		
	Мезозойська MZ	Крейдяний (крейдяна) K	Пізньюкрейдяна (верхньокрейдяний)	K ₂	145±0,2
			Ранньокрейдяна (нижньокрейдяний)	K ₁	
		Юрський (юрська) J	Пізньюорська (верхньоюрський)	J ₃	201,4±0,2
			Середньоюрська (середньоюрський)	J ₂	
			Ранньоюрська (нижньоюрський)	J ₁	
		Тріасовий (тріасова) T	Пізнютьріасова (верхньотріасовий)	T ₃	251,9±0,03
	Середньотріасова (середньотріасовий)		T ₂		
	Ранньотріасова (нижньотріасовий)		T ₁		
	Палеозойська PZ	Пермський (пермська) P	Лопінська (лопінський)	P ₃	298,9±0,15
			Гваделупський (гваделупський)	P ₂	
			Приуральський (приуральська)	P ₁	
Кам'яновугільний (кам'яновугільна) C		Міссісіпський (міссісіпська)	C ₂	358,9±0,4	
	Пенсільванський (пенсільванська)	C ₁			

Продовження таблиці 3.1

Еон Еонотема	Ера Ератема	Період (система) Індекс	Епоха (відділ)	Індекс	Вік нижньої межі, млн років
Фанерозойський Фанерозойська (PH)	Палеозойська PZ	Девонський (девонська) D	Пізньодевонська (верхньодевонський)	D ₃	419,2±3,2
			Середньодевонська (середньодевонський)	D ₂	
			Ранньодевонська (нижньодевонський)	D ₁	
		Сілурійський (сілурійська) S	Пржидольський (пржидольська)	S ₄	443,8±1,5
			Лудловський (лудловська)	S ₃	
			Венлокський (венлокська)	S ₂	
			Лландоверійський (лландоверійська)	S ₁	
		Ордовикський (ордовикська) O	Пізньюордовикська (верхньоордовикський)	O ₃	485,4±1,9
			Середньоордовикська (середньоордовикський)	O ₂	
			Ранньоордовикська (нижньоордовикський)	O ₁	
		Кембрійський (кембрійська) Є	Фурогнський (фурогнська)	Є ₄	538,8±0,2
			Мяолінгський (мяолінгська)	Є ₃	
			Відділ 2	Є ₂	
			Терреновський (терреновська)	Є ₁	
		Протерозойський Протерозойська	Неопротерозойський (неопротерозойська)	PR ₃	1000
			Мезопротерозойський (мезопротерозойська)	PR ₂	1600
Палеопротерозойський (палеопротерозойська)	PR ₁		2500		
Архейський Архейська	Неоархейський (неоархейська)	AR ₄	2800		
	Мезоархейський (мезоархейський)	AR ₃	3200		
	Палеоархейський (палеоархейська)	AR ₂	3600		
	Еоархейський (еоархейська)	AR ₁	4000–4567		

Примітка: за даними Міжнародного Стратиграфічного комітету [6]

Співвідношення геохронологічних і стратиграфічних одиниць наведені у схемі:

Геохронологічні одиниці		Стратиграфічні одиниці
Еон	↔	Еонотема
Ера	↔	Ератема
Період	↔	Система
Епоха	↔	Відділ
Вік	↔	Ярус
Фаза	↔	Зона

Перші чотири графи таблиці мають подвійну назву. Наприклад, період і система. Перше слово тут – назва відрізка часу, а друга – назва комплексу гірських порід, що утворилися за цей час. Так, крейдовий період (К), але крейдова система (К); пізньоюрська епоха (J₃), але верхній відділ юри (J₃) і т. д.

У геохронологічній таблиці також позначається вік усіх стратиграфічних підрозділів, їх індекси, кольори (або їх назви) для відображення віку гірських порід на геологічних картах, розрізах і т. п.

Довідкова інформація

Головні події у розвитку органічного світу Землі [5]

Архейська ера (прадавня ера)

Найдавніші, архейські, відклади земної кори здебільшого бувають дуже метаморфізовані. У них майже зовсім нема органічних решток, і це дуже обмежує застосування палеонтологічного методу для розчленування архейських відкладів. Тому поділяють їх на основі послідовності утворення порід та їх літологічного складу – за стратиграфічним і літологічним методами. В основному поділити архейські поклади можна за допомогою визначення ступеня метаморфізації та незгідного положення верств. Застосовуючи ці методи, можна розподілити архейські відклади на ряд формацій, які мають місцеве значення і які важко синхронізувати.

Протерозойська ера (ера першого життя)

Протерозойські відклади від архейських відрізняються меншим ступенем метаморфізації, причому у верхній частині їх спостерігаються поклади порід, що мало змінили свій вигляд і іноді мають у собі органічні рештки. Протерозойська ера відзначається дуже інтенсивними орогенічними (гороутворюючими) рухами, які мали певну орогенічну послідовність, і тому протерозойські відклади можна поділити на ряд комплексів порід. Орогенічні рухи виявляються в певних орогенічних зонах, де через це утворювалися значні гірські кряжі. У зв'язку з великими орогенічними процесами відбувалися і потужні вулканічні явища.

Загальний розвиток життя на цьому ступені історії Землі охарактеризувати важко, але органічне життя у протерозої, ймовірно, вже було значно розвинене: відомі з цих відкладів залишки примітивних вапнистих водоростей, а також черв'яків, плечоногих, молюсків, кишковопорожнинних та найпростіших одноклітинних тварин.

Палеозойська ера (ера прадавнього життя)

Палеозойська ера – час дуже інтенсивних рухів земної кори; протягом неї два рази повторювалися орогенічні рухи, котрі приводили до різких змін фізико-географічних умов. Це мало велике значення в розвитку тваринного й рослинного світу; наприкінці ери вже були всі типи тварин, що живуть і зараз. Палеозойська флора менш різноманітна, ніж фауна. Палеозойську еру поділяють на п'ять періодів: кембрійський, ордовикський, силурійський, девонський, кам'яновугільний та пермський.

Кембрійський період характеризується як відносно спокійний. Значних орогенічних рухів в кембрії не було. Найбільш поширеними серед тварин кембрійського періоду були археоціати та трилобіти, які зовсім вимерли, а також черви, голотурії та ін. Залишків хребетних тварин не знайдено.

Рослини представлені водоростями і бактеріями. З'являються прості наземні рослини – псилофіти.

Ордовикський період дає початок інтенсивним переміщенням земної кори, котрі закінчуються наприкінці девонського періоду та мають назву каледонського орогенезу. Органічне життя досягло

значного розвитку. Тут були численні найпростіші організми, губки, особливо корали. Високого розквіту досягли плечоногі.

Силурійський період – це період інтенсивного каледонського орогенезу. Органічне життя досягло значного розвитку. Тут були численні найпростіші організми, губки, корали, голкошкірі, молюски і ракоподібні древніх, вже вимерлих груп. Трилобіти переживають свій розквіт і під кінець починають вимирати. З'являються перші хребетні тварини – примітивні кистепері риби. Відбувався подальший розвиток псилофітів.

Девонський період. Каледонські орогенічні рухи, слабнучи, відчувалися протягом усього девонського періоду. Протягом цього періоду продовжували посилено розвиватися панцирні і кистепері риби, головоногі, що відносяться до вимерлої групи гоніатитів, а також гігантські раки. З'явилися стегоцефали, що відносяться до класу земноводних (амфібій), пращурами яких були кистепері риби. Трилобіт почав поступово вимирати. Існувало порівняно багато плечоногих, наприклад спіриферів; були широко поширені голкошкірі передусім морські лілії і корали. Хребетні тварини представлені переважно водними тваринами, безщелеповими і рибами.

Розвивалися потайношлюбні рослини (папоротники, хвощі, плауни, гриби тощо), панували псилофіти, вперше з'являються хвощі та перші папоротеві, які значного розвитку досягли за верхню девонську епоху.

Кам'яновугільний (карбонівий) період відзначається великими орогенічними рухами, які відомі під назвою герцинського орогенезу. Цей орогенез виявлявся і протягом усього наступного, пермського, періоду.

Кам'яновугільний період характеризується буйним розквітом рослинного світу. Найбільшого розвитку в карбоні досягли папоротеподібні рослини – папороті, хвощі, плауни, види, перехідні від папоротей до голонасінних рослин.

Тваринний світ подібний до девонського, але в карбоні набувають великого значення ті тварини, що в девоні посідали другорядне місце; разом з тим девонські провідні форми відходять на другий план. Зокрема, посилено розвивалися земноводні. Продовжувалася еволюція кистеперих, акулоподібних

риб, плечоногих (спіриферіди, продуктиди). Загальне число родів та видів плечоногих у порівнянні з числом їх в девоні, силурі і ордовіку скоротилося. Вимирали багато представників девонських, силурійських і ордовікських голкошкірих, трилобітів і гігантських раків. Широко представлені форамініфери. Продовжували існувати гоніатити і голкошкірі. Членистоногі мають багато видів з класу павуків, комах та стоніжок. Болотисті і лісисті місця населяли амфібії і перші представники плазунів *Reptilia*, що з'явилися наприкінці періоду.

Пермський період. В пермському періоді закінчується герцинський орогенез. Наприкінці цього періоду вимирають останні характерні представники палеозойської ери – трилобіти, чотирипроменеві корали, головоногі молюски ортоцерати. Брахіоподи досягають великого розвитку, але під кінець починають вимирати, а замість них з'являються інші роди. З нових тварин починають дуже інтенсивно розвиватися амоніти. Особливо характерним для пермського часу є також інтенсивна еволюція хребетних, зокрема амфібій, панцерно-голових та звіроподібних рептилій.

Флора пермського періоду дуже близька до кам'яновугільної, тобто в основному переважають папоротеподібні рослини. В кінці пермського періоду починають розвиватися нові групи рослин, яких до цього не було на Землі, – це хвойні дерева та саговники. Отже, перм характерний тим, що органічний світ тут, який мав ознаки палеозою, вмирає. Натомість з'являються групи тварин, що розвинулися протягом наступної мезозойської ери.

Мезозойська ера (ера середнього життя)

Мезозойська ера відрізняється від палеозойської відносним спокоєм. Орогенічних процесів великої сили в мезозої немає, але протягом усього мезозою відбуваються значні вертикальні коливання земної кори, що кілька разів викликало великий наступ моря на суходіл. Були епохи, коли море покривало більшу частину сучасних материків.

Мезозойська ера характеризується розвитком рептилій, які пережили тоді стадію розквіту. Вони пристосувалися до різних умов життя, населяючи суходіл, море й повітря. Крім того, за мезозойської

ери з'являються перші представники нових класів тварин – ссавці та птахи. Серед безхребетних тварин у мезозойській ері живуть численні амоніти та белемніти. Рослинний світ мезозою відмінний від палеозою. Основна роль тепер належить хвойним рослинам та саговникам, що почали переважати на Землі ще з другої половини пермського періоду. Наприкінці мезозою з'являються квіткові рослини, розвиток яких починається в наступну кайнозойську еру. В мезозої відмічається повільна зміна фауни від палеозою, але на межі мезозою й кайнозою зміна фауни відбувається раптово.

Тріасовий період – один з найспокійніших періодів мезозойської ери і в цілому в історії Землі. В цей час зовсім не було значних орогенічних рухів. Тваринний світ в тріасі зовсім інший порівняно з пермським періодом. Тут особливо поширені рептилії, серед яких на першому місці морські форми. Водночас починається інтенсивна еволюція наземних ящерів і птахоящерів. Розвивалися плазуни, з'явилися тварини, що живуть у воді (іхтіозаври, плезіозаври), земноводні (крокодилові, черепахи) і сухопутні (динозаври); перші кісткові риби, які панують в морях і нині, а також представники ссавців. У тріасі вимирають примітивні палеозойські рептилії та панцерно-голови амфібії. З безхребетних панують амоніти і з'являються представники белемнітів та шестипроменевих коралів. Прогресують червононогі молюски. Рослинний світ тріасу не різноманітний – хвойні рослини, папороті та хвости.

Юрський період. В цей період починаються орогенічні процеси під назвою кіммерійського орогенезу. У юрському періоді жили ссавці того ж типу, що і в тріасі. З'явилися перші птахи – зубасті, з довгим хвостом і кігтями на крилах (археоптерикси) і плазуни (літаючі ящери, птеродактилі), у тому числі представники гігантських форм; деякі з них були величезних розмірів понад 20 м. Рептилії населяли моря, жили на суходолі та літали в повітрі. Спостерігався значний розвиток кісткових риб, а також амонітів і белемнітів, подібних до яких зараз немає.

Крейданий період характеризується умовами, цілком подібними до умов юрського періоду. У ранній крейді закінчується кіммерійська епоха гороутворення, а у пізній крейді починає проявлятися

альпійський орогенез, який триває і дотепер. Тут починають вимирати представники юрської фауни і флори і розвиваються нові, виключно крейдяні роди. Така зміна відбувається серед амонітів, юрські форми поступаються місцем перед крейдяними, і всі наприкінці крейдяного періоду раптово вимирають, не залишаючи потомків. Цілком подібний розвиток був у рептилій. На початку крейдяного періоду існують ще велетенські форми, але наприкінці періоду ці гігантські тварини мезозою зовсім вимирають. Цікавий розвиток птахів: в крейдяному періоді жили їх представники, що за своєю будовою вже були справжні птахи, але мали на щелепах численні зуби, чим дуже нагадували рептилій. Ці птахи характерні саме для крейдяного періоду, в кінці якого безслідно вимирають. Замість вимираючих представників мезозою починають інтенсивно розвиватися групи тварин, що зайняли пануюче місце в наступну еру. Рослинність крейдяного періоду на початку нагадує юрську, а у верхньокрейдяну епоху з'явилися покритонасінні рослини (квіткові), виникають ліси і флора земної кулі, набуваючи вигляд більш наближений до сучасного.

Кайнозойська ера (ера нового життя)

Кайнозойська ера – остання ера історії Землі; характеризується тим, що протягом неї поступово встановлюється сучасна конфігурація материків, розвиваються сучасні тварини і рослини. Ця ера на відміну від мезозойської характеризується величезними орогенічними рухами, під впливом яких утворилися сучасні гірські кряжі і поверхня Землі набула сучасного вигляду.

Палеогеновий і неогеновий періоди. Характеризуються розвитком вищих (плацентарних) ссавців, серед яких з'явилося багато великих форм. Ссавці представлені різними примітивними, іноді зовсім відмінними від сучасних, видами. З них можна згадати перших представників непарнокопитих і парнокопитих, хижаків та ін. У цей час з'являються перші представники приматів – давні напівмаври. Найбільш примітивні представники ссавців вимирають наприкінці палеогену, а інші доживають аж до четвертинного періоду. З плазунів (рептилій) збереглися тільки ящірки, змії, крокодили і черепахи. Продовжували розвиватися птахи, кісткові риби,

червоногі і двостулкові молюски, близькі до сучасних. Серед простіших поширені нумуліти – одноклітинні тварини, з вапняних черепашок яких утворилися дуже потужні шари вапняків. Рослинний світ нагадував сучасну субтропічну рослинність. Тут були поширені кипариси, сосни, смереки, пальми, драцени, фікуси, лаври, магнолії, а також звичайні – дуб, клен, платан, ясен, біла верба, злаки та ін.

Четвертинний період – останній період геологічної історії Землі. Тваринний світ четвертинного періоду в основному характеризується наявністю тих же самих основних груп тварин, що живуть і тепер. На початку періоду серед ссавців існували велетенські форми, які зараз вимерли. З таких величезних тварин слід згадати гігантського слона мамонта, який зовні цілком був подібний до слона, але мав довгу шерсть. Мамонти остаточно вимерли вже у зв'язку з діяльністю людини. Водночас з мамонтом жив його сучасник, вкритий шерстю носоріг. Великий вплив на поширення полярних тварин мав льодовик. Так, під впливом наступу льодовика пересувалися на південь такі полярні тварини, як гігантський олень та ін.

Найголовнішою ознакою четвертинного періоду є те, що на початку його з'являється людина і протягом усього періоду проходить довгий шлях розвитку. З розвитком матеріальної культури людини закінчується геологічна історія і починається історія людства.

Завдання до виконання практичної роботи

Користуючись даними щодо співвідношення кольорів червоного, зеленого та синього (Red.Green.Blue – RGB), у відповідних стовпчиках табл. 3.2 необхідно зафарбувати стовпчики «Система, Індекс» та «Віddіл» за допомогою вбудованих апаратних засобів текстового редактора MSWord або іншого графічного редактора. Розфарбовану стратиграфічну шкалу надати на перевірку в якості звіту з практичної роботи.

Запитання до самоперевірки

1. Які головні методи визначення відносного віку гірських порід?
2. Які головні методи визначення абсолютного віку гірських порід?
3. Скільки відділів має неогенова система?
4. Які рослини досягли найбільшого розвитку у карбонатному періоді?
5. Які тварини отримали значний розвиток у палеогеновий і неогеновий періоди?
6. Які системи мають назви відділів: нижній, середній, верхній?

Таблиця 3.2 – Стратиграфічна шкала

Еонотема	Ерагема	Система Індекс	Колір R. G.B	Відділ	Індекс	Колір R. G.B
Фанерозойський Фанерозойська (PH)	Кайнозойська KZ	Четвертинний (четвертинна) Q	255.247.153	Голоцен	Q_{II}	253.229.202
				Плейстоцен	Q_I	255.238.169
		Неогеновий (неогенова) N	255.221.44	Пліоцен	N₂	55.248.173
				Міоцен	N₁	255.241.1
		Палеогеновий (палеогенова) P	249.168.112	Олігоцен	P₃	253.198.145
				Еоцен	P₂	251.188.133
	Палеоцен			P₁	250.178.123	
	Мезозойська MZ	Крейдяний (крейдяна) K	133.199.111	Верхній	K₂	175.211.107
				Нижній	K₁	147.203.119
		Юрський (юрська) J	0.184.231	Верхній	J₃	170.225.250
				Середній	J₂	111.207.236
				Нижній	J₁	2.181.235
		Триасовий (тріасова) T	141.82.161	Верхній	T₃	188.157.201
				Середній	T₂	177.130.186
				Нижній	T₁	159.93.165
		Палеозойська PZ	Пермський (пермська) P	231.101.74	Лопінський	P₃
	Гваделупський				P₂	245.142.118
	Приуральський				P₁	232.120.99
	Кам'яновугільний (кам'яновугільна) C		104.174.177	Міссісіпський	C₂	125.188.198
			Пенсільванський	C₁	114.159.134	

Продовження таблиці 3.2

Еонотема	Ератема	Система Індекс	Колір R. G.B	Відділ	Індекс	Колір R. G.B
Фанерозойський Фанерозойська (PH)	Палеозойська PZ	Девонський (девонська) D	206.156.90	Верхній	D ₃	242.223.175
				Середній	D ₂	242.202.132
				Нижній	D ₁	228.179.109
		Сілурійський (сілурійська) S	177.221.201	Пржидольський	S ₄	227.242.231
				Лудловський	S ₃	189.227.220
				Венлокський	S ₂	176.222.210
				Лландоверійський	S ₁	151.212.200
		Ордовикський (ордовикська) O	0.168.142	Верхній	O ₃	126.202.174
				Середній	O ₂	42.186.156
				Нижній	O ₁	0.173.142
		Кембрійський (кембрійська) Є	139.170.121	Фуругнський	Є ₄	181.219.173
				Мяолінгський	Є ₃	171.206.161
				Відділ 2	Є ₂	159.193.149
				Терреновський	Є ₁	148.182.139
Протерозойський Протерозойська PR			240.90.120	Неопротерозойський	PR ₃	252.186.97
				Мезопротерозойський	PR ₂	251.187.125
				Палеопротерозойський	PR ₁	240.103.129
Архейський Архейська AR			236.2.141	Неоархейська	AR ₄	246.172.196
				Мезоархейська	AR ₃	242.136.175
				Палеоархейська	AR ₂	240.103.166
				Еоархейська	AR ₁	215.15.140

Приклад виконання завдання засобами редактора MSWord

Етап 1. Обрати інструмент «Заливка чарунки»

1 Таблиця 1.13 - Стратиграфічна шкала

Еонотема	Ератема	Система Індекс	Колір R.G.B	Відділ	Індекс	Колір R.G.B
		Четвертинний (четвертина)	255.247.153	Голоцен	Q ₁	253.229.202
		Неогеновий (неогенова)	255.221.44	Плейстоцен	N ₁	255.238.169

Етап 2. Ввести відповідні значення у комірки червоного, зеленого та синього кольорів

Таблиця 1.13 - Стратиграфічна шкала

Еонотема	Ератема	Система Індекс	Колір R.G.B	Відділ	Індекс	Колір R.G.B
		Четвертинний (четвертина)	255.247.153	Голоцен	Q ₁	253.229.202
	зооїська KZ	Неогеновий (неогенова)	255.221.44	Плейстоцен	N ₁	255.238.169
		Неогеновий (неогенова)	255.221.44	Піоцен	N ₂	55.248.173
		Неогеновий (неогенова)	255.221.44	Міоцен	N ₁	255.241.1

Етап 3. Отримати заливку чарунки у стратиграфічній таблиці

8 !!!

Таблиця 1.13 - Стратиграфічна шкала

Еонотема	Ератема	Система Індекс	Колір R.G.B	Відділ	Індекс	Колір R.G.B
		Четвертинний (четвертина)	255.247.153	Голоцен	Q ₁	253.229.202
	зооїська KZ	Неогеновий (неогенова)	255.221.44	Плейстоцен	N ₁	255.238.169
		Неогеновий (неогенова)	255.221.44	Піоцен	N ₂	55.248.173
		Неогеновий (неогенова)	255.221.44	Міоцен	N ₁	255.241.1

ВИЗНАЧЕННЯ ЕЛЕМЕНТІВ ЗАЛЯГАННЯ ШАРІВ ГІРСЬКИХ ПОРІД НЕПРЯМИМИ МЕТОДАМИ

Гірські породи осадового походження залягають у вигляді шарів або пластів (якщо мова йде про корисну копалину – вугілля, залізні руди, кам'яну сіль та ін.). Шари утворюються в результаті накопичення різноманітних осадків, тому первинна форма їх залягання – горизонтальна (рис 4.1, а). Подальші напруги в земній корі деформували гірські породи; в них утворилися різноманітні тектонічні порушення – складчасті (рис 4.1, г) та розривні.



а



б



в



г

Рисунок 4.1 – Форми залягання осадових гірських порід:
а – горизонтальне (пустеля Дахаб, Єгипет); б – моноклінальне (Таврські гори, Туреччина); в – вертикальне (р. Бодрак, Крим);
г – складчасте (с. Соляногірське, Крим) – власні фото

У результаті шари набули похилого і навіть вертикального залягання (рис. 4.1, в). Найбільш поширеною формою похилого залягання є моноклінальна (рис. 4.1, б) [1, 3, 4].

Монокліналію (від грецького «*моно*» – один, «*кліно*» – нахил) називається тектонічна структура, у якій нахил шарів спрямований в одну сторону на значну відстань.

Елементи залягання шару

Для характеристики будь-якої геологічної структури (будь то монокліналь або розривне порушення, тектонічна тріщина, кліваж або сланцюватість у метаморфічних товщах, первинні смугастість і лінійність в інтрузивах, рудна жила або пласт вугілля та ін.) необхідно мати точне уявлення про залягання цих геологічних поверхонь, тобто про положення їх у просторі відносно сторін світу і горизонтальної поверхні. Під час вивчення залягання геологічних тіл використовуються різноманітні методи. Найбільш часто зустрічається задача визначення залягання шарів гірських порід.

Шар – це геологічне тіло, яке складене однотипними породами й обмежене двома поверхнями – верхньої, що називається «покрівлею шару» і нижньої – «підшовою шару». У випадку моноклінального залягання шар являє собою похилу площину (умовно прийняту в покрівлі або підшві), просторове положення якої визначається елементами залягання – лініями простягання і падіння, їхніми азимутами і кутом падіння [1, 3, 4].

Лінією простягання (або простяганням) називається уявна лінія перетинання шару з горизонтальною площиною (рис. 4.2, а).

Лінією падіння (або падінням) називається лінія, уздовж якої спостерігається максимальний нахил шарів до горизонту (рис. 4.2, а). Лінія падіння завжди є перпендикулярною до лінії простягання. Інша лінія, яка також є перпендикулярною до лінії простягання, але спрямована нагору, убік, обернений лінії падіння, називається лінією повстання шару (рис. 4.2, а).

Кутом падіння називається двограний кут між поверхнею шару (покрівля або підшва) і горизонтальною площиною. Кут між лінією падіння та її горизонтальною проекцією називається істинним кутом падіння (рис. 4.2, а). Кут падіння змінюється в межах від 0 до 90°. Значення кута падіння більше 90° не існує. Кут падіння умовно позначається літерою α (альфа).

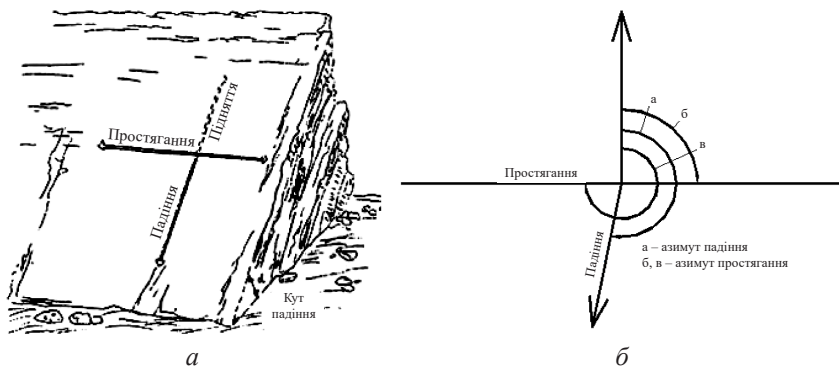


Рисунок 4.2 – Елементи залягання шарів гірських порід у відслоненні (а) і на плані (б)

Азимутом простягання називається горизонтальний кут між лінією простягання і північним напрямком географічного меридіану, виміряний за рухом стрілки годинника. Лінія простягання має два діаметрально протилежних напрямки, а, отже, і два азимути, що відрізняються між собою на 180 градусів (рис. 4.2, б).

Азимутом падіння називається кут між проекцією лінії падіння на горизонтальну площину і північним напрямком географічного меридіану, виміряний за рухом стрілки годинника. На відміну від азимута простягання азимут падіння має тільки один напрямок і може змінюватися в межах від 0 до 360°. Азимут падіння умовно позначається знаком \odot , його цифрове значення супроводжується літерним позначенням сторін світу – румбів¹ (ПнС, ПдС, ПдЗ, ПнЗ) [1, 3, 4].

Завдяки тому, що лінії падіння і простягання взаємно перпендикулярні, їх азимути відрізняються на 90°. Отже, якщо встановлений азимут падіння, то можна визначити і азимут простягання, додаючи або віднімаючи 90° зі значення азимута падіння, щоб отримане

¹ Румб – це гострий кут між напрямком лінії та найближчим меридіаном – північним або південним, тобто румби можуть бути північними (північно-східними та північно-західними), а також південними (південно-східними та південно-західними).

значення азимута простягання знаходилося в межах 270° – 0° – 90° , оскільки в північній півкулі звичайно користуються північними румбами. Для зручності обчислень рекомендується застосовувати діаграму (рис. 4.3).

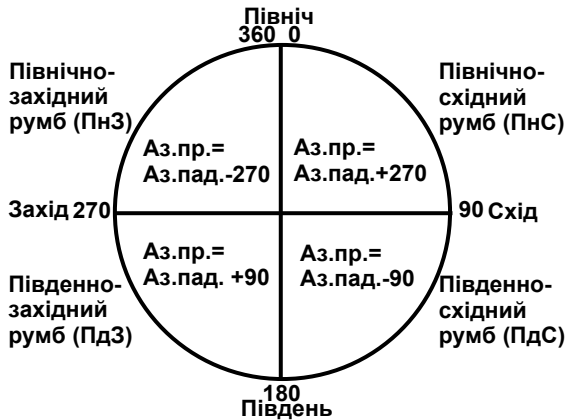


Рисунок 4.3 – Діаграма для визначення азимутів простягання

Обернену операцію (знаючи азимут простягання визначити азимут падіння) зробити не можна, оскільки лінія падіння є напрямком, тому механічне віднімання або додавання 90° до одного з азимутів простягання може призвести до помилки визначення азимута падіння на 180° . Це неприпустимо, тому що в такому випадку ми отримуємо напрямок, обернений падінню [1, 3, 4].

У випадку, якщо породи залягають горизонтально (рис. 4.4, а), визначити лінії падіння і простягання не виявляється можливим, оскільки напрямку падіння в такому випадку не існує, тому лінія простягання також відсутня, а кут падіння дорівнює нулю. Якщо ж породи залягають вертикально (рис. 4.4, б), то лінія простягання існує, а лінія падіння спрямована вертикально униз і на горизонтальній площині вироджується в точку і визначити її азимут неможливо [1, 3, 4].

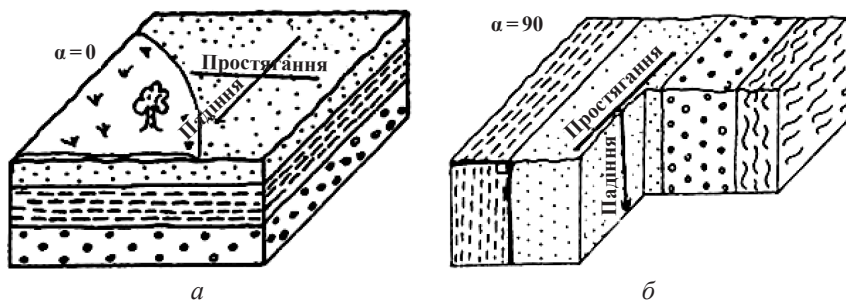


Рисунок 4.4 – Елементи залягання шарів гірських порід у випадку горизонтального (а) та вертикального (б) залягання

Зображення елементів залягання на геологічних документах

На геологічних картах та інших графічних гірничо-геологічних документах залягання шарів гірських порід позначається спеціальними умовними знаками. Для навчальних геологічних карт і планів застосовуються спрощені за накресленням і технічним виконанням умовні знаки. З них найпростішими є: умовний знак горизонтального залягання, умовний знак вертикального залягання та умовний знак похилого залягання (рис. 4.5) [1, 3, 4].

Умовний знак горизонтального залягання являє собою тонкий прямий хрест розміром 10×10 мм (рис. 4.5, а) із взаємно перпендикулярними лініями – лініями простягання. Кут падіння, рівний у даному випадку нулю, біля хреста не ставиться.

Умовний знак вертикального залягання зображується у виді штриха довжиною 10 мм, що являє собою лінію простягання. Посередині він перетинається 2-х міліметровим більш товстим штрихом (рис. 4.5, б).

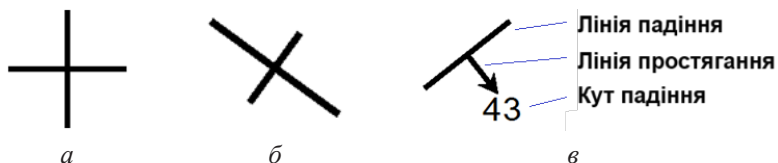


Рисунок 4.5 – Умовні знаки горизонтального (а), вертикального (б) і похилого (в) залягання шарів

Кут падіння, рівний у даному випадку 90° , також не проставляється. Довгий штрих на картах завжди є паралельним до геологічних меж або розривного порушення.

Умовний знак похилого залягання (рис. 4.5, в) складається зі стрілки довжиною 5 мм, що орієнтована вздовж азимута лінії падіння та довгого штриха (10 мм), який є перпендикулярним (!) до неї і відповідає за орієнтуванням азимуту простягання. Поруч із стрілкою записується кут падіння шару, причому значок градуса ($^\circ$) не ставиться! Кут падіння орієнтування по сторонах світу не має, тому він просто записується, а не відкладається від північного напрямку [4]!

Елементи залягання шару визначаються прямим шляхом (за допомогою гірничого компасу) або непрямыми засобами (графічними побудовами, аналітичними обчисленнями).

У природних умовах далеко не завжди вдається виміряти елементи залягання шарів (пластів) за допомогою гірничого компасу. Наприклад, якщо породи перекриті іншими відкладеннями, або відслонюються фрагментарно, зробити це дуже складно, а інколи й неможливо, тому часто застосовують непрямі методи їх визначення. Таких методів розроблено багато і майже усі вони пов'язані з поняттям стратоізогіпса або ізогіпса.

Взагалі в понятті «ізолінія» приставка «ізо-» означає «рівний, однаковий», тобто «ізолінія» – це лінія, що з'єднує точки з будь-якими однаковими значеннями. Так, «ізотерма» – лінія, що з'єднує точки з однаковими значеннями температур; «ізобара» – з однаковими значеннями тиску.

Лінія, що з'єднує точки рельєфу з однаковими абсолютними значеннями, називається горизонталлю.

Лінія, що з'єднує точки будь якої поверхні шару гірської породи (покрівлі або підосви) з однаковими абсолютними значеннями, називається ізогіпсою.

Таким чином, поняття ізогіпси і горизонталі тотожні, проте горизонталі відтворюють карту рельєфу місцевості, а ізогіпси – карту рельєфу поверхні шару. На відміну від горизонталей, ізогіпси розташовуються на/або нижче земної поверхні. На поверхні шару ізогіпса збігається з лінією простягання, тобто ізогіпса – це проекція лінії простягання шару на горизонтальну площину. На поверхні

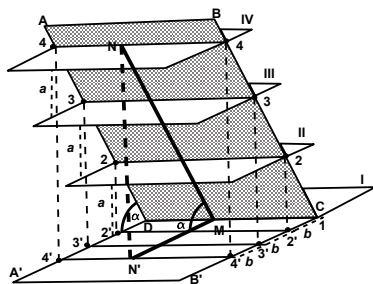
нахилого шару можна провести нескінченну кількість ліній падіння і простягання, проте, якщо положення ліній падіння в просторі не змінюється, то лінії простягання знаходяться на різних висотних рівнях і мають різні абсолютні значення (рис. 4.6) [3, 4].

Положення ізогіпс на площині можна охарактеризувати за допомогою понять «переріз» і «закладання» ізогіпс.

Перерізом ізогіпс називається перевищення відмітки однієї ізогіпси над іншою у вертикальному напрямку. Позначається буквою “а” (рис. 4.6).

Закладанням ізогіпс називається відстань між їх проєкціями на горизонтальну площину (рис. 4.6).

З рисунку 4.6 легко побачити, що положення ізогіпс на горизонтальній площині безпосередньо пов’язано з кутом нахилу цієї площини – кутом падіння. Дійсно, якщо змінюється кут нахилу, то відстань b (закладання) буде або збільшуватися (при зменшенні нахилу), або зменшуватися (при збільшенні нахилу). У випадку горизонтального залягання закладання прагне



- ABCD – нахилена поверхня;
- A'B'C'D – вертикальна проєкція її на горизонтальну площину;
- 1-1, 2-2, 3-3, 4-4 – лінії простягання нахилої поверхні при перетинанні її горизонтальними поверхнями I, II, III, IV;
- 2'-2', 3'-3', 4'-4' – ізогіпси (вертикальні проєкції ліній простягання нахилої поверхні на горизонтальну площину);
- NM – лінія падіння нахилої поверхні;
- N'M – вертикальна проєкція лінії падіння;
- a – переріз ізогіпс (інтервал горизонтальних перерізів нахилої площини);
- b – закладання ізогіпс (інтервал відстаней ізогіпс на горизонтальній площині);
- α – кут падіння похилої поверхні

Рисунок 4.6 – Елементи залягання нахилої поверхні і зображення їх на горизонтальній площині

до безмежності, а у випадку вертикального – ізогіпси зіллються в одну лінію.

З рисунку 4.6 також видно, що знаючи розмір перерізу і закладання ізогіпси можна визначити кут падіння шару за наступною формулою:

$$\alpha = \arctg (a / b). \quad (4.1)$$

Під час робіт з ізогіпсами необхідно пам'ятати декілька основних правил [1, 3, 4]:

1. Ізогіпси одного шару на карті не перетинаються.
2. У плані ізогіпси паралельні одна одній.
3. Ізогіпса є проекцією лінії простягання.
4. Лінія падіння завжди є перпендикулярною ізогіпсам і спрямована убік ізогіпси з найменшою позначкою, тобто по падінню шару.

5. В плані переріз ізогіпси дорівнює різниці абсолютних значень сусідніх ізогіпси, а закладання – вимірюється як найкоротша відстань між ними на горизонтальній площині.

Непрямий спосіб визначення елементів залягання вугільного пласта за даними буріння свердловин [4].

Цей спосіб застосовується в тому випадку, коли пласт (шар) відслонюється фрагментарно на різних рівнях рельєфу або коли він розкритий на різних глибинах земної кори в результаті буріння свердловин.

Завдання до виконання практичної роботи

Задача 1: на ділянці місцевості пробурені три свердловини А, Б, В, що зустріли вугільний пласт на глибинах: А = ... м, Б = ... м, В ... м. Потрібно визначити елементи залягання вугільного пласта. Положення свердловин на плані масштабу 1 : 1000 довільне.

Задача 2: на ділянці місцевості пробурені три свердловини А, Б, В, що зустріли вугільний пласт на глибинах: А = ... м, Б = ... м, В ... м. Потрібно визначити елементи залягання вугільного пласта. Положення свердловин на плані масштабу 1 : 1000 довільне.

Вихідні дані для задач за варіантами наведені в таблиці 4.1.

Таблиця 4.1 – Абсолютні позначки поверхні вугільного пласта, зустрінутого свердловинами А, Б, В (в метрах)

№ з/п	Задача 1			Задача 2		
	Свердловини			Свердловини		
	А	Б	В	А	Б	В
1	25	70	25	27	53	5
2	110	110	82	32	10	45
3	-10	30	-10	45	70	15
4	72	114	114	84	50	100
5	15	38	15	23	-10	47
6	61	80	61	67	100	25
7	43	25	43	215	183	236
9	60	20	20	210	240	160
10	100	78	78	55	17	90

Приклади виконання завдання

Задача 1: На ділянці місцевості пробурені три свердловини А, Б і В, що зустріли вугільний пласт на глибинах: А = 10 м, Б = 10 м, В = 20 м. Потрібно визначити елементи залягання вугільного пласта. Положення свердловин показано на плані масштабу 1:1000 (рис. 4.7).

Рішення: (пункти рішення позначені на рис. 4.7 цифрами в кружечках).

1. Провести крізь рівновисокі точки А і Б пряму лінію – це буде ізогіса зі значенням 10 м.

2. Через третю точку В провести пряму, паралельну побудованій – ізогісу зі значенням 20 м.

3. Нанести перпендикулярно ізогісам у будь-якому місці лінію падіння, напрямом – від більш високих значень до низьких.

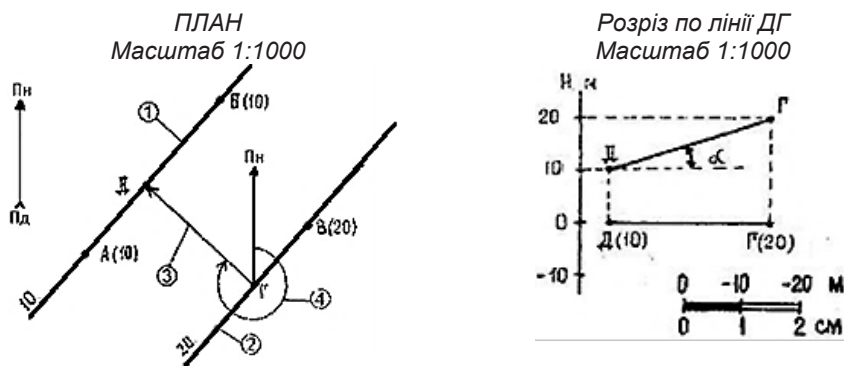
4. Визначити азимут лінії падіння.

5. Визначити переріз і закладання ізогіс, аналітично розрахувати кут падіння.

6. Перевірити вірність розрахунків графічно. Для цього треба побудувати розріз по лінії падіння ГД: відрізок ГД вимірюється на плані та переноситься в поле розрізу, на його кінцях проставляються висотні позначки. Біля лівої точки або через неї (в даному

випадку точка Д) проводиться шкала висот, що розбивається на інтервали, кратні перерізу ізогіпс (10 м) в масштабі 1:1000. Після цього кожна точка «підіймається» або «опускається» на відповідну висоту (точки Д і Г). Потім ці точки з'єднуються і в будь-якому місці отриманого похилого відрізка визначається кут його нахилу (надіння). Цей кут може відрізнятись від розрахованого за формулами на 1–2 градуси.

7. Записати розрахунки у вигляді відповіді.



$$a = 20 \text{ м} - 10 \text{ м} = 10 \text{ м}; b = \text{ДГ (см)} \cdot 10 \text{ (м/см)} = 3,0 \text{ см} \cdot 10 \text{ м/см} = 30 \text{ м}$$

$$\alpha = \text{arctg} (a/b) = \text{arctg} (10/30) = \text{arctg} 0,33 \approx 18^\circ$$

(за таблицею тригонометричних функцій – Додаток Г).

Відповідь: $\alpha \approx 18^\circ$

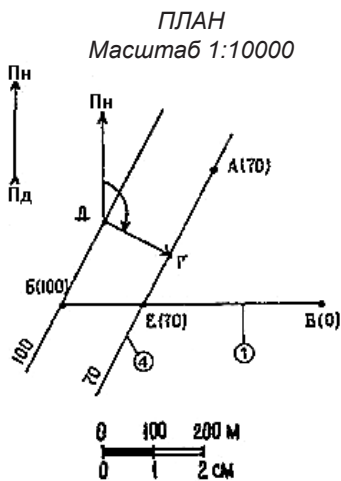
Рисунок 4.7 – Визначення елементів залягання вугільного пласта за даними буріння трьох свердловин

Задача 2: три свердловини розкрили вугільний пласт на глибинах: $A = 70 \text{ м}$, $B = 200 \text{ м}$, $V = 0 \text{ м}$. Визначити елементи залягання шару. Положення свердловин показано на плані масштабу 1:10000 (рис. 4.8).

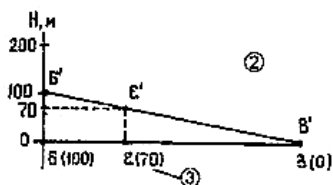
Рішення: (пункти рішення позначені на рис. 4.8 цифрами в кружечках).

1. З'єднати лінією точки з мінімальним і максимальним значеннями глибини (B і V).

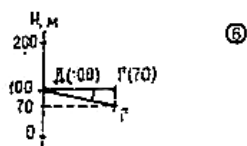
2. Побудувати допоміжний розріз по цій лінії (BV).



Розріз по лінії БД
Масштаб 1:10000



Розріз по лінії ДГ
Масштаб 1:10000



$b = ДГ \text{ (см)} \cdot 100 \text{ (м/см)} = 1,4 \text{ см} \cdot 100 \text{ м/см} = 140 \text{ м}$
 $\alpha = \arctg (a/b) = \arctg (30/140) = \arctg 0,21 \approx 12^\circ$
 (за таблицею тригонометричних функцій – Додаток Г).

Відповідь: \odot ПдС 118, аз. пр. ПнС 28, $\alpha = 12$

Рисунок 4.8 – Визначення елементів залягання шару за трьома точками з різними абсолютними відмітками глибин залягання шару (до прикладу 2)

3. На розрізі визначити положення точки *E* зі значенням, рівним глибині точки *A* (70 м) на лінії *BВ*: на шкалі висот знайти значення 70 м, провести горизонтальний пунктир до перетинання з лінією *BB'* і одержати точку *E'*. Потім опустити з точки *E'* перпендикуляр на лінію *BВ* і знайти точку *E* та перенести її на лінію *BВ* на плані. Таким чином, одержано дві точки з однаковими значеннями глибин (*A* і *E*); подальше розв'язання аналогічне прикладу 1.

Запитання до самоперевірки

1. Що таке падіння та простягання шару гірської породи?
2. Охарактеризуйте форми залягання шару гірської породи в земній корі.

3. *В яких межах може змінюватися азимут падіння шару?*
4. *В яких межах може змінюватися азимут простягання шару?*
5. *В яких межах може змінюватися кут падіння шару?*
6. *Які позначки використовуються при позначенні елементів залягання шарів гірських порід на геологічних документах?*
7. *Чому буде дорівнювати азимут простягання шару, який залягає горизонтально?*

ВИЗНАЧЕННЯ ПОТУЖНОСТІ ГЕОЛОГІЧНИХ ТІЛ

У практиці досліджень, пов'язаних з геометризацією надр, дуже поширеними є задачі визначення потужності геологічних тіл (верств, шарів, пластів, товщ, жил, водоносних горизонтів тощо). Параметр потужності необхідний для складання різних видів карт, розрізів, стратиграфічної колонки, підрахунку запасів корисних копалини. При визначенні потужності використовується вся доступна інформація, застосовуються різні методи. Найбільш простим є безпосереднє вимірювання істинної потужності в природних і штучних відслоненнях, гірничих виробках, бурових свердловинах. У тих випадках, коли немає умов для прямого виміру істинної потужності, доводиться використовувати графічні, аналітичні способи, а також їх комбінацію [1, 4].

Покрівля та подошва шару майже завжди паралельні та мають однаковий кут нахилу. При нормальному заляганні покрівля обов'язково вища за подошву (рис. 5.1, а, б), але зустрічаються випадки, коли подошва вища за покрівлю (рис. 5.1, в); в цьому разі кажуть про перекинута залягання [4].

Потужністю шару називають відстань між подошвою і покрівлею.

Потужність шару, як правило, витримана за простяганням, проте можливі випадки зміни потужності як у більший бік у замках складок та роздувах шару, так і в менший бік за рахунок виклинювання шару по поверхні розмиву, або в результаті зміни умов осадконакопичення (наприклад, уздовж берегової лінії) [1, 4].

На практиці розрізняють наступні види потужності шару (рис. 5.2):

– *істинна потужність* – найкоротша відстань між покрівлею та подошвою. Вона позначається літерою *m*. Лінія, вздовж якої вимірюється істинна потужність завжди перпендикулярна подошві та покрівлі шару;

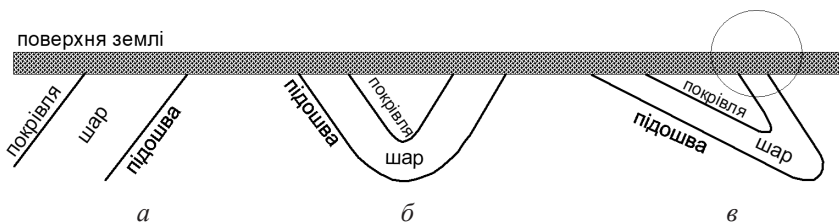


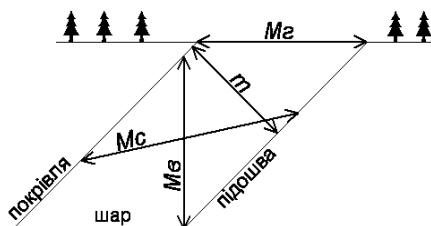
Рисунок 5.1 – Елементи будови шару (вертикальний розріз) при нормальному (а – моноклінальному, б – складчастому) та перекинутому (в; окреслено колом) заляганні

– *горизонтальна потужність* – відстань між покрівлею та підшовою шару, яка виміряна в горизонтальному напрямку, позначається символом Mz ;

– *вертикальна потужність* – відстань між покрівлею та підшовою шару, яка визначена у вертикальному напрямку (наприклад, у вертикальній стінці обриву або у свердловині), позначається символом Mv ;

– *випадкова (видима) потужність* – це відстань між покрівлею та підшовою шару, яка виміряна у будь якому напрямку, що відрізняється від перелічених, позначається символом Mc .

Слід запам'ятати, що Mz , Mv , Mc завжди більші або в окремих випадках дорівнюють істинній потужності m [1, 4].



m – істинна потужність;
 Mz – горизонтальна потужність;
 Mv – вертикальна потужність;
 Mc – випадкова потужність

Рисунок 5.2 – Види потужності шару у вертикальному розрізі

При вивченні відслонень в польових умовах необхідно встановити потужність кожного окремого шару. Зазвичай це здійснюють безпосереднім вимірюванням за допомогою рулетки або лінійки. У відслоненні визначення істинної потужності шару можливе лише тоді, коли поверхня відслонення перпендикулярна площині шару. Такі сприятливі умови вкрай рідкісні, набагато частіше зустрічаються випадки, коли можна виміряти тільки видиму (випадкову) потужність. Для визначення істинної потужності, коли відома випадкова, існують різні методи.

Визначення потужності шарів гірських порід при випадкових вимірах, зроблених перпендикулярно простягання шару [4].

Випадки, коли вимірювання потужності шару можна зробити перпендикулярно лінії простягання, зустрічаються доволі часто, наприклад, коли шар або пласт виходять на денну поверхню розчленованого рельєфу, тобто на карті або плані має місце ситуація, зображена на рис. 5.3.

Загальна формула для визначення істинної потужності має вигляд:

$$m = M * \sin(\alpha \pm \beta), \quad (5.1)$$

де m – істинна потужність;

M – видима потужність (загальне позначення $M_г, M_в, M_с$);

α – кут падіння шару;

β – кут нахилу лінії виміру відносно горизонтальної площини.

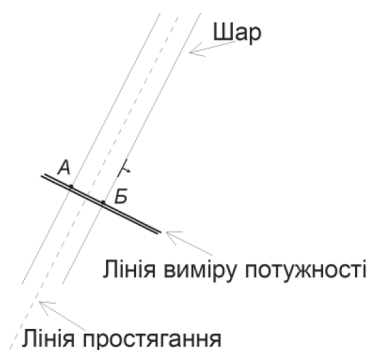


Рисунок 5.3 – Положення на плані лінії виміру потужності шару перпендикулярно його простягання

Для розв'язання задач з визначення істинної потужності шару необхідно знати такі параметри:

α – кут падіння шару;

β – кут нахилу лінії виміру відносно горизонтальної площини;

Mz , Mv , Mc – значення вимірної потужності (одне або більше).

Існують декілька варіантів вирішення задач подібного роду, основні з яких наведені на рис. 5.4–5.11, де разом з графічними поясненнями наводяться відповідні формули для аналітичного визначення істинної потужності.

Розглянемо окремі випадки [4].

1. Шар залягає горизонтально і розкритий похилою гірничою виробкою під кутом β , $\alpha = 0$ (рис. 5.4).

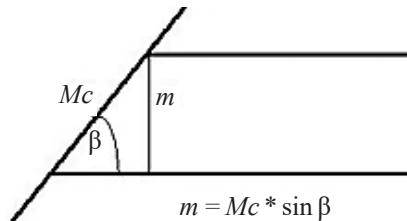


Рисунок 5.4 – Шар залягає горизонтально і розкритий похилою гірничою виробкою

2. Поверхня горизонтальна, шар залягає моноклінально, $\beta = 0$ (рис. 5.5).

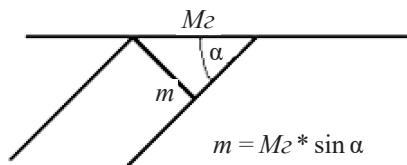


Рисунок 5.5 – Поверхня горизонтальна, шар залягає моноклінально

3. Похилий шар відслонюється у схилі.
 а) шар і схил нахилені в різні боки (рис. 5.6);

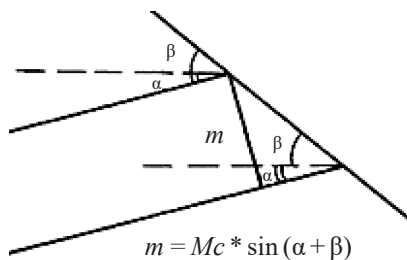


Рисунок 5.6 – Шар і схил, нахилені в різні боки

- б) шар і схил падають в одну сторону, кут падіння шару менше кута нахилу схилу (рис. 5.7).

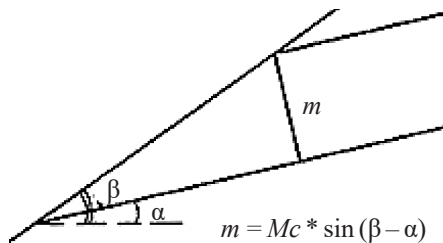


Рисунок 5.7 – Шар і схил падають в одну сторону, кут падіння шару менше кута нахилу схилу

4. Визначення випадкової потужності (M_c) шару, який залягає моноклінально, за істинною потужністю (m), кут падіння шару (α), кут нахилу гірничої виробки, яка пройдена у бік падіння шару (β) (рис. 5.8).

5. Визначення істинної потужності по виміру вертикальної потужності шару (по буровій свердловині – рис. 5.9).

6. Вимір потужності зроблений у свердловині, вісь якої відхилилася від вертикалі у бік повстання шару (рис. 5.10).

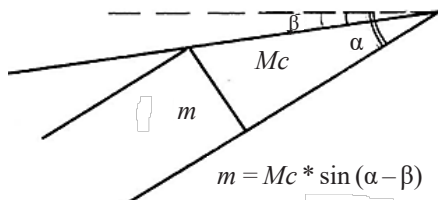


Рисунок 5.8 – Шар і виробка направлені в одну сторону, кут падіння шару більше кута нахилу виробки

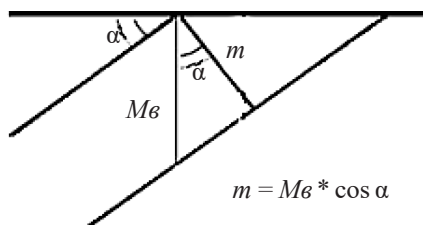


Рисунок 5.9 – Визначення істинної потужності по виміру вертикальної потужності шару

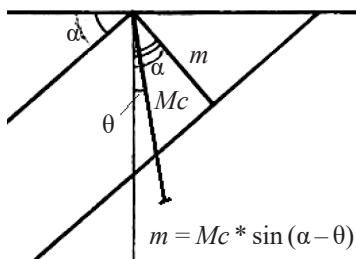


Рисунок 5.10 – Визначення істинної потужності шару по свердловині, стовбур якої відхилився від вертикалі у бік повстання шару

На практиці при бурінні свердловин вісь свердловини часто відхиляється на деякий кут від вертикальної осі, цей кут називається кутом зенітного відхилення і позначається θ .

7. Вимір потужності зроблений у свердловині, викривленій по падінню шару (рис. 5.11).

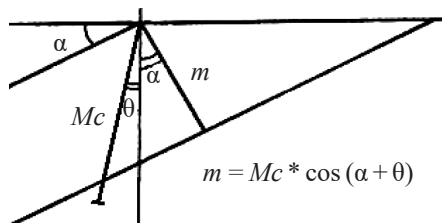


Рисунок 5.11 – Визначення істинної потужності по свердловині, викривленій по падінню шару

Завдання до виконання практичної роботи

1. Визначити істинну потужність (m) шару, який залягає горизонтально, якщо він розкритий похилою гірничою виробкою (Mc). Кут нахилу виробки β (рис. 5.4).

2. Визначити горизонтальну потужність (Mc) шару, який залягає моноклінально, якщо відома істинна потужність (m) і кут нахилу шару (α).

3. Визначити вертикальну потужність (Mv) шару, який залягає моноклінально, якщо відома істинна потужність (m) і кут нахилу шару (α), (рис. 5.9).

4. Визначити випадкову потужність (Mc) шару, який залягає моноклінально, якщо відома істинна потужність (m), кут падіння шару (α), кут нахилу гірничої виробки (β). Виробка пройдена у бік падіння (рис. 5.8).

5. Визначити істинну потужність (m) шару, який залягає моноклінально, якщо відома випадкова потужність (Mc), кут падіння шару (α), кут нахилу гірничої виробки (β). Виробка пройдена у зворотний бік падіння шару.

6. Визначити істинну потужність (m) шару, якій залягає моноклінально, якщо відомо, що свердловина пробурила шар і одержала викривлення по падінню шару. θ – кут зенітного викривлення свердловини (рис. 5.11).

7. Визначити випадкову потужність (Mc) шару, якщо відомо, що свердловина пробурила шар і одержала викривлення у бік, зворотний падінню шару (рис. 5.10).

8. На схилі, який має нахил, протилежний падінню шару, виміряна його випадкова потужність M_c . Потрібно визначити істинну потужність t пласта, який залягає моноклінально, якщо відомий кут падіння α та кут схилу β (рис. 5.6).

Таблиця 5.1 – Вихідні дані до вирішення задач з визначення потужності шарів гірських порід

Варіант	Задача 1			Задача 2			Задача 3			Задача 4			Задача 5			Задача 6			Задача 7			Задача 8		
	β	M_c	α	β	t	α	t	α	β	t	α	β	M_c	α	θ	M_c	α	θ	t	α	β	M_c		
1	10	60	70	20	50	35	40	60	40	55	35	40	20	40	10	20	50	10	25	25	42	45		
2	15	65	65	30	40	40	50	65	35	45	30	35	25	30	13	24	45	8	40	20	48	40		
3	20	70	45	20	60	25	60	55	25	35	45	30	30	46	20	30	40	12	20	25	52	38		
4	25	75	55	40	30	35	45	30	10	25	40	50	35	35	12	35	35	10	50	30	45	29		
5	30	80	50	30	35	45	55	40	15	20	20	45	40	50	20	40	40	15	45	15	47	42		
6	35	85	60	20	45	40	65	45	20	35	25	60	45	55	15	45	30	18	25	25	30	48		
7	40	50	65	40	20	30	30	35	20	65	50	30	25	40	20	30	36	21	25	20	37	36		
8	45	40	70	35	60	55	20	25	10	40	55	55	30	30	10	35	55	25	50	22	48	41		
9	50	75	60	10	35	65	25	40	15	45	60	20	35	45	20	40	30	11	45	48	22	28		
10	55	90	40	15	45	60	35	34	20	30	65	35	25	40	17	45	60	25	40	24	36	32		

Запитання до самоперевірки

1. Що таке покрівля та підшива шару гірської породи?
2. Що таке потужність шару гірської породи, які бувають види потужності?
3. В якому напрямку вимірюється істинна потужність?
4. Яка з можливих величин потужності шару є найменшою? Чому?
5. Яка межа шару є молодшою та розташована вище при нормальному заляганні – покрівля або підшива? Обґрунтуйте відповідь.

ПОБУДОВА ДІАГРАМ ТРІЩИНУВАТОСТІ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Тріщини і тріщинуватість гірських порід мають надзвичайно велике практичне значення. По-перше, вони слугують провідниками і колекторами як нафти, так і різних рудоносних розчинів. З ними пов'язані численні жильні родовища. По-друге, зони тріщин дроблення гірських порід нерідко бувають водоносними [4].

Виміри елементів залягання тріщин і їх статистична обробка бувають потрібні як для розшифровки тектонічної структури осадової товщі або магматичного тіла, так і для вирішення низки практичних питань, таких, наприклад, як виявлення переважаючих напрямів рудних тіл, приурочених до певних систем тріщин, вибір раціональної системи розробки корисних копалин, розітнутих тріщинами різних напрямів (наприклад, граніти, вапняки та ін.), вивчення інженерно-геологічних властивостей порід при будівництві і колекторних властивостей порід, що вмщують нафту і газ, і так далі. Врахування тріщинуватості порід потрібне при виборі бурової техніки і визначенні оптимальної технології буріння свердловин.

Тріщини складають групу розривів середнього рівня (рангу), що мають умовну протяжність 10 см – 100 м. Вони характеризуються відсутністю істотних зміщень розірваних частин геологічних тіл. Під тріщинуватістю розуміється сукупність тріщин, що розбивають ту або іншу ділянку земної кори. Тріщинуватість зазвичай включає декілька систем тріщин, тобто груп паралельних тріщин (відхилення в їх орієнтуванні до 10°).

Для кількісної оцінки тріщинуватості користуються поняттям густоти тріщин (питомій тріщинуватості), тобто кількістю тріщин на квадратний метр досліджуваного розрізу.

За ступенем прояву тріщини можна розділити на три групи: відкриті, закриті і приховані. Відкриті тріщини характеризуються

чітко видимою порожниною. У закритих тріщинах розрив добре помітний, але стінки тріщин зближені до такої відстані, що побачити порожнину вздовж розриву не вдається. Приховані тріщини дуже тонкі і при звичайних спостереженнях не помітні, але їх легко виявити при розбиванні гірських порід.

Тріщини, розвинені в гірських породах, можна класифікувати або відносно особливостей (шаруватість, сланцюватість, орієнтування лінійних і пластинчатих мінералів) текстур, або відносно сторін світу, або виходячи з умов їх утворення. У першому та другому випадках класифікація відбиватиме лише орієнтування тріщин в просторі, і називатиметься геометричною. У третьому випадку класифікація відображає умови їх виникнення і носить генетичний характер. Тріщинуватість в цих класифікаціях розглядається з різних точок зору, тому вони не суперечать, а доповнюють одна одну [4].

Під геометричною класифікацією мається на увазі класифікація систем тріщин за їх орієнтуванням відносно сторін світу, шаруватості, смугастості і тому подібне.

Прості класифікації здійснюються по куту або азимуту падіння (простягання). За величиною кута падіння виділяються: вертикальні ($75-90^\circ$), круті ($45-75^\circ$), пологі ($15-45^\circ$), горизонтальні тріщини ($0-15^\circ$). По простяганню відносно сторін світу – меридіональні, широтні, діагональні (ПнЗ, ПнС).

Кінематична класифікація підрозділяє системи тріщин по характеру рухів, переміщень в деформованому блоці порід, що призвели до зародження тріщин.

Польові спостереження над тріщинуватістю полягають у визначенні елементів залягання, в реєстрації частоти і встановленні місця тріщин, мірі їх зруденіння і обводнення. Головною умовою роботи є масовість вимірів і визначень. Навіть на невеликій ділянці, наприклад, в кар'єрі або відслоненні необхідно проводити сотні вимірів, реєструючи буквально кожен тріщину. Під час вивчення тріщин в геологічних тілах використовуються різноманітні методи, найпростішим з яких є виміри елементів залягання тріщин гірничим компасом у відслоненнях. До елементів залягання тріщин відносяться лінія простягання, лінія падіння та кут падіння тріщини (див. рис. 4.2).

Методика роботи над вимірами тріщинуватості полягає передусім в їх статистичній обробці, тобто в складанні діаграм тріщин. Існує декілька типів таких діаграм; простими з них є точкова кругова і векторна роза-діаграма.

Графічні методи зображення вимірів тріщин (точкова кругова діаграма, роза-діаграма) [4].

Побудова точкової кругової діаграми.

Зручність цього способу полягає в тому, що на одну діаграму, користуючись кольоровими тонами, можна нанести виміри тріщин, елементи, залягання порід, елементи залягання жил різного складу і зіставити їх.

Спочатку слід підготувати сітку-трафарет (рис. 6.1). Для цього потрібно побудувати коло радіусом 90 мм, та провести радіуси через 10° , завдяки чому коло буде розбите на 36 частин (секторів). Ці сектори слугуватимуть для нанесення азимутів падіння тріщин. Далі в середині великого кола з того ж центру слід побудувати концентричні кола через 10 мм та проградуювати їх вздовж північного радіусу через 10° , вважаючи за 0° центр кола.

Усі виміри елементів залягання тріщин нанести на сітку у вигляді точок, відкладаючи азимуті ліній падіння по напрямку радіусів, в кути падіння по концентричних колах.

Приклад: на рис. 6.1 точка 1 відповідає вимірам: азимут падіння 50° , кут 70° , а точка 2 – азимуту падіння 220° , куту 60° .

Побудова рози-діаграми.

Застосовують сітку (трафарет) аналогічну тій, яка використовується для побудови точкової кругової діаграми (рис. 6.2).

Наявні дані про тріщинуватість слід представити у вигляді таблиці (табл. 6.1), в якій розташувати виміри, розчленувавши їх на 36 груп. По максимальній кількості вимірів в кожній групі встановити масштаб побудови, однаковий для шаруватості, тріщинуватості і так далі, для чого довжину радіусу трафарету треба поділити на число, відповідне кількості вимірів в цій групі.

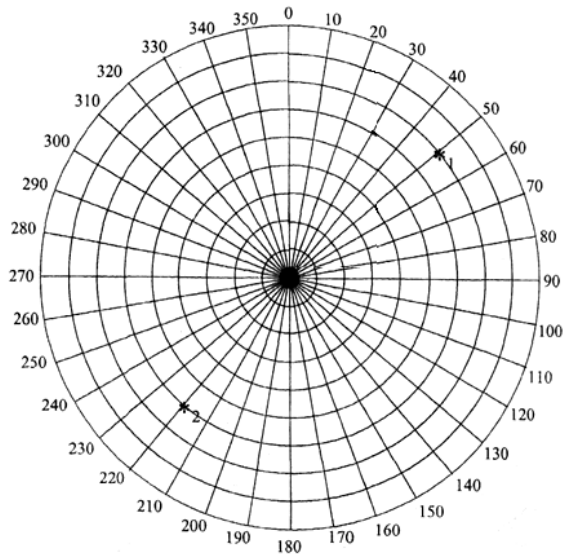


Рисунок 6.1 – Приклад побудови точкової діаграми

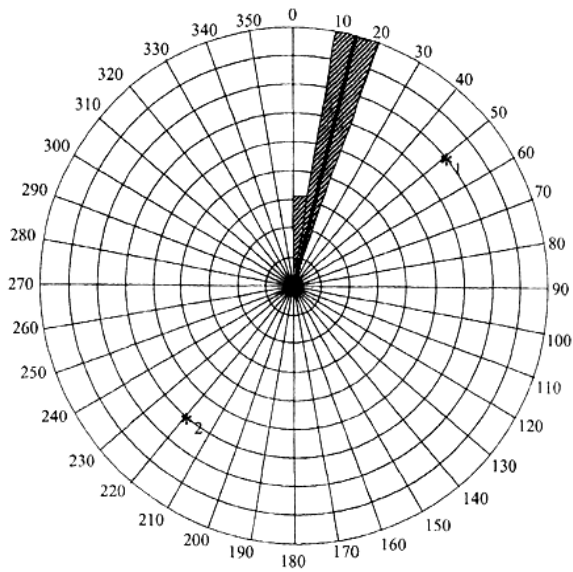


Рисунок 6.2 – Приклад побудови рози-діаграми

Таблиця 6.1 – Накопичення частот зустрічі азимутів падіння тріщин

Номер групи тріщин	Інтервал азимутів падіння, град	Кількість тріщин відповідного азимуту	Відносна частота зустрічі, %
1	0–9	7	2
2	10–19	20	24
3	20–29	0	0
....
33	320–329	0	0
34	330–339	0	0
35	340–349	1	1
36	350–359	3	1,5
Сума			100

Примітка. Відносна частота зустрічі розраховується як відношення кількості вимірів тріщин у кожній групі до загальної кількості тріщин, взяте у відсотках. Сума відсотків повинна дорівнювати 100 %.

Наприклад: максимальна кількість вимірів по тріщинуватості в групі дорівнює 20, а радіус трафарету 90 мм, тоді одному виміру відповідатиме 4,5 мм ($90/20=4,5$). У групі № 1 $7 \times 4,5 = 31,5$ мм, і так далі.

На трафареті по радіусах, котрі є середніми значеннями азимута для кожної з 36 груп (для першої групи середнє значення азимута 5° , для другої – 15° , для третьої – 25° і так далі), в прийнятому масштабі кожного разу, починаючи від центру, відкласти відстань, відповідну числу вимірів.

Кінці дуг, що обмежують сектори, сполучають між собою прямими і отримані фігури заштриховують (рис. 6.2). Далі через найбільші пелюстки проводять осьову лінію і на зовнішньому колі знімають середній азимут падіння тріщин (рис. 6.2). У випадку, наведеному на рис. 6.2, він дорівнюватиме 15° .

Найбільш ефективним та зручним для аналізу систем тріщин є комбінована точкова та роза-діаграми. На трафарет виносяться як точкові виміри (рис. 6.1), так и «пелюстки» рози-діаграми (рис. 6.2). Середній азимут падіння визначається за наведеною

вище схемою, а середній кут падіння системи тріщин визначається таким чином: за допомогою олівця оконтурюють місця найбільшого скупчення точок, які просторово співпадають з сектором розташування «пелюстків» та приблизно визначають «центр ваги» отриманої фігури (хмари точок) – це й буде середній кут падіння (рис. 6.3). В наведеному прикладі середній кут падіння становитиме близько $62\text{--}63^\circ$, а азимут падіння – 15° (рис. 6.3).

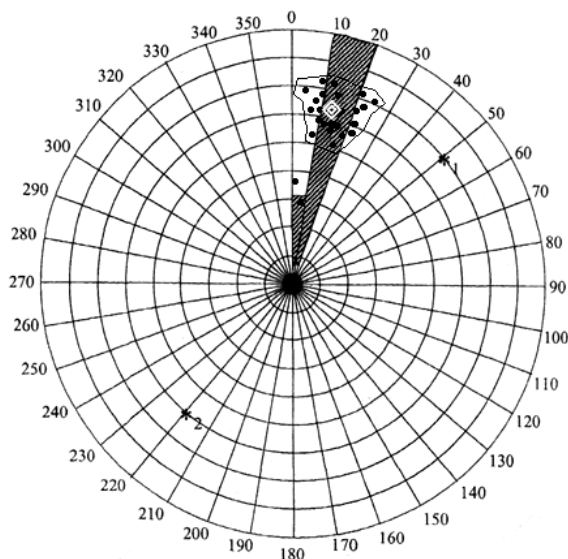


Рисунок 6.3 – Приклад побудови комбінованої діаграми тріщинуватості. Білим подвійним ромбом позначено «центр ваги хмари точок»

Завдання до виконання практичної роботи

За отриманими даними масових вимірів елементів залягання тріщин (табл. 6.2) побудувати комбіновану розу-діаграму та встановити елементи залягання домінуючих систем тріщин.

Таблиця 6.2 – Виміри елементів залегання тріщин

№ точки	Варіант														
	1		2		3		4		5						
	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.					
1	195	60	120	60	285	85	256	80	159	78					
2	210	85	140	68	283	80	262	82	170	79					
3	195	87	145	70	270	78	270	80	198	78					
4	205	80	146	72	315	79	251	88	205	69					
5	195	90	180	72	15	75	243	75	201	60					
6	270	75	190	65	86	72	215	72	137	69					
7	310	82	234	50	78	66	252	78	132	70					
8	350	72	185	75	12	68	242	80	141	70					
9	280	75	231	80	5	58	225	88	186	70					
10	250	76	225	80	8	60	210	90	146	72					
11	190	90	115	65	12	62	215	70	210	70					
12	290	90	143	60	12	68	242	65	205	70					
13	280	83	149	70	49	70	248	78	209	73					
14	275	85	180	75	352	80	252	69	256	80					
15	359	90	195	74	348	86	260	72	250	82					
16	310	90	235	75	280	80	182	70	255	80					
17	190	62	125	60	48	90	183	68	115	88					
18	310	85	133	62	350	82	220	73	110	80					
19	190	85	135	63	348	82	198	72	105	90					
20	250	75	140	64	285	83	203	78	113	82					
21	290	90	141	65	345	80	218	80	125	80					

Продовження таблиці 6.2

№ точки	Варіант														
	1			2			3			4			5		
	Аз. пад.	Кут пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Кут пад.
22	260	85	151	70	320	82	268	82	146	81					
23	265	80	140	66	45	80	200	80	135	72					
24	250	83	138	67	48	78	210	83	138	82					
25	265	84	135	65	15	76	215	85	121	81					
26	300	90	115	59	46	82	181	78	145	74					
27	285	90	183	62	58	78	250	79	182	75					
28	290	88	148	66	67	75	240	70	149	79					
29	290	86	240	73	66	75	135	62	181	80					
30	195	75	230	78	351	81	240	85	198	82					
31	195	70	240	75	353	82	245	88	192	81					
32	285	80	235	76	288	80	305	73	180	90					
33	280	75	115	70	298	60	311	88	260	68					
34	180	63	128	68	282	69	148	70	205	72					
35	185	65	118	62	290	72	137	72	205	73					
36	220	85	120	60	292	70	141	75	210	77					
37	215	89	242	63	358	72	139	70	215	78					
38	215	78	180	63	162	72	141	82	215	75					
39	300	75	240	55	278	69	179	80	245	80					
40	275	77	225	62	289	60	188	82	258	82					
41	191	70	148	60	281	61	144	84	245	83					
42	180	65	159	62	68	68	155	89	225	85					

№ точки	Варіант									
	1		2		3		4		5	
	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.
43	185	70	160	60	69	58	250	80	220	85
44	285	85	131	62	72	52	129	75	126	86
45	190	75	148	63	280	60	168	75	115	69
46	185	78	148	62	290	68	182	80	118	80
47	275	80	158	60	49	69	143	75	119	81
48	280	79	145	63	65	70	196	78	220	70
49	195	80	148	64	70	72	125	76	240	75
50	185	62	161	64	62	68	165	78	239	72
№ точки	Варіант									
	6		7		8		9		10	
	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.
1	305	80	115	60	343	80	45	78	190	80
2	310	80	125	62	351	82	46	79	290	85
3	320	88	105	70	12	73	25	81	280	87
4	295	78	148	72	43	90	80	88	275	80
5	290	79	149	65	51	58	40	78	185	90
6	295	75	152	79	43	85	43	75	191	87
7	25	75	143	80	295	88	50	68	285	88
8	30	78	110	82	299	86	310	59	185	84
9	35	79	183	85	293	80	10	60	185	80
10	36	79	190	70	297	79	12	45	180	78

Продовження таблиці 6.2

№ точки	Варіант											
	6		7		8		9		10			
	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.		
11	45	20	145	65	47	82	15	50	190	82		
12	310	78	251	71	325	88	330	82	195	84		
13	315	78	246	70	301	84	328	78	275	86		
14	340	80	242	80	46	78	331	79	240	40		
15	345	85	248	78	51	75	325	82	215	40		
16	320	60	118	65	344	77	320	84	210	37		
17	338	83	270	66	293	73	48	86	220	41		
18	359	79	169	72	281	10	49	88	185	80		
19	320	69	200	68	292	72	17	45	180	78		
20	15	80	205	80	0	74	20	40	280	82		
21	20	78	210	90	320	5	325	78	285	84		
22	30	80	99	88	359	79	45	76	195	86		
23	340	74	114	86	49	73	49	78	192	85		
24	345	70	124	78	53	74	50	80	193	78		
25	45	76	114	78	60	71	48	79	290	79		
26	33	78	145	62	60	81	60	70	195	78		
27	48	83	120	65	55	82	56	75	210	40		
28	15	84	230	68	43	82	54	78	205	45		
29	350	75	228	70	23	43	58	79	190	79		
30	15	72	233	70	83	82	63	81	205	82		
31	358	70	138	65	20	90	307	83	280	83		

№ точки	Варіант											
	6		7		8		9		10			
	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.	Аз. пад.	Кут пад.		
32	63	72	142	62	18	73	290	85	230	40		
33	350	74	158	80	350	75	310	86	220	30		
34	85	34	159	79	348	76	314	88	280	82		
35	14	82	186	88	352	77	320	80	250	39		
36	28	80	205	80	70	32	10	40	190	80		
37	300	78	270	70	290	82	325	78	290	78		
38	302	77	270	72	295	82	14	50	280	79		
39	301	79	241	75	305	90	321	72	275	78		
40	285	80	250	78	310	86	292	74	235	43		
41	33	66	142	81	342	84	281	81	243	50		
42	48	68	140	80	352	82	298	83	247	60		
43	40	70	133	79	46	80	301	86	190	81		
44	260	72	130	80	73	22	300	86	230	42		
45	15	83	145	78	90	42	20	40	232	37		
46	45	84	150	80	305	83	15	30	250	84		
47	40	85	245	82	310	80	46	81	290	85		
48	48	75	110	80	26	81	48	83	265	86		
49	33	80	115	78	43	79	52	82	285	87		
50	14	72	120	80	42	75	29	79	290	88		

Хід виконання

1. Проаналізувати вихідні дані, згрупувати їх (див. табл. 6.1).
2. Накреслити сітку-трафарет для подальших побудов.
3. Винести на трафарет усі точки елементів залягання тріщин.
4. Побудувати «пелюстки» рози-діаграми, пронумерувати найбільш характерні.
5. Встановити елементи залягання домінуючих систем тріщин, записати їх у вигляді відповіді.

Звіт повинен містити таблиці вихідних даних (елементи залягання тріщин), накопичення частот зустрічі азимутів падіння тріщин, комбіновану розу-діаграму з системами тріщин та елементами їх залягання.

Запитання до самоперевірки

1. *Що таке геометрична класифікація систем тріщин?*
2. *Які родовища пов'язані з системами тріщин?*
3. *Як поділяються тріщини за ступенем прояву?*
4. *Для чого потрібні виміри елементів залягання тріщин і їх статистична обробка?*
5. *У чому полягають польові спостереження тріщинуватості?*

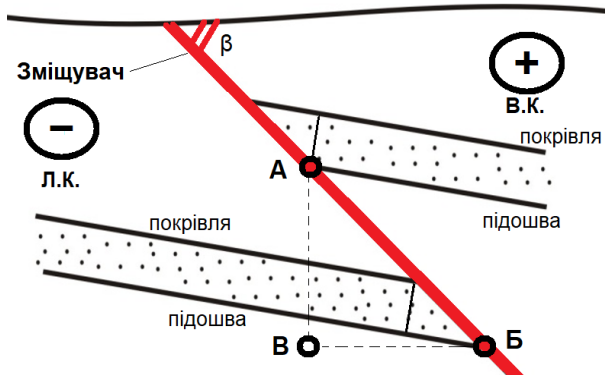
ВИЗНАЧЕННЯ АМПЛІТУД ПЕРЕМІЩЕНЬ РОЗІРВАНИХ БЛОКІВ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Розривними або диз'юнктивними порушеннями називаються деформації верств, товщ, пачок гірських порід з порушенням їх суцільності, яка виникає у випадку перевищення межі міцності порід. Як і складки, тектонічні розриви дуже різноманітні за своєю формою, розмірами, величиною зміщення та іншими параметрами. Вони також характеризуються власними елементами [4, 5].

У будь-якому розривному порушенні виділяється площа розриву або *зміщувач*, *крила розриву* та *розірвані блоки* гірських порід. *Зміщувачем* називається площа, вздовж якої відбуваються переміщення блоків розірваних порід; на геологічних картах та розрізах він зазвичай показується червоним кольором. *Крила розриву* являють собою блоки порід по обидва боки зміщувача, які були переміщені. Крило, або блок, який знаходиться вище площини розриву, називається *піднятим*, а нижче – *опущеним*. Крила розриву являють собою ділянки розірваних блоків, які примикають безпосередньо до площини розриву. Виділяють *висяче* та *лежаче* крило. *Лежачим* вважається те крило, в якому підшва розірваного шару розташована далі від покрівлі цього ж шару, яка примикає до площини зміщувача. *Висячим* називають таке крило, в якому покрівля шару знаходиться далі, ніж підшва цього ж шару, яка примикає до площини зміщувача (рис. 7.1).

Важливим параметром розриву є його амплітуда, тобто відстань від підшви або покрівлі пласта в лежачому крилі до підшви або покрівлі того ж пласта у висячому крилі по площині розриву. Розрізняють *істинну амплітуду*, яка визначається як відстань між однаковими межами шару, виміряну вздовж

зміщувача; *вертикальну амплітуду* – проекцію амплітуди по зміщувачу на вертикальну площину та *горизонтальну амплітуду* – проекцію амплітуди по зміщувачу на горизонтальну площину (див. рис. 7.1).



Умовні позначення:

Л.К. – лежаче крило (підшва шару у зміщувача знаходиться далі за покрівлю);
 В.К. – висяче крило (покрівля шару у зміщувача знаходиться далі за підшву);
 плюс та мінус в колах – піднятий та опущений блоки гірських порід відповідно;
 β – кут нахилу зміщувача.

Амплітуди переміщень: АБ – істинна; АВ – вертикальна; БВ – горизонтальна

Рисунок 7.1 – Елементи розривного порушення на розрізі

Серед різних типів розривних порушень головними є (рис. 7.2) [5, 8, 9]:

- *скид* – зміщувач вертикальний або має падіння в сторону опущеного блоку, висяче крило нижче лежачого;
- *підкид* – зміщувач має падіння в сторону піднятого блоку, висяче крило вище лежачого;
- *зсув* – розрив з переміщенням блоків у горизонтальному напрямку по простяганню зміщувача;
- *насув* – це підкид з кутом падіння зміщувача менше ніж 45° ;
- *розсув* – розрив з переміщенням крил перпендикулярно до зміщувача;
- комбінації розривів – *зсуво-скид*, *підкидо-зсув* тощо.

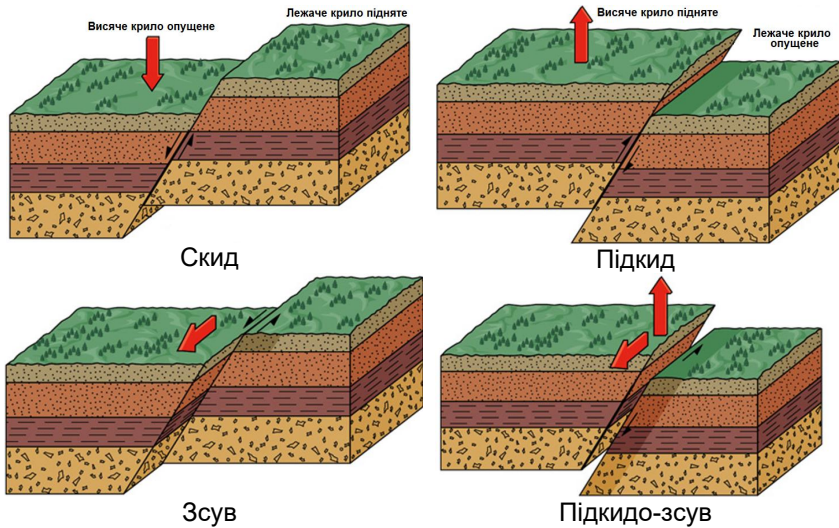


Рисунок 7.2 – Блок-діаграми деяких видів розривних порушень¹. Червоними стрілками показано переміщення розірваних блоків

Завдання до виконання практичної роботи

Використовуючи бланки схематичних розрізів потрібно визначити тип розривного порушення, істинну, горизонтальну та вертикальну амплітуди переміщення блоків з врахуванням масштабу розрізів, які наведені в табл. 7.1 (за варіантами). Бланки міні-розрізів треба роздрукувати, проставити характерні точки та за допомогою лінійки визначити амплітуди зміщень.

¹ Рисунки з сайту <https://biologi-zone.blogspot.com/2014/03/jenis-jenis-patahan-fault.html>

Таблиця 7.1 – Вихідні дані для визначення амплітуд переміщень по розриву

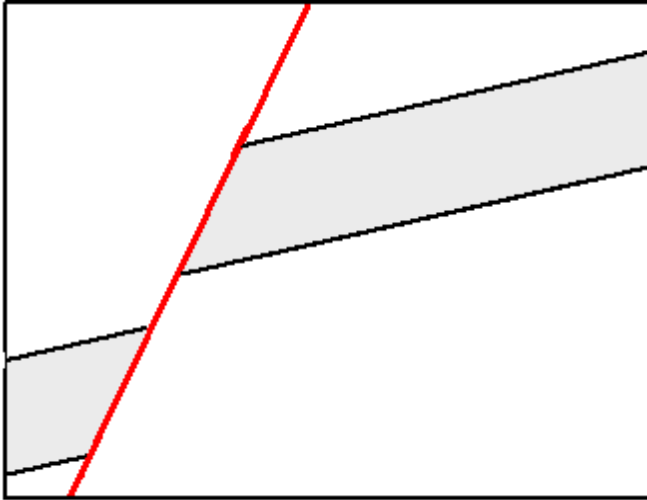
Варіант	Масштаб розрізів
1	1:1000
2	1:1000
3	1:2000
4	1:5000
5	1:5000
6	1:500
7	1:2000
8	1:500
9	1:200
10	1:200
11	1:200
12	1:500
13	1:1000
14	1:5000
15	1:2000
16	1:5000
17	1:2000
18	1:1000
19	1:200
20	1:500

Запитання до самоперевірки

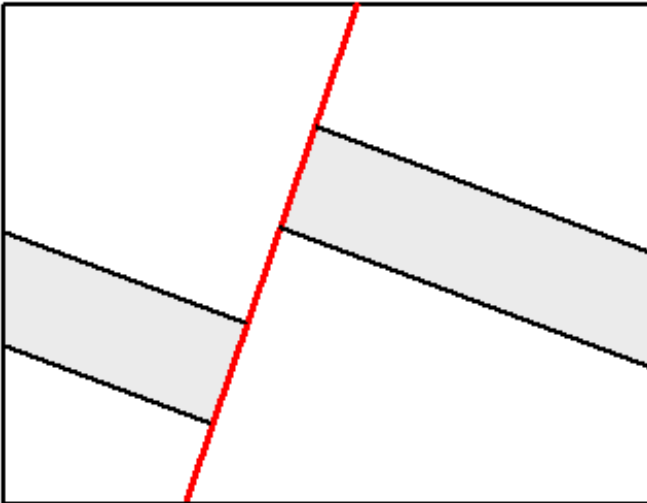
1. *Які типи розривних порушень розрізняються за положенням лежачого та висячого крил?*
2. *Які розривні порушення мають переміщення крил у горизонтальному напрямку по простяганню зміцувача?*
3. *Який кут нахилу зміцувача має насув?*
4. *Який кут нахилу зміцувача має скид?*

Бланки схематичних розрізів розривних порушень

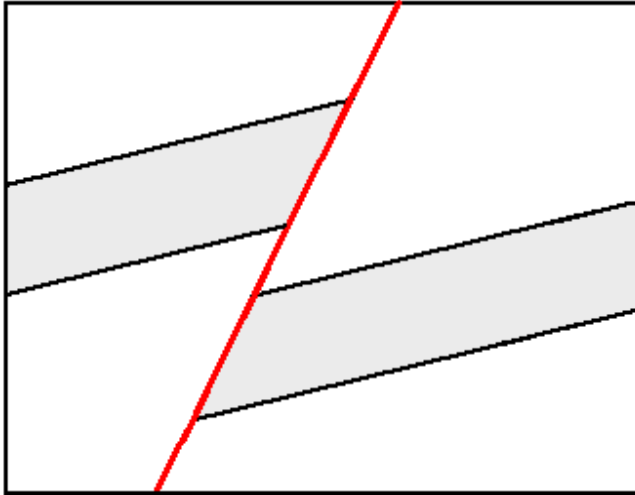
Схематичний розріз № 1
Масштаб _____



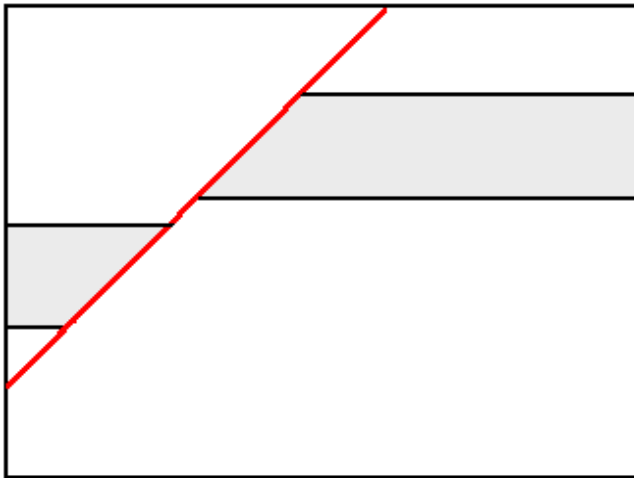
Схематичний розріз № 2
Масштаб _____



Схематичний розріз № 3
Масштаб _____



Схематичний розріз № 4
Масштаб _____



ПОБУДОВА ГЕОЛОГІЧНИХ КАРТ ГІРСЬКИХ ПОРІД, ЩО ЗАЛЯГАЮТЬ ГОРИЗОНТАЛЬНО

Геологічною картою називається вертикальна проекція на горизонтальну площину природних і штучних виходів гірських порід, яка виконана, як правило, в зменшеному масштабі [4].

Всі геологічні карти залежно від масштабу підрозділяються на п'ять типів: оглядові (дрібніше 1:1000000), які відображають геологічну будову континентів або держав; дрібномасштабні (регіональні 1:500000), що дають уявлення про геологічну будову регіонів, об'єднаних загальними рисами геологічного розвитку (наприклад, геологічна карта Карпат, геологічна карта Українського щита тощо); середньомасштабні (1:200000 – 1:100000) – відображають геологічну будову окремих районів крупних геологічних структур (наприклад, геологічна карта Дніпропетровської області), великомасштабні (1:50000 – 1:25000) та детальні (1:10000 – 1:1000), що будуються для невеликих за площею ділянок земної кори (наприклад, геологічна карта родовища) [1, 4].

Зміст карти визначається її різновидом: геологічна, гідрогеологічна, геоморфологічна, прогнозна і т. д. Роль геологічних карт дуже велика, вони є потужним інструментом дослідження і пізнання будови земної кори, концентрують в собі обширну інформацію, яка накопичена як в цілому по Україні, так і по окремим її регіонам.

Планшет геологічної карти повинен мати обов'язкові елементи: саму геологічну карту, стратиграфічну колонку, геологічні розрізи і умовні позначення. Геологічні карти складаються і видаються у вигляді планшетів і мають ту ж номенклатуру, що топографічні планшети. Геологічна карта будується на топографічній основі, з якої зазвичай видаляються умовні знаки, що не дають уяви про будову рельєфу. Горизонталі на дрібномасштабних картах часто роблять з більшим перерізом. Геологічна ситуація з акцентом на конкретний зміст залежно від різновиду карт відображається

за допомогою умовних знаків складу, віку і умов залягання гірських порід (рис. 8.1). На власне геологічній, тобто віковій карті і на її різновидах покрив четвертинних континентальних відкладень, що займають 90 % поверхні суходолу, видаляється максимально. На карті четвертинні відкладення показуються в тих випадках, коли неможливо встановити будову порід, що їх підстилають або, якщо четвертинні відкладення містять корисні копалини, наприклад, воду [4].

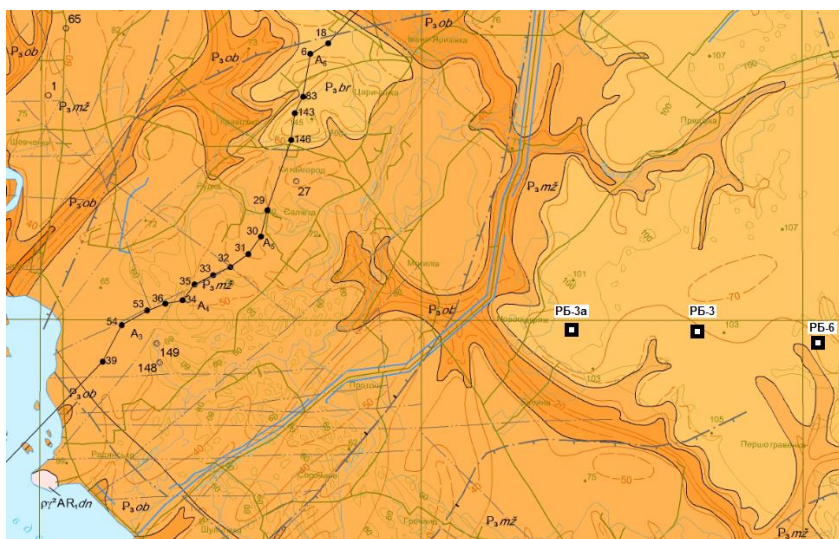


Рисунок 8.1 – Фрагмент геологічної карти району Дніпропетровської області [7]

У залежності від складності геологічної будови району для кожного планшета геологічної карти будуються один або декілька розрізів. Лінії розрізів вибираються так, щоб можна було якнайповніше відобразити основні риси геологічної будови території, представлені на карті. При горизонтальному заляганні гірських порід найбільш раціональний напрям розрізу – лінія, що проходить через найвищу і найнижчу точки рельєфу, впоперек простягання найбільш крупної річкової долини [4].

Масштаби розрізів повинні відповідати масштабу геологічної карти, виключенням є побудова розрізів товщ, які залягають горизонтально. В цьому випадку дозволено зменшувати вертикальний масштаб так, щоб його висота складала 10–12 см, а шар мінімальної потужності на розрізі – не менше 4 мм. На геологічному розрізі повинні бути представлені всі шари гірських порід, відомих за даними буріння або геологічними даними (рис. 8.2).

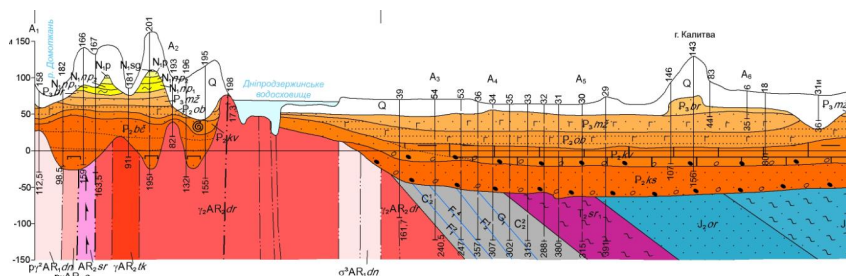


Рисунок 8.2 – Геологічний розріз до геологічної карти району Дніпропетровської області [7]

Умовні позначення повинні бути розміщені в правій частині планшета. Вони являють собою прямокутники розміром 1 × 2 см, куди виносяться всі умовні знаки з геологічної карти і розрізів, за допомогою яких описані: вік, літологічний склад порід (рис. 8.3). Умовні знаки повинні починатися з наймолодших за віком шарів осадових гірських порід, потім розшифровуються метаморфічні і магматичні гірські породи в тому ж віковому порядку. Закінчуються умовні позначення знаками ліній розрізів, горизонталей місцевості, свердловин, розривних порушень.

Стратиграфічна колонка будується в лівій частині планшета геологічної карти. В ній повинні бути відображені вікова послідовність (система, відділ, індекс), істинна потужність, склад всіх шарів гірських порід, які нанесені на геологічну карту або відомі за даними буріння. Масштаб стратиграфічної колонки взагалі повинен відповідати масштабу карти, але він може бути змінений таким чином, щоб шар мінімальної потужності відображався у колонці товщиною не менше 4 мм.

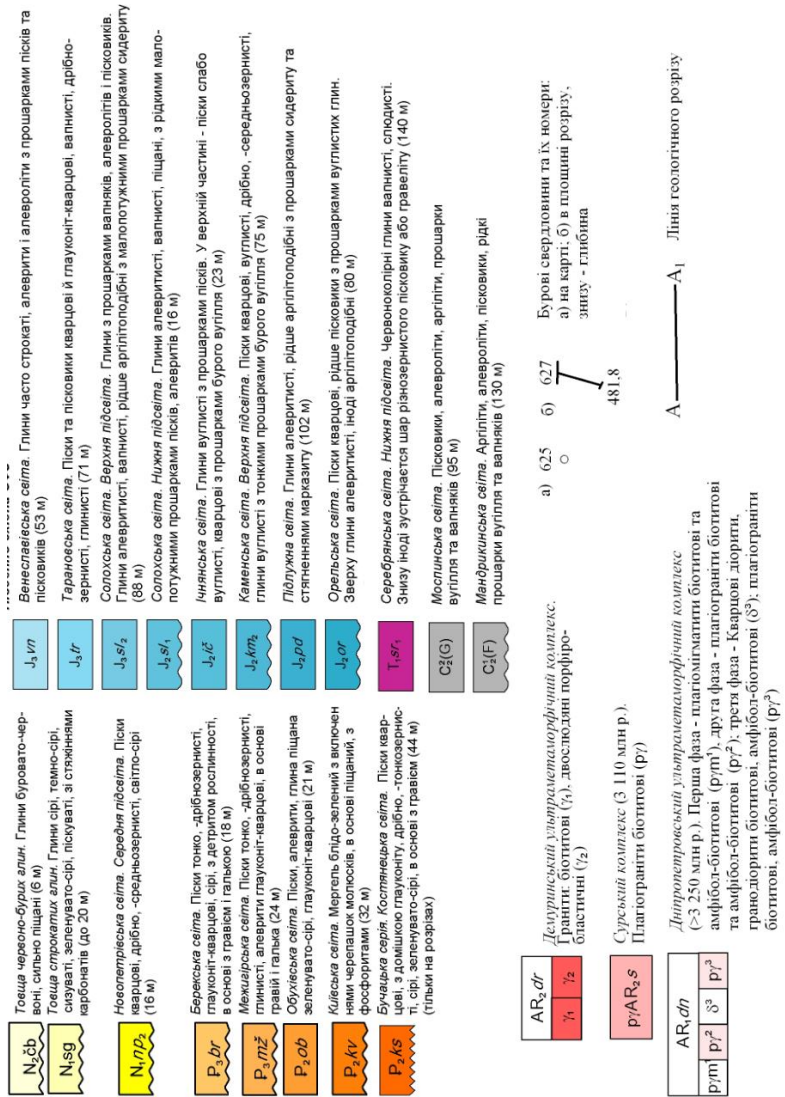


Рисунок 8.3 – Умовні позначення до геологічної карти та розрізу району Дніпропетровської області [7]

Загальна характеристика горизонтального залягання шарів гірських порід та розпізнавання його на картах

Горизонтальне залягання шарів гірських порід є первинним, непорушеним і властиво, як правило, молодим осадовим товщам. Горизонтальне або близьке до нього залягання обумовлене накопиченням осаду, за рахунок чого межі (покрівля і подошва) шарів гірських порід, що послідовно формуються, виявляються паралельними і горизонтальними. Горизонтальним залягання шарів вважається у тому випадку, коли кут їх нахилу не перевищує $5-7^{\circ}$.

На геологічних картах з горизонталями шари гірських порід, що залягають горизонтально, розпізнаються за наступними ознаками [4].

1. Межі між шарами проходять паралельно або співпадають з горизонталями місцевості.

2. Межі між шарами мають неправильні, часто замкнуті контури, цілком залежні від характеру рельєфу. При достатньо розчленованому рельєфі шари мають вид паралельних смуг, що концентрично охоплюють підняття. У ярах і долинах річок ці смуги витягнуті уздовж схилів, причому молоді шари складають високі елементи рельєфу (вододіли), а стародавні – приурочені до берегів річок. Таким чином, спостерігається наступна закономірність: наймолодшим шарам відповідають найвищі абсолютні відмітки, а найстародавнішим – найнижчі.

3. При незначній розчленованості рельєфу шари, що залягають горизонтально, на карті відображаються або у вигляді одного суцільного поля, зафарбованого в колір наймолодшого шару гірських порід, або у вигляді декількох широких різнокольорових смуг.

Завдання до виконання практичної роботи

1. Побудувати геологічну карту району місцевості з горизонтальним заляганням гірських порід.

2. Побудувати геологічний розріз за напрямом, який задано на геологічній карті.

3. Скласти стратиграфічну колонку до геологічної карти.

4. Скласти умовні позначення до геологічної карти та геологічного розрізу.

Порядок виконання роботи [1, 4]

Перед виконанням практичної роботи необхідно роздрукувати бланк топографічної карти (Додаток А), яка вказується викладачем. Інші вихідні дані наведені в табл. 8.1 (за варіантами).

1. При побудові геологічних карт шарів гірських порід, що залягають горизонтально, першочергове значення має аналіз рельєфу, відображеного на топографічній карті. Необхідно визначити точки з максимальними і мінімальними відмітками рельєфу, а далі встановити вододіли, долини річок, схили, плато тощо.

Таблиця 8.1 – Вихідні дані для виконання практичної роботи

Вік шару	Варіант										Літологічний склад шарів	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
	Абсолютна відмітка підшви шару											
K ₂					–							Піски
K ₁	–				265							Крейда
J ₃	260				248					–		Брекчія
J ₂	253	–			236		–				267	Конгломерати
J ₁	240	265			220		265				252	Доломіти
T ₃	222	250	–		205		245	–			237	Глинисті сланці
T ₂	205	245	267		–		240	268			220	Мергелі
T ₁	–	230	255				228	250	–		200	Алевроліти
P ₃		208	240	–			210	238	265	–		Аргіліти
P ₂		–	232	263		–	–	220	250			Вапняк
P ₁			219	252		260		204	236			Мергелі
C ₂			–	245		247		–	220			Вугілля
C ₁				230		231			205			Алевроліти
D ₃				212		217			–			Аргіліти
D ₂				–		200						Пісковики
D ₁						–						Доломіти

2. Після аналізу рельєфу виконується безпосередньо побудова геологічної карти. Кожна геологічна межа (підшва або покрівля) має свою абсолютну відмітку. Використовуючи ці абсолютні відмітки, наносять геологічні межі (підшву шару) на топографічну карту, підпорядковуючи їх конфігураціям горизонталей.

Межі різновікових шарів співпадатимуть з відповідними по висоті горизонталями або будуть знаходитися між ними, якщо абсолютна відмітка геологічної межі не кратна перетину горизонталей, тобто 10 м. У останньому випадку межі треба наносити шляхом простої інтерполяції між горизонталями з меншою і більшою абсолютної відмітками.

Різновікові смуги виходу шарів на поверхню розфарбовують відповідно до легенди стратиграфічної колонки і наносять індекси геологічного віку. Приклад побудови геологічної карти наведений на рис. 8.4–8.5.

3. Складання розрізу починають з побудови топографічного профілю, після чого на нього переносяться з карти точки перетину лінії розрізу з геологічними межами. Далі точки однойменної межі з'єднують горизонтальними лініями. При цьому спочатку проводяться межі наймолодших шарів, добудовуючи донизу все більш стародавні. Кожен шар на розрізі розфарбовують відповідно до легенди, проставляють віковий індекс шару і склад гірських порід умовним знаком.

4. Побудову стратиграфічної колонки починають з обчислення істинної потужності (m) кожного шару, яка є найкоротшою відстанню між покрівлею і подошвою. При горизонтальному заляганні істинна потужність визначається як різниця абсолютних відміток покрівлі і подошви шару:

$$m_i = H_{\text{покрівлі}} - H_{\text{подошви}}, \quad (8.1)$$

Для наймолодшого і найстародавнішого шарів, розкритих свердловиною, істинну потужність визначити не можливо, оскільки в першому випадку не відома абсолютна відмітка покрівлі, а в другому – абсолютна відмітка подошви. В цих випадках потужність наймолодшого і найстародавнішого шарів умовно приймають рівною 1 см. Стратиграфічну колонку починають будувати з наймолодшого шару, поетапно доповнюючи шарами гірських порід, що залягають нижче. При горизонтальному заляганні масштаб стратиграфічної колонки відповідає масштабу карти або розрізу.

5. Умовні позначення являють собою прямокутники розміром 1×2 см, куди виносяться знаками літологічний склад і віковий індекс відповідного шару. Поряд з прямокутниками наводиться опис умовного позначення. Кожен умовний знак нумерується, при цьому початкові номери відповідають наймолодшим шарам, по мірі збільшення віку збільшується і номер умовного позначення. Завершуються умовні позначення знаками: лінія розрізу, свердловини і т. п. Умовні позначення розфарбовуються відповідно до віку тих або інших гірських порід.

Приклад виконання практичного завдання

Вихідні дані

<i>Вік шару</i>	<i>Абсолютна відмітка підповерхви шару, м</i>	<i>Літологічний склад шарів</i>	<i>Розрахункова істинна потужність шару, м</i>
P_3	255	Пісковики	> 5
P_2	240	Алевроліти	15
P_1	227	Вапняк	13
C_2	205	Глинисті сланці	22
C_1	190	Доломіти	15
D_3	–	Мергелі	> 5

1. На топографічній схемі представлена річкова долина. Головний водотік протікає з південного заходу на північ та має праву притоку, яка протікає з південного сходу на північний захід та впадає в головну річку приблизно посередині ділянки. Максимальні відмітки місцевості становлять більше 260 (але до 270) метрів, розташовані в північно-східній та північно-західній ділянках карти. Мінімальні відмітки від 190 до 180 м приурочені до русел річок. Перепад висот становить близько 80 метрів. Переріз горизонталей на карті 10 м.

2. По абсолютним відміткам підповерхви шарів, починаючи з верхнього, на карті проводяться геологічні межі (рис. 8.4). Вони співпадають з горизонталями або проводяться між ними, повторюючи контури. Перетин горизонталей та геологічних меж, а також геологічних меж між собою не допускається! Після того, як проведена геологічна межа, проставляється індекс геологічного віку порід.

3. Для побудови геологічного розрізу на карті відмічають засічки – точки перетину лінії розрізу та горизонталей (рис. 8.5).

Після цього будується топографічний профіль:

– лінія АВ разом з засічками переноситься на аркуш паперу, з її кінців будують два перпендикуляра – висотні шкали, які розбивають на висотні відмітки в обраному масштабі;

– з кожної засічки проводять перпендикуляр до висотного рівня, який відповідає цій засічці, ставлять на кінці крапку;

– отримані крапки з'єднують плавною кривою – це буде топографічний профіль.

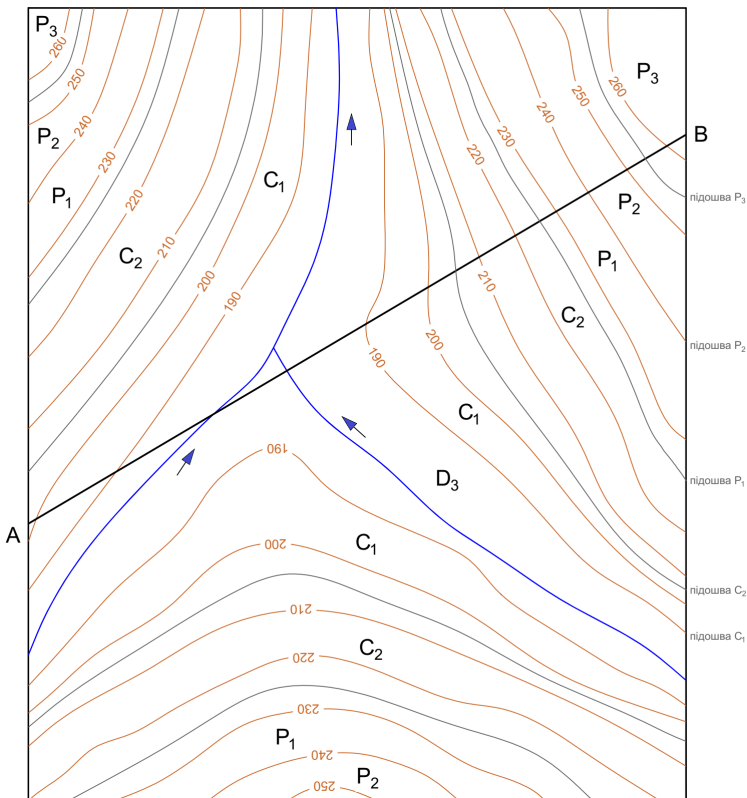


Рисунок 8.4 – Топографічний бланк з проведеними геологічними межами (чорні лінії). АВ – лінія розрізу

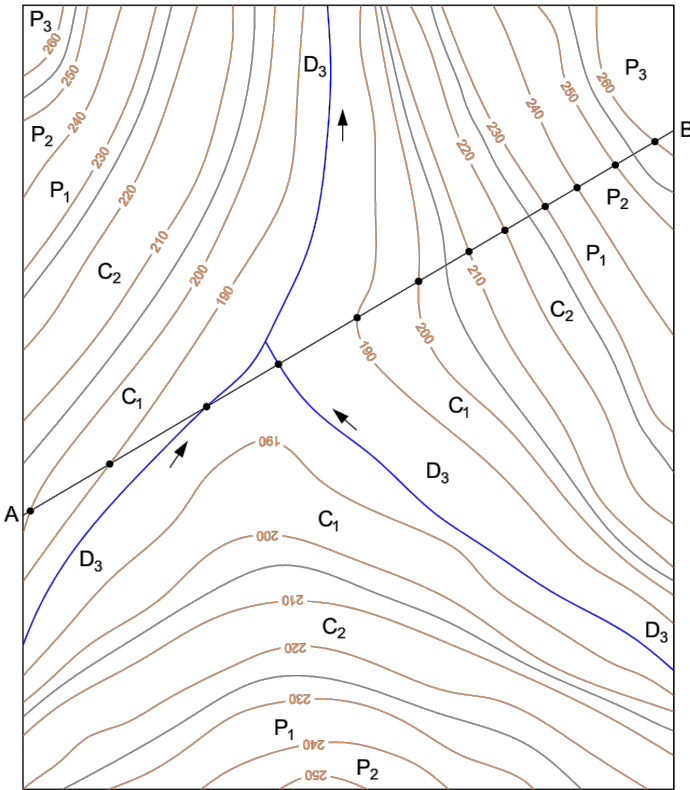


Рисунок 8.5 – Визначення точок перетину лінії розрізу АВ з горизонталями на карті

Після побудови профілю будують геологічні межі – горизонтальні лінії, які розташовані на відповідних висотних рівнях. Ці лінії проводяться виключно під лінією топографічного профілю, тобто, під лінією рельєфу. Проведення геологічних меж над рельєфом у повітрі – є помилкою.

Кожен шар на розрізі заповнюють умовним знаком склад гірських порід (Додаток Б) та проставляють віковий індекс шару (рис. 8.6).



Рисунок 8.6 – Топографічний профіль та геологічний розріз за лінією АВ

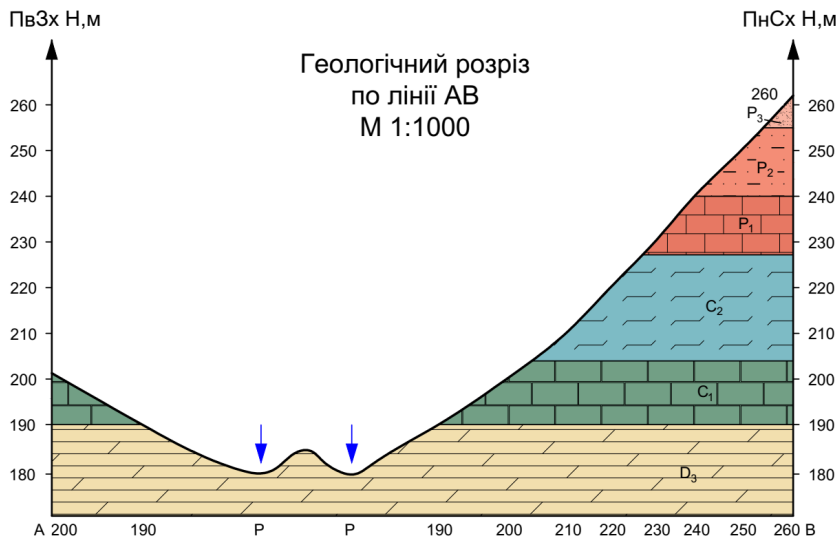


Рисунок 8.7 – Геологічний розріз за лінією АВ

Після побудови геологічного розрізу шари гірських порід тут і на карті розфарбовуються відповідно до кольорів геохронологічної таблиці (рис. 8.7, 8.8).

4. Стратиграфічна колонка будується за розрахунковими значеннями істинної потужності шару (див. вихідні дані).

Під стратиграфічною колонкою розташовуються умовні позначення (рис. 8.9).

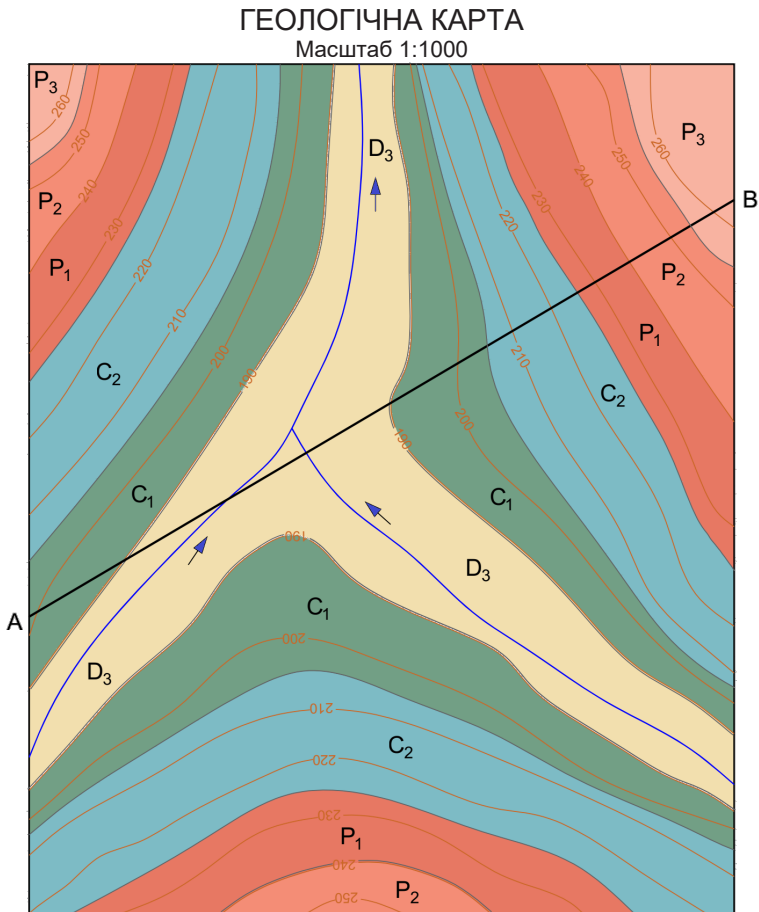



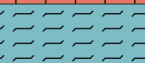




Рисунок 8.8 – Геологічна карта ділянки місцевості

СТРАТИГРАФІЧНА КОЛОНКА
М 1:1000

Система	Відділ	Індекс	Стратиграфічна колонка	Потужність, м	Літологічний склад
Пермська	Лопінський	P ₃		-	Пісковики
	Гваделупський	P ₂		15	Алевроліти
	Приуральський	P ₁		13	Вапняки
Кам'яновугільна	Міссісіпський	C ₂		22	Глинисті сланці
	Пенсільванський	C ₁		15	Доломіти
Девонська	Верхній	D ₃		-	Мергелі

УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ








- 1  пісковики лопінського відділу пермської системи
- 2  алевроліти гваделупського відділу пермської системи
- 3  вапняки приуральського відділу пермської системи
- 4  глинисті сланці міссісіпського відділу кам'яновугільної системи
- 5  доломіти пенсільванського відділу кам'яновугільної системи
- 6  мергелі верхнього відділу девонської системи
- 7  лінія розрізу

Рисунок 8.9 – Стратиграфічна колонка та умовні позначення до геологічної карти та геологічного розрізу

Запитання до самоперевірки

1. Як на геологічній карті встановлюють горизонтальне залягання шарів гірських порід?
2. Яким чином складається стратиграфічна колонка?
3. Яким чином визначається істинна потужність шарів гірських порід?
4. Які дані вносять до умовних позначень?

ПОБУДОВА ГЕОЛОГІЧНОЇ КАРТИ ГІРСЬКИХ ПОРІД, ЩО ЗАЛЯГАЮТЬ МОНОКЛІНАЛЬНО

При похилому заляганні шарів гірських порід в умовах нерозчленованого рельєфу ширина та форма їх виходів на денну поверхню буде визначатися лише кутом падіння α .

$$m = M_z \cdot \sin \alpha. \quad (9.1)$$

Для побудови карти моноклінально або похило залягаючих шарів гірських порід достатньо встановити кут падіння одного з шарів, інші будуть мати той самий кут падіння [1, 4].

Завдання до виконання практичної роботи

Свердловина, яка розташована на межі двох шарів гірських порід, розкрила похилозалягаючу осадову товщу. За даними буріння встановлені кількість, істинні потужності шарів та кут їх падіння (табл. 9.1). Необхідно:

1. Побудувати геологічну карту району місцевості з моноклінальним заляганням гірських порід.
2. Побудувати геологічний розріз за напрямом, який задано на геологічній карті.
3. Скласти стратиграфічну колонку до геологічної карти.
4. Скласти умовні позначення до геологічної карти та геологічного розрізу.

Порядок виконання роботи [1, 4]

1. Розрахувати горизонтальну потужність кожного шару за формулою 9.1.
2. З центру свердловини відкласти азимут падіння шару і перпендикулярно до цієї лінії провести лінію простягання. Ця лінія простягання буде подошвою першого та покрівлею другого шару.

Вздовж лінії падіння перпендикулярно лінії простягання послідовно відкласти горизонтальні потужності всіх інших шарів. Вік шарів гірських порід, крім першого, визначають за наступною закономірністю: при нормальному заляганні шари стають молодшими в сторону їх падіння (рис. 9.1).

3. Для побудови розрізу обрати лінію падіння, яка продовжується від свердловини до кінця карти. По лінії розрізу відкласти горизонтальні потужності шарів M_r , а потім під кутом падіння провести підшву і покрівлю всіх шарів. Приклад побудови розрізу наведений на рис. 9.2.

4. Оформити карту і розріз – розфарбувати відповідно до кольорів стратиграфічної схеми, проставити вікові індекси шарів і склад гірських порід, скласти стратиграфічну колонку та умовні позначення.

Таблиця 9.1 – Вихідні дані для побудови карти шарів гірських порід, що залягають моноклінально

Варіант	Кут падіння шарів, α , град	Азимут падіння, град	Істинна потужність шарів гірських порід, м						Вік порід першого шару
			1 Шар	2 Шар	3 Шар	4 Шар	5 Шар	6 Шар	
1	15	216	>5	10	8	12	9	>5	D ₂
2	10	222	>5	15	10	11	16	>5	C ₂
3	20	196	>5	20	8	13	10	>5	J ₁
4	17	231	>5	18	11	7	10	>5	P ₁
5	13	220	>5	16	9	6	8	>5	D ₃
6	19	211	>5	20	12	9	7	>5	C ₁
7	22	195	>5	17	25	10	9	>5	T ₃
8	16	225	>5	18	9	12	7	>5	J ₃
9	14	205	>5	15	7	9	11	>5	K ₁
10	18	229	>5	19	8	10	9	>5	J ₂
11	20	193	>5	21	9	8	10	>5	D ₁
12	23	217	>5	20	10	11	7	>5	T ₃
Склад шарів гірських порід			глини	пісковики	вапняки	мергель	аргіліти	конгломерати	

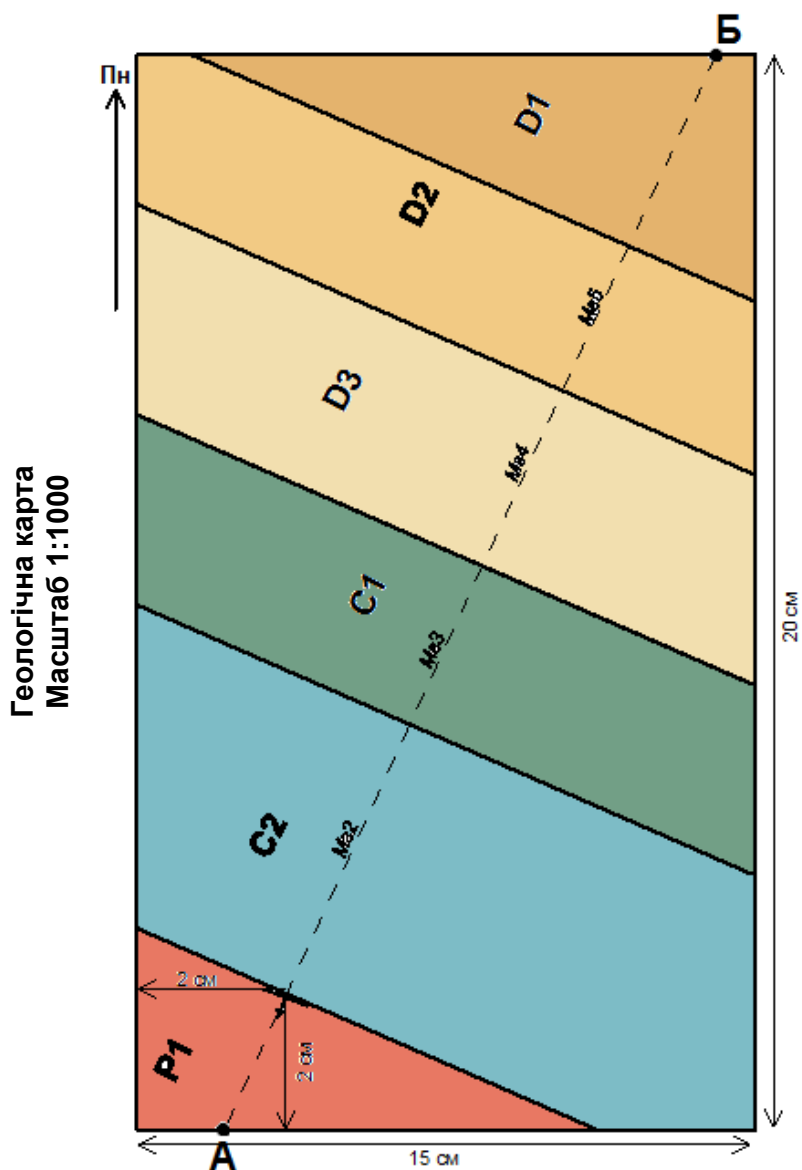


Рисунок 9.1 – Приклад побудови геологічної карти гірських порід, що залягають моноклінально

Геологічний розріз по лінії АБ
Масштаб 1:1000

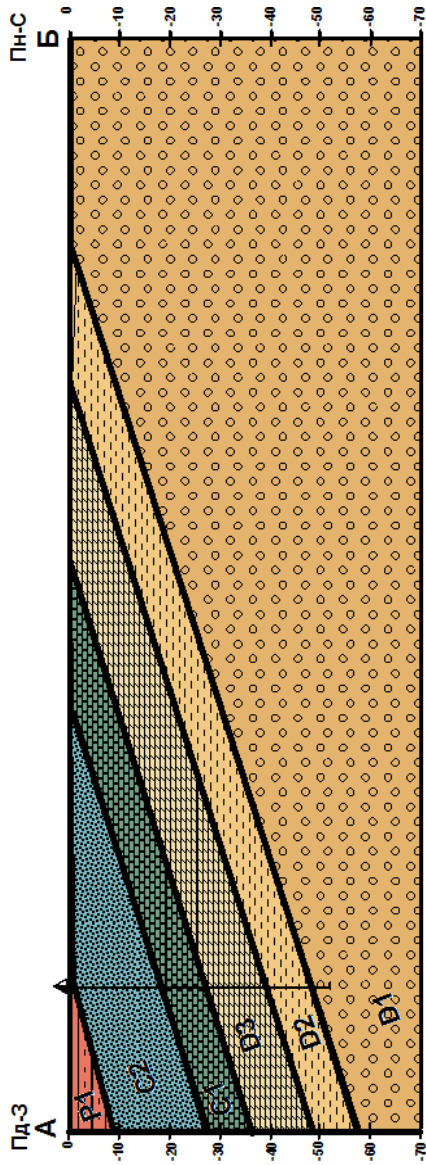


Рисунок 9.2 – Приклад побудови розрізу геологічної карти гірських порід, що залягають моноклінально

Запитання до самоперевірки

1. *Яка потужність більше – горизонтальна чи істинна?*
2. *Межі шарів гірських порід при моноклінальному заляганні співпадають з напрямком азимуту простягання чи азимутом падіння?*
3. *Як співвідносяться горизонталі і межі гірських порід на геологічних картах при моноклінальному заляганні?*
4. *Які дані вносяться у стратиграфічну колонку?*

ПОБУДОВА ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗРІЗУ ДО ГЕОЛОГІЧНОЇ КАРТИ СКЛАДЧАСТОГО ЗАЛЯГАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Впродовж геологічної історії земна кора зазнавала складних перетворень у просторі. Породи, які її складають, зминалися в складки, розривалися, насовувалися одна товща на іншу тощо. В результаті змінювався рельєф земної поверхні, утворювалися гори та глибоководні западини. Всі ці явища виникали під впливом рухів земної кори, або як прийнято називати, тектонічних рухів.

Тектонічні рухи спричинені різними за природою силами внутрішніх геосфер Землі і бувають різноманітними, що ускладнює їх класифікацію.

Залежно від напрямку переміщення гірських порід виділяються суттєво вертикальні та горизонтальні тектонічні рухи. За областю проявлення переміщень гірських порід розрізняють: поверхневі (покривні) рухи, пов'язані з процесами в осадовому чохлі; корові, які проявляються в межах усєї земної кори; глибинні, зумовлені процесами в верхній мантії. Всі вони, в свою чергу, поділяються на складчасті, блокові, брилові та інші.

Крім того, існує класифікація, яка базується на виділенні певних видів рухів за масштабами їх розповсюдження. Згідно з цим положенням, усі тектонічні рухи поділяються на внутрішньокорові, які поширюються тільки на окремі частини земної кори, і загальнокорові (глибинні), які призводять до руху всієї кори. В свою чергу, внутрішньокорові рухи поділяються на складчасті та розривні, а загальнокорові – на коливальні і розривні, які спричиняють утворення плікативних (лат. «*пліко*» – складати) і диз'юнктивних (лат. «*дизюнго*» – розділяти) дислокацій різних порядків. Саме ці дві групи дислокацій гірських порід і є основним результатом тектонічних рухів [4, 5].

Основним проявом в природі плікативних порушень є складки, під якими слід розуміти будь-які вигини шарів або пластів гірських порід без розриву їх суцільності (рис. 10.1).

В складках розрізняють [4]: *крила* – шари (пласти), які складають бокові частини складки, розташовані по обидва боки згину; *ядро* – внутрішня частина складки; *кут при вершині складки* – кут, утворений продовженням крил складки до їх перетину; *замок* або *склепіння* – місце вигину пластів; *осьова поверхня* – поверхня, яка ділить кут при вершині складки навпіл; *шарнір* – точка перегину в замку, або склепінні складки (на розрізі); *шарнірна лінія* – лінія перетину осьової поверхні з покрівлею, або підшовою верстви (шару або пласту) в замку або склепінні складки (на карті); *осьова лінія* або *вісь* – лінія перетину осьової поверхні складки з горизонтальною поверхнею; *гребінь* – найвища точка складки, яка не співпадає з шарніром у випадку нахилених або лежачих складок (рис. 10.1).

Виділяється два основних типи складок: антиклінальні, в ядрі яких залягають древні породи, і синклінальні, де ядро складене більш молодими породами в порівнянні з крилами (рис. 10.2). Ці типи не змінюються навіть у тих випадках, коли складки виявляються перекинутими. Якщо неможливо визначити покрівлю або підшову верстви, наприклад, у високометаморфізованих породах, для визначення вигину верств застосовують терміни: антиформа, у випадках коли верстви вигнуті догори, і синформа, якщо вони вигнуті донизу.

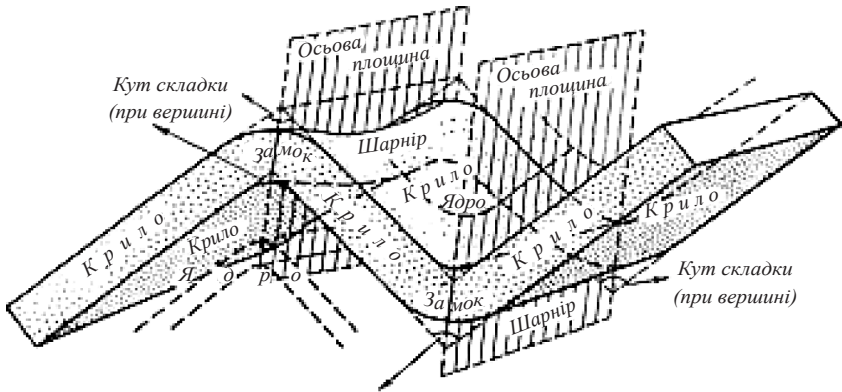


Рисунок 10.1 – Основні елементи складки

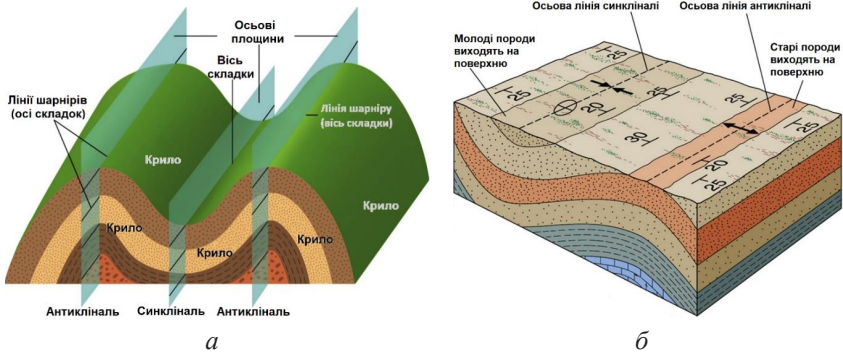


Рисунок 10.2 – Синклінальна та антиклінальна складки (а)¹ та їх вигляд на геологічній карті (б)²

Завдання до виконання практичної роботи

Побудувати геологічний розріз фрагменту схематичної геологічної карти складчастого залягання гірських порід (рис. 10.3) з врахуванням кутів падіння крил за варіантом (табл. 10.1).

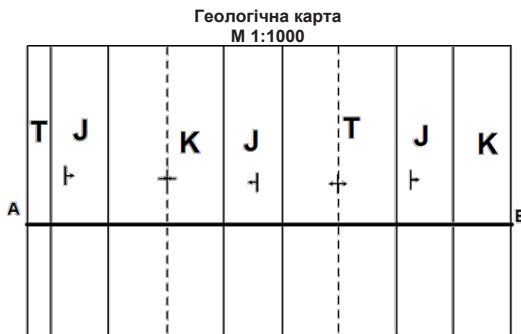


Рисунок 10.3 – Фрагмент схематичної геологічної карти складчастого залягання гірських порід

¹ Рисунок з сайту https://1.bp.blogspot.com/-958IKyuZL-8/Xk5UegB0xII/AAAAAAu8/hBz5TdiRi8k4_UbGX1AaUZs4CvXgkW69ACLCBGAsYHQ/s640/fold.jpeg

² Рисунок з сайту <https://media.cheggcdn.com/media/49f/49ff8848-041e-49db-ba40-dfcf4f4b4205/phpA3QLX2.png>

Таблиця 10.1 – Вихідні дані кутів падіння шарів гірських порід

Варіант	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Кут падіння	35	40	40	45	50	35	55	60	55	57	48	43	52	57	60	43	47	52	48	40

Порядок виконання завдання

1. На фрагменті схематичної геологічної карти проставити значення кутів падіння шарів, наведених в табл. 10.1.

2. Провести горизонтальну лінію розрізу, на неї перенести позначки перетину цієї лінії з геологічними межами та осями складок.

3. За допомогою транспортиру за кутом падіння відкласти геологічні межі, дотримуючись напрямку їх падіння, до перетинання між собою.

4. Закруглити гострі кути в замках складок.

5. Для антиклінальної складки побудувати її зрізану («повітряну») частину пунктирними лініями.

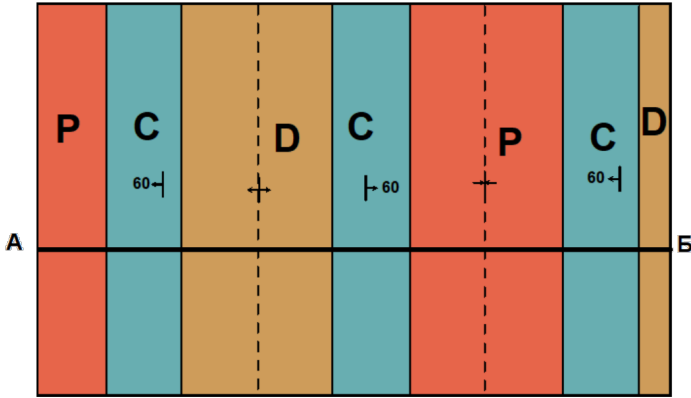
6. На розрізі позначити вік порід та розфарбувати шари згідно кольорів стратиграфічної шкали.

Приклад виконання завдання наведений на рис. 10.4.

Запитання до самоперевірки

1. Яка класифікація складок за нахилом осьової поверхні?
2. Яким чином встановлюється кут складки?
3. Чим відрізняється синклінальна складка від антиклінальної?
4. Який кут нахилу осьової поверхні у лежачої складки?

Геологічна карта
Масштаб 1:1000



Геологічний розріз по лінії АВ
Масштаб 1:1000

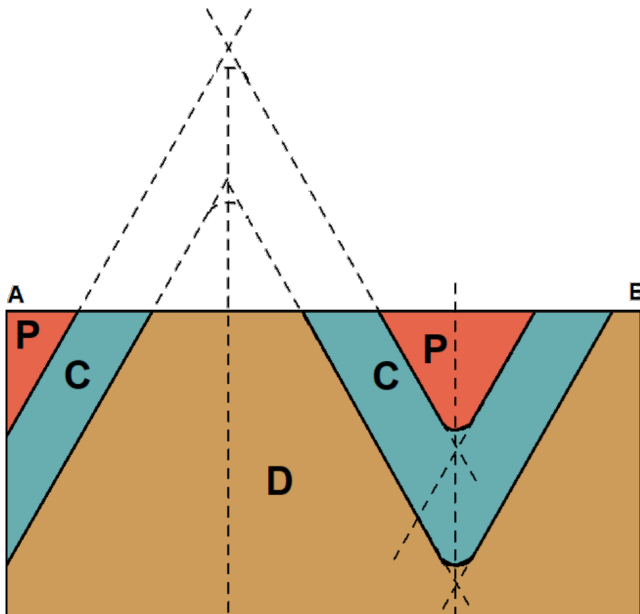


Рисунок 10.4 – Геологічна карта та розріз складчастого залягання гірських порід (приклад)

ПОБУДОВА ГІПСОМЕТРИЧНОГО ПЛАНУ ВУГІЛЬНОГО ПЛАСТА

Для зображення умов залягання пластових і інших тіл корисних копалин широко застосовуються структурні карти. Це карти, на яких за допомогою ізогіпс зображується підземний «рельєф» поверхні, утворений подошвою чи покрівлею пласта корисних копалин, або іншим опорним горизонтом (наприклад, шар вапняку в вугільній товщі).

Гіпсометричний план є проекцію на горизонтальну площину ліній, що з'єднують точки будь-якої поверхні з однаковими абсолютними висотними відмітками. Фізичний сенс ізогіпс і горизонталей топографічної карти один і той же, різниця лише у тому, що горизонталі – це лінії, які належать поверхні рельєфу місцевості, а ізогіпси – підземній поверхні нашарування геологічного тіла (пласта) [1, 4].

Похиле, моноклінальне залягання пласта (витримане по куту і напрямку падіння) на гіпсометричному плані зображується у вигляді системи паралельних рівновіддалених ліній (ізогіпс), оскільки вони проводяться через рівні інтервали по висоті («перетин» ізогіпс).

Більш часто залягання пластів характеризується значними змінами кута і напрямку падіння. У таких випадках гіпсометричний план має особливо велику зовнішню схожість з топографічною картою. Він являє собою систему плавно зігнутих ізогіпс з відстанями між ними, що змінюються. При цьому за щільністю і конфігурацією ізогіпс в будь-якій точці плану можна одержати повне уявлення про елементи залягання пласта. Лінія падіння його орієнтується перпендикулярно по відношенню до найближчих ізогіпс і направлена убік менших абсолютних їх значень. Кут падіння шару (α) знаходиться у зворотній залежності від «закладання» – відстані між найближчими ізогіпсами.

Методика побудови гіпсометричних планів полягає у тому, що на план наносяться всі пункти з відомими абсолютними висотними відмітками опорної поверхні, і точки з однаковими значеннями висоти з'єднуються плавними лініями.

Для побудови гіпсометричних планів за даними розвідувального буріння застосовується метод геологічних розрізів. В цьому випадку точки, необхідні для проведення ізогіпс, одержують шляхом побудови низки розрізів із зображенням опорного горизонту. При цьому положення відміток покрівлі шару, кратних прийнятому інтервалу ізогіпс (10, 20, 100 м і т. ін.), знаходять на розрізах як проєкції цих точок на денну поверхню. Надалі положення цих точок всіх розрізів переносять на відповідні профілі схеми розташування свердловин, і будується сам гіпсометричний план [4].

Завдання до виконання практичної роботи

Для підрахунку запасів вугільного родовища на рівнинній території досліджуваного району пройдено 5 розвідувальних бурових профілів через 60 м, а в кожному профілі через 80 м пробурені 5 свердловин (рис. 11.1). Всі свердловини зафіксували покрівлю вугільного пласта, тобто відомі його абсолютні висотні відмітки. Необхідно побудувати гіпсометричний план з перерізом ізогіпс 20 метрів і визначити елементи залягання покрівлі в 3-х точках.

Порядок виконання практичної роботи [1, 4]

1. Розрахувати індивідуальні вихідні дані і заповнити колонку 5 таблиці 11.1. Для обчислення абсолютних відміток території і покрівлі водотривкого шару використовується формула:

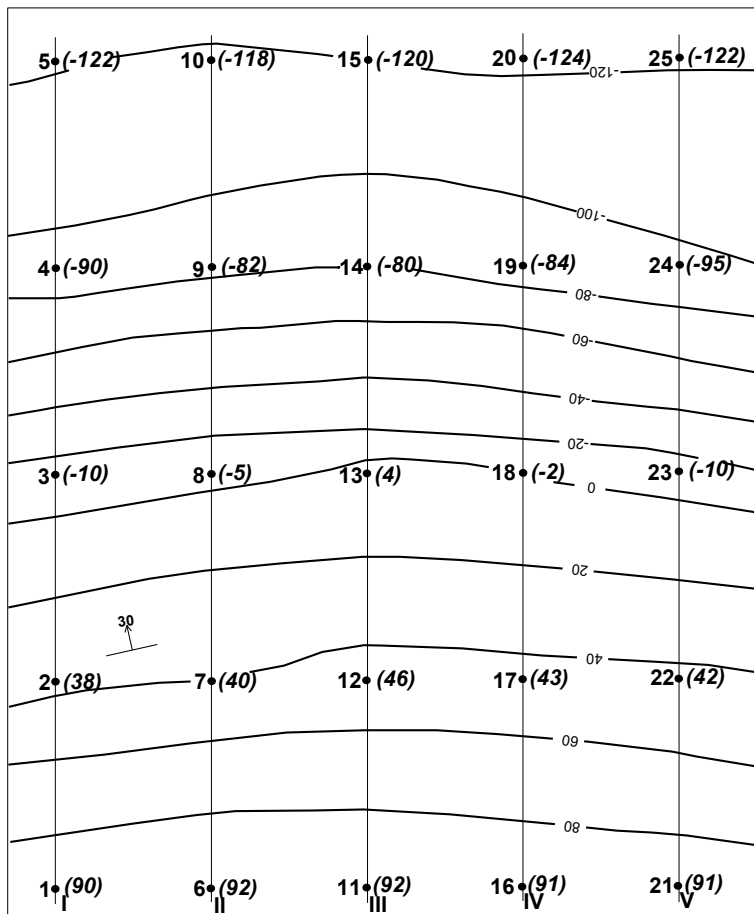
$$h = h_{\text{вих}} - \Delta h, \quad (11.1)$$

де h – абсолютна відмітка (індивідуальна для кожного студента);

$h_{\text{вих}}$ – вихідна абсолютна висотна відмітка (табл. 11.1);

Δh – поправка, обчислена за формулою $\Delta h = 100 \cdot \text{tg} (N_{\text{сп}})$, та округлена до цілого числа ($N_{\text{сп}}$ – номер студента в журналі).

Гіпсометричний план покрівлі вугільного пласта Масштаб 1:2000



УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ



Розвідувальний профіль,
його номер



Свердловина, її номер, відмітка
покрівлі водотривкого горизонту



Ізогіпси



Елементи залягання
покрівлі водотривкого
горизонту

Рисунок 11.1 – Гіпсометричний план покрівлі вугільного пласта
(зразок оформлення)

Таблиця 11.1 – Вихідні дані і розрахунок індивідуального завдання для побудови гіпсометричного плану покрівлі вугільного пласта

Профіль	№ свердловини	Вихідна абсолютна висотна відмітка покрівлі вугільного пласта ($h_{\text{вих}}$)	Поправка для варіанта (Δh)	Виправлена абсолютна висотна відмітка покрівлі вугільного пласта по свердловині, м ($h = h_{\text{вих}} - \Delta h$)
I	1	90	$\Delta h = 100 \cdot \text{tg}(\text{№ сп.}), \text{ заокруглена до цілого числа}$	
	2	38		
	3	-10		
	4	-90		
	5	-122		
II	6	92		
	7	40		
	8	-5		
	9	-82		
	10	-118		
III	11	92		
	12	46		
	13	4		
	14	-80		
	15	-120		
IV	16	91		
	17	43		
	18	-2		
	19	-84		
	20	-124		
V	21	91		
	22	42		
	23	-10		
	24	-95		
	25	-122		

2. На листі паперу формату А4 нанести схему ділянки зі свердловинами і біля кожної проставити в дужках абсолютні відмітки покрівлі вугільного пласта згідно з індивідуальними даними. Розташування свердловин прийняти таким, що відповідає рис. 11.1.

3. На листах паперу формату А4 побудувати геологічні розрізи по I, III і V профілям. Для цього, як показано на рис. 11.2, ліворуч нанести шкалу висот і накреслити профіль геологічного розрізу (пряма лінія, проведена від руки), а потім нанести на нього у вигляді точок значення h для кожної зі свердловин в профілі. Одержані точки з'єднати плавною кривою, що відображає положення на розрізі покрівлі шару.

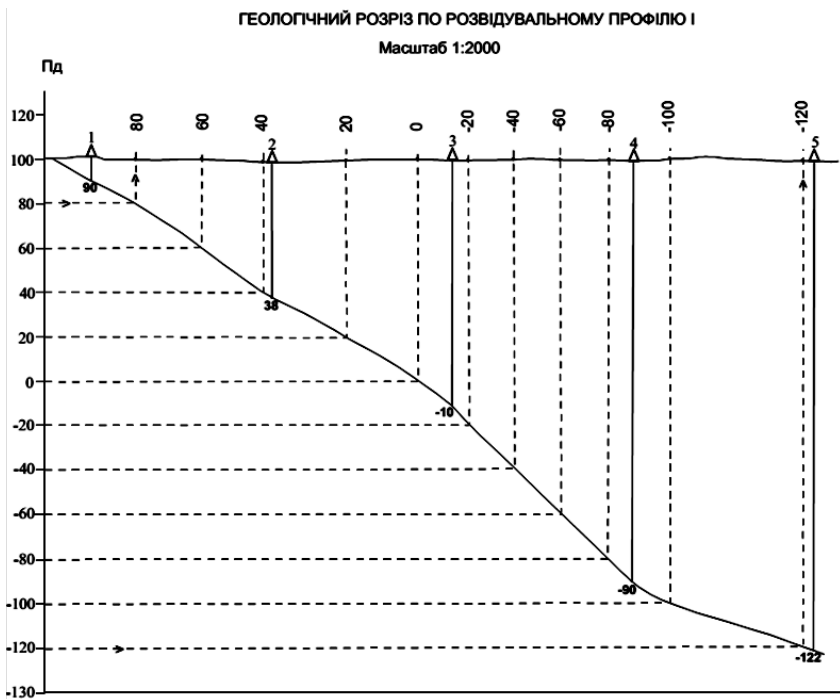


Рисунок 11.2 – Зразок побудови геологічного розрізу

4. На розрізах через двадцятиметрові інтервали провести горизонтальні лінії до перетину їх з лінією покрівлі вугільного пласта і знайти проекції одержаних точок на горизонтальну площину. Вони і визначатимуть положення ізогіпс із заданим перерізом на кожному профілі. Винести ці точки на відповідні профілі плану розташування свердловин і підписати їх значення.

5. Скласти гіпсометричний план (рис. 11.1). Для цього використовуються проекції ізогіпс на денну поверхню на розрізах.

План будується у вигляді плавних ліній (ізогіпс), що сполучають на плані точки з однаковими абсолютними відмітками покрівлі вугільного пласта по I, III і V профілям, а також з урахуванням відміток покрівлі по свердловинам II і IV профілів. Значення ізогіпс на плані підписати в розривах цих ліній.

У нижній частині гіпсометричного плану надаються умовні позначення, що нумеруються.

Запитання до самоперевірки

1. Для яких розрахунків у гірництві використовують гіпсоплан?
2. Як встановити кут падіння пласту на гіпсоплані?
3. Які дані можна отримати за щільністю і конфігурацією ізогіпс в будь-якій точці гіпсоплану?

ВИЗНАЧЕННЯ ПЛОЩІ ВИХОДУ РУДНОГО ПОКЛАДУ НА ДЕННУ ПОВЕРХНЮ

Під час проведення пошуків і розвідки корисних копалин часто виникають завдання швидкого відбору проб. В цьому випадку треба максимально скоротити час на визначення точок відбору. В практичній роботі наводиться приклад, як за вимірами в одній точці можна побудувати вихід рудного покладу на поверхню і тим самим скоротити час знаходження точок відбору проб.

При моноклінальному заляганні та рівнинному рельєфі місцевості виходи покрівлі та підшови рудного покладу на денну поверхню будуть являти собою прямі паралельні лінії, співпадаючи з простяганням порід. Виходи рудного покладу на поверхню при розчленованому рельєфі мають більш складну форму. Для побудови виходу рудного покладу в цьому випадку потрібно поєднати на одній схемі зображення двох поверхонь, що перетинаються. Одна поверхня (рельєф) відображається на схемі горизонталями, а інша підшова чи покрівля – ізогіпсами. Лінія, що об'єднує точки перетину горизонталей та ізогіпс з однаковими відмітками і буде покрівлею чи підшовою рудного покладу.

Для нанесення на схему проєкцій ізогіпс необхідно побудувати графік закладання, який відображає залежність перерізу ізогіпс рудного покладу від його кута падіння. Для побудови графіку закладання проводиться серія паралельних горизонтальних ліній, що знаходяться на відстанях перерізу горизонталей в масштабі схеми. Від верхньої горизонтальної лінії до точки перетину зі шкалою висот проводиться лінія падіння під кутом падіння (α – альфа). Її відстань між проєкціями з горизонтальними лініями і дає значення закладання, яке дорівнює відрізку g (рис. 12.1) Всі ізогіпси на схемі проєктуються паралельно лінії простягання на відстані закладання g . Покрівля рудного покладу на схемі проводиться по точкам перетину горизонталей і ізогіпс з однаковими значеннями відміток.

Для виходу підшви цього рудного покладу необхідно провести нову серію ізогіпс. На графіку закладання паралельно покрівлі на відстань вертикальної потужності (Н) проводиться підшва шару. Всі ізогіпси підшви будуть зміщені від однойменних ізогіпс покрівлі на деяку відстань c в сторону протилежну падінню. Значення c визначається графічно, відкладаючи його від будь-якої ізогіпси покрівлі в бік протилежний падінню. Отримані точки перетину об'єднуються лінією і це буде підшва шару. Вихідні дані для побудови виходу рудного покладу надані в табл. 12.1

Для розрахунку площі рудного покладу на поверхню на кальці намалюють палетку зі сторонами квадратів 2 мм. Палетка накладається на вихід рудного покладу і підраховується кількість квадратів, а потім, з врахуванням масштабу, встановлюється площа. Площа одного квадрату при масштабі 1:1000 буде складати 4 м².

Завдання до виконання практичної роботи

В точці 1 виміряні кут падіння, азимут падіння та вертикальна потужність рудного покладу. Користуючись індивідуальним завданням по варіанту (табл. 12.1) та відповідними картами (Додаток В), треба побудувати межі виходу рудного покладу на поверхню та розрахувати площу його виходу. Масштаб побудови 1:1000.

Таблиця 12.1 – Вихідні дані до побудови виходу рудного покладу на поверхню

№ варіанта	№ карти	Кут падіння, α , градуси	Азимут падіння, градуси	Вертикальна потужність, метри
1	1	34	178	8
2	1	30	190	6
3	2	40	270	10
4	2	34	258	8
5	3	40	180	10
6	3	34	193	12
7	1	34	185	6
8	2	36	260	10
9	3	40	210	8
10	3	37	200	10

Приклад розв'язання завдання

1. Побудувати графік закладання і встановити значення перерізу ізогіпс \underline{g} і горизонтальну потужність рудного покладу \underline{c} (позначка Mg на рис. 12.1).

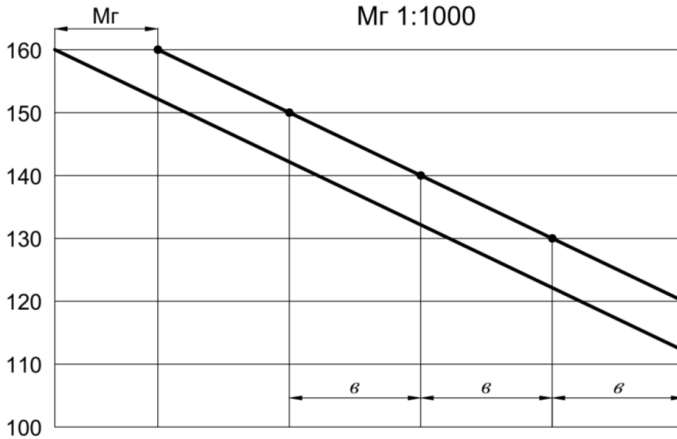


Рисунок 12.1 – Графік закладання ізогіпс

2. На топографічній схемі з т. 1 провести азимут падіння (рис. 12.2).

3. Користуючись значенням перерізу ізогіпси \underline{g} з точки 1 в напрямку падіння рудного покладу відкласти ізогіпси та підписати їх (рис. 12.3). Точки перетину ізогіпс і горизонталей з'єднати лінією. Ця лінія буде покрівлею рудного покладу. Якщо не вистачає горизонталей та ізогіпс для проведення покрівлі до кінця схеми, проводяться проміжні горизонталі і ізогіпси (на рис. 12.3 горизонталь і ізогіпса зі значенням 105).

4. Для побудови підшоши з точки 1 проти падіння покладу відкладається відрізок \underline{c} – горизонтальну потужність покладу (рис. 12.4, точка 2). З точки 2 по лінії падіння відкладаються перерізи ізогіпс \underline{g} і отримується наступна серія – ізогіпси підшоши. Лінія, що з'єднує точки перетину ізогіпс підшоши з однойменними горизонталями і буде підшовою покладу.

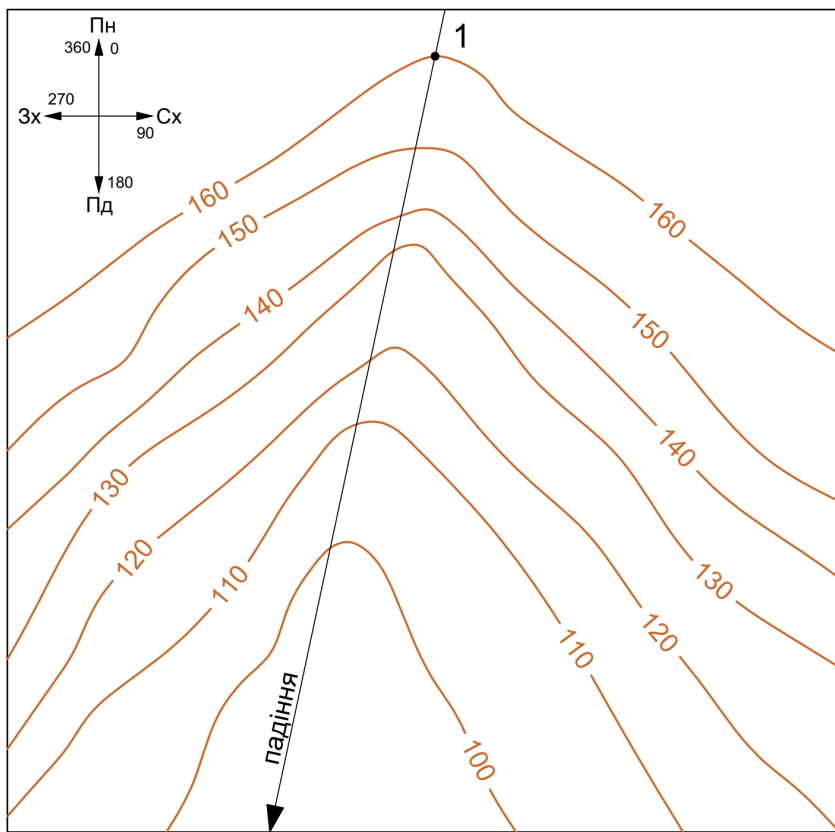


Рисунок 12.2 – Проведення азимуту падіння на топографічній схемі

5. На чистову топографічну схему виносяться побудовані покрівля і підшва покладу та розраховується за допомогою палетки його площа.

У роботі повинно бути представлено 4 схеми:

1. Графік закладання (рис. 12.1).
2. Розрахункове креслення виходу покрівлі покладу на поверхню (топографічна схема покрівлі – рис. 12.3).

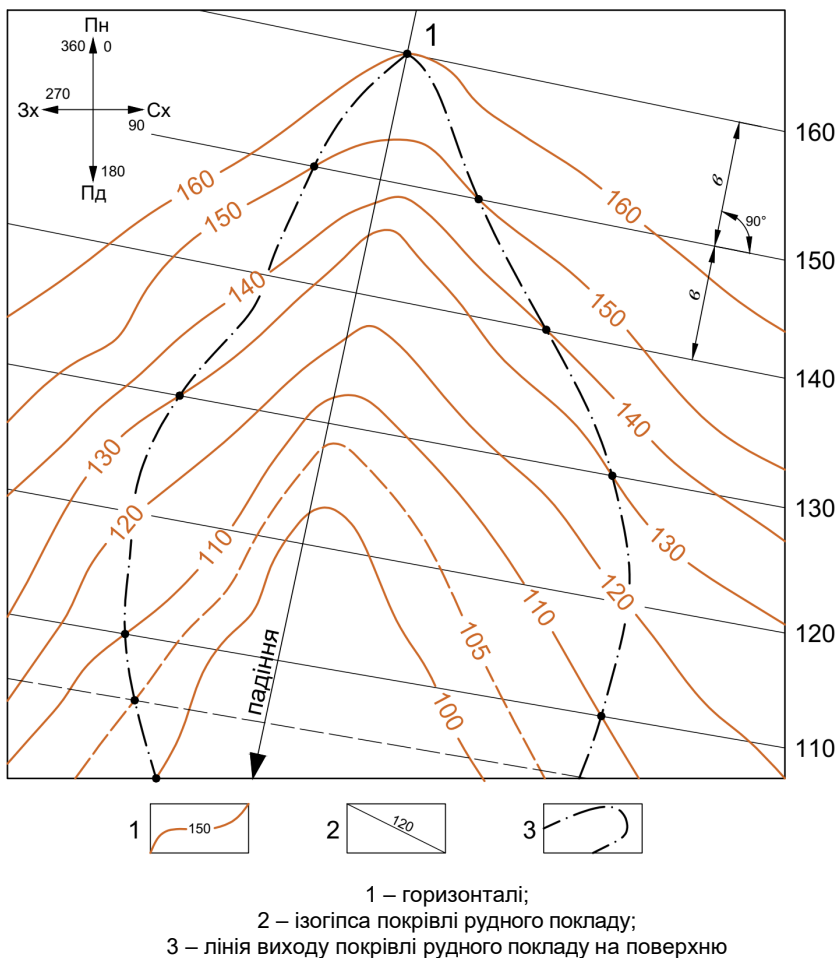
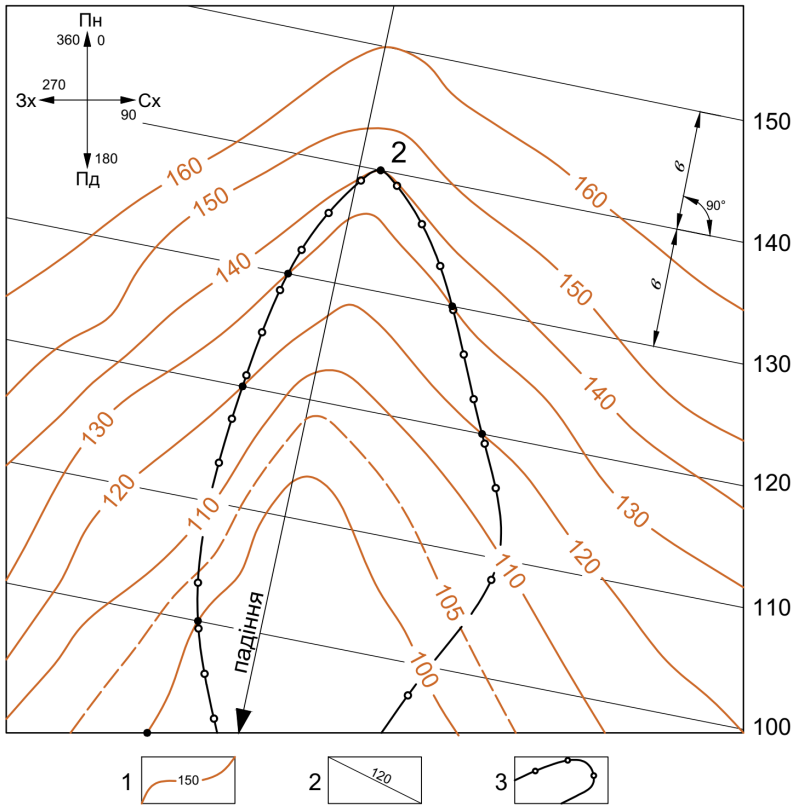


Рисунок 12.3 – Проведення ізогіпс покровілі рудного покладу та лінії його виходу на поверхню

3. Розрахункове креслення виходу підшови покладу на поверхню (топографічна схема підшови – рис. 12.4).

4. Чистова схема (рис. 12.5) виходу покладу на денну поверхню (поєднані межі виходу шару на поверхню).

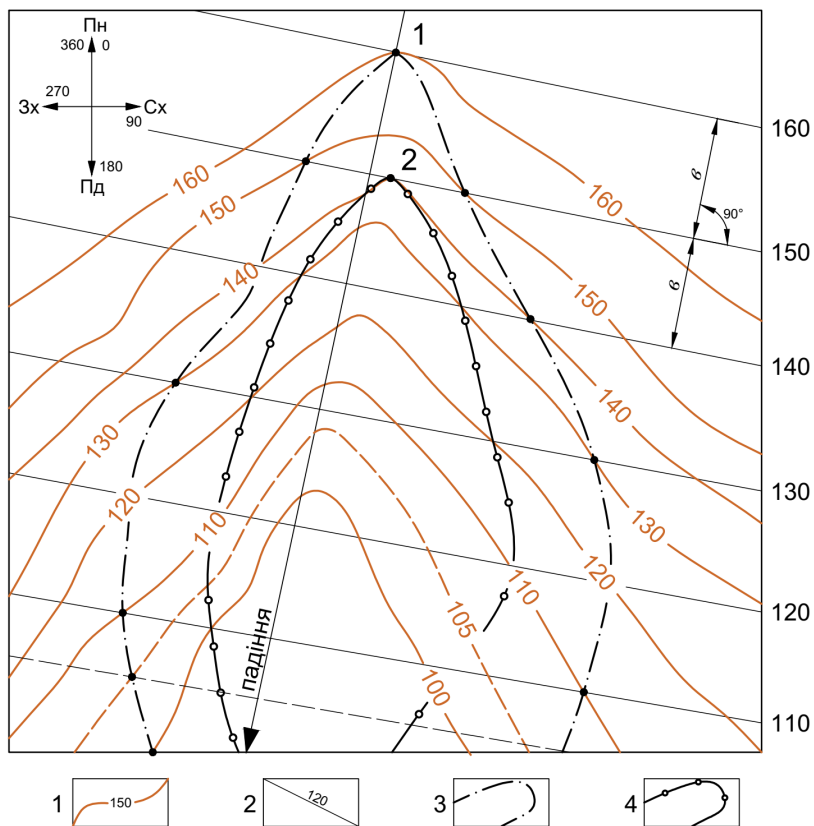


1 – горизонталі рельєфу;
 2 – ізогіпс підшови покладу;
 3 – лінія виходу підшови покладу на поверхню

Рисунок 12.4 – Проведення ізогіпс підшови покладу та лінії його виходу на поверхню

Запитання до самоперевірки

1. Що таке ізогіпс?
2. Що таке переріз ізогіпс?
3. Яку форму мають ізогіпси при моноклінальному заляганні рудного пласта в рівнинному рельєфі?



1 – горизонталі рельєфу; 2 – ізогіса підшови покладу;
 3 – лінія виходу покрівлі покладу на поверхню;
 4 – лінія виходу підшови покладу на поверхню

Рисунок 12.5 – Поєднана схема виходу покрівлі та підшови покладу на денну поверхню

4. Яку форму мають ізогіси при моноклінальному заляганні рудного пласта в розчленованому рельєфі?
5. Що являє собою лінія, яка об'єднує точки перетину горизонталей та ізогіс з однаковими відмітками?

ВИКОРИСТАНА ЛІТЕРАТУРА

1. Орлінська О. В., Пікареня Д. С. Методичні вказівки до самостійного вивчення практичної частини дисципліни «Геологія» (для здобувачів вищої освіти спеціальності 183 «Технології захисту навколишнього середовища» усіх форм навчання першого (бакалаврського) рівня вищої освіти). Запоріжжя : ТОВ «ТЕХНІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «МЕТІНВЕСТ ПОЛІТЕХНІКА», 2023. 51 с.

2. Пікареня Д. С. Методичні вказівки до виконання практичних робіт з вивчення мінералів та гірських порід з дисципліни «Геологія з основами геоморфології» для студентів першого (бакалаврського) рівня вищої освіти зі спеціальності 101 «Екологія» денної і заочної форми навчання. Кам'янське : ДДТУ, 2016. 34 с.

3. Пікареня Д. С. Методичні вказівки до виконання практичної роботи «Визначення елементів залягання гірських порід» з дисципліни «Геологія з основами геоморфології» для студентів першого (бакалаврського) рівня вищої освіти зі спеціальності 101 «Екологія» денної і заочної форми навчання. Дніпродзержинськ : ДДТУ, 2016. 28 с.

4. Практикум з дисципліни «Геологія і гідрогеологія»: навчальний посібник / О. В. Орлінська та ін. Дніпродзержинськ : ДДТУ, 2016. 124 с.

5. Паранько І. С., Сіворонов А. О., Євтехов В. Д. Загальна геологія: навчальний посібник. Кривий Ріг : Мінерал, 2003. 464 с.

6. International Chronostratigraphic Chart. URL: <https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2023-06.pdf> (дата звернення: 16.02.2025).

7. Державна геологічна карта України масштабу 1:200000. Аркуш М-36-XXIX (Кобеляки). Геологічна карта і карта корисних копалин дочетвертинних утворень. Київ : Міністерство екології та природних ресурсів України, Державна служба геології та надр України, Казенне підприємство «Південукргеологія», 2011 р.

РЕКОМЕНДОВАНА

ДОДАТКОВА ЛІТЕРАТУРА

1. Геологія. Практикум / уклад.: С. М. Стовпник, Т. В. Косенко. Київ : КПІ ім. Ігоря Сікорського, 2021. 43 с. URL: <https://ela.kpi.ua/server/api/core/bitstreams/42d00dcb-d9c5-4f6d-9359-99b7fdd27303/content> (дата звернення: 16.02.2025).

2. Бортник С. Ю., Ковтонюк О. В., Погорільчук Н. М. Основи загальної геології: навчальний посібник-практикум. Київ, 2022. 164 с. URL: https://geo.knu.ua/wp-content/uploads/2023/04/posibnyk-praktykum-pogorilchuk_bortnyk2022.pdf (дата звернення: 16.02.2025).

3. Митрохин О. В. Польовий визначник гірських порід: навчальний посібник. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2024. 95 с.

4. Геологія загальна та історична. Лабораторний практикум / А. Богущкий та ін. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2018. 138 с.

5. Практикум з інженерної геології: навчальний посібник / Н. Остафійчук та ін. Житомир : Державний університет «Житомирська політехніка», 2023. 135 с. URL: https://learn.ztu.edu.ua/pluginfile.php/336321/mod_resource/content/1/Практикум%20з%20інженерної%20геології.pdf (дата звернення: 16.02.2025)

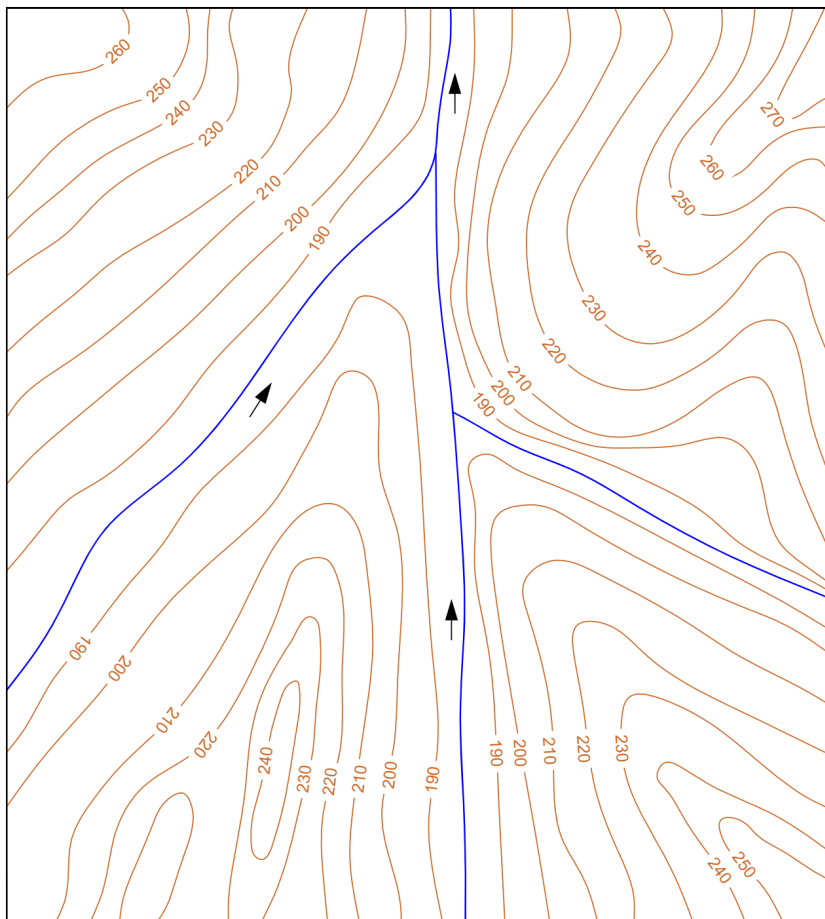
6. Мельничук В. Г. Методичні вказівки до виконання практичних робіт з навчальної дисципліни «Геотектоніка». Рівне : НУВГП, 2024. 47 с.

ДОДАТКИ

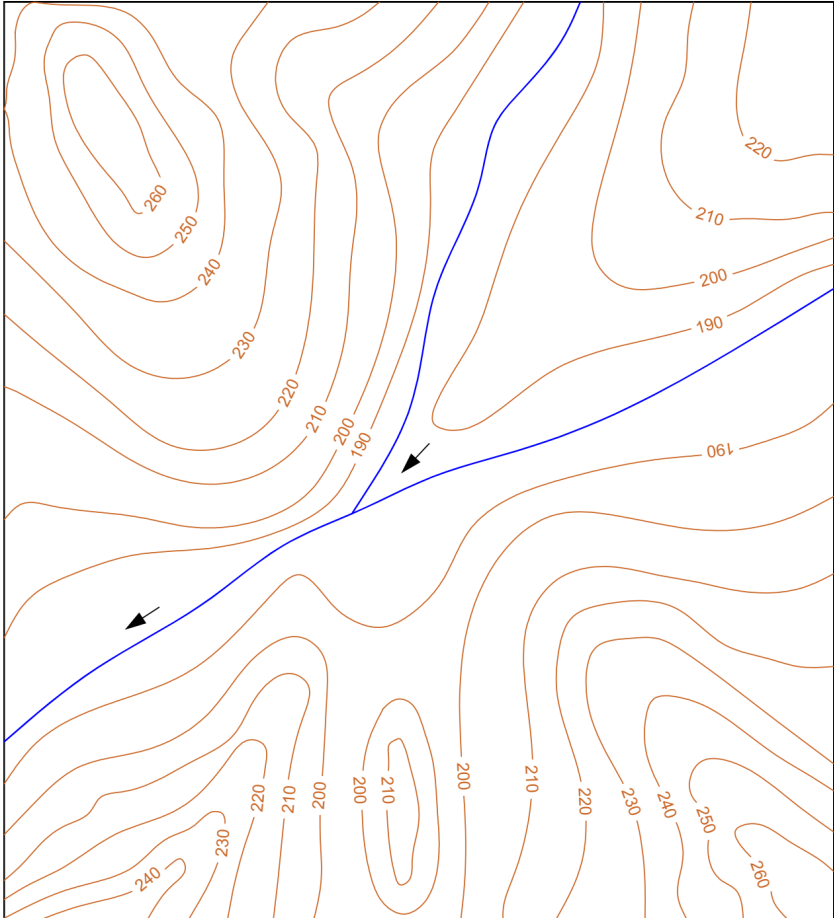
Додаток А

Топографічні бланки до побудови геологічних карт гірських порід, що залягають горизонтально

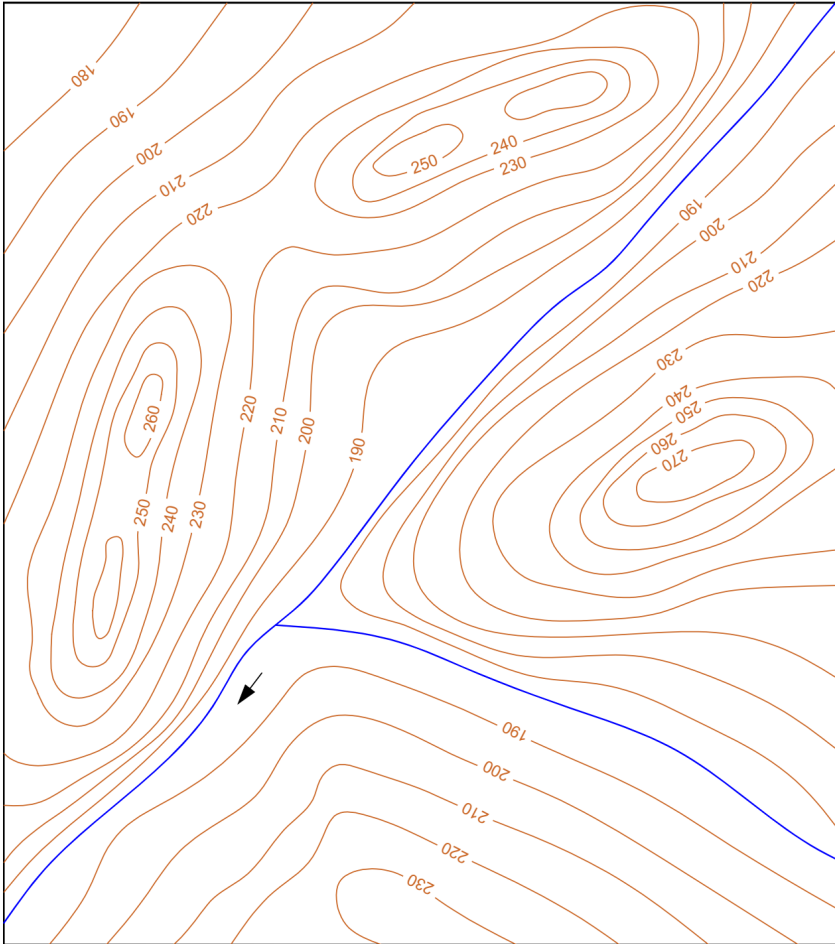
Топографічний бланк № 1



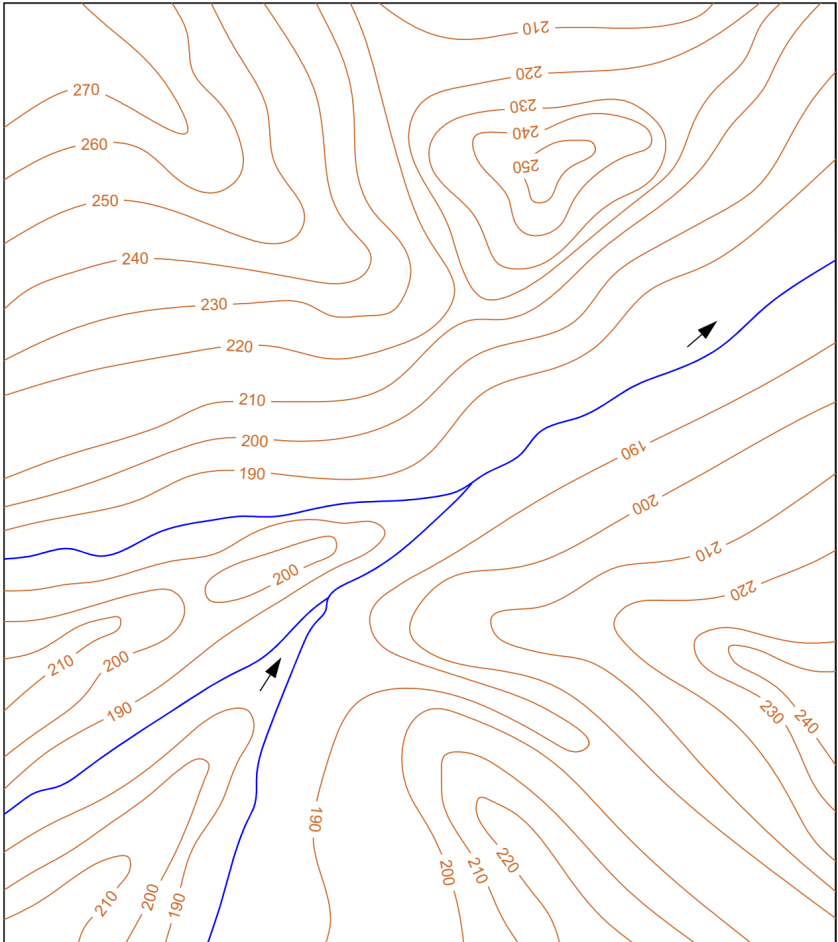
Топографічний бланк № 2



Топографічний бланк № 3

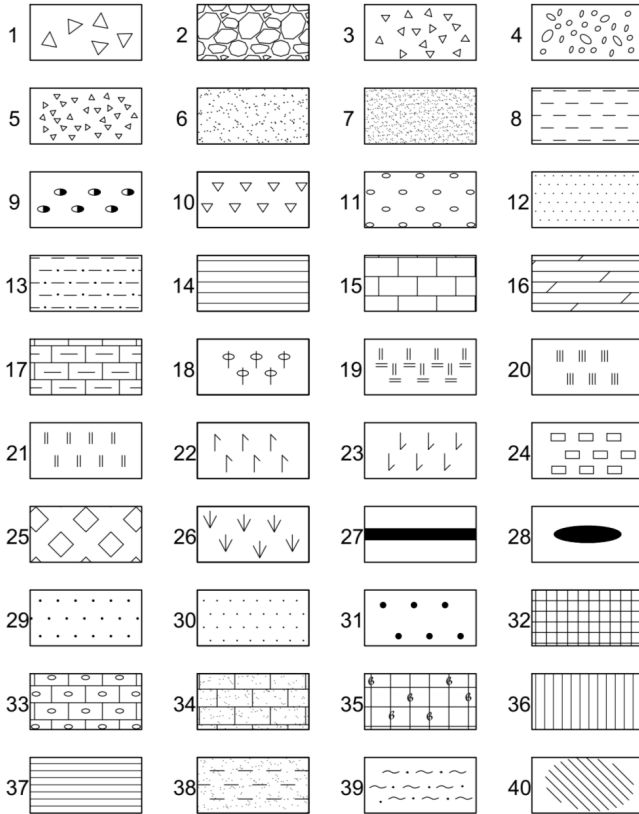


Топографічний бланк № 4



Додаток Б

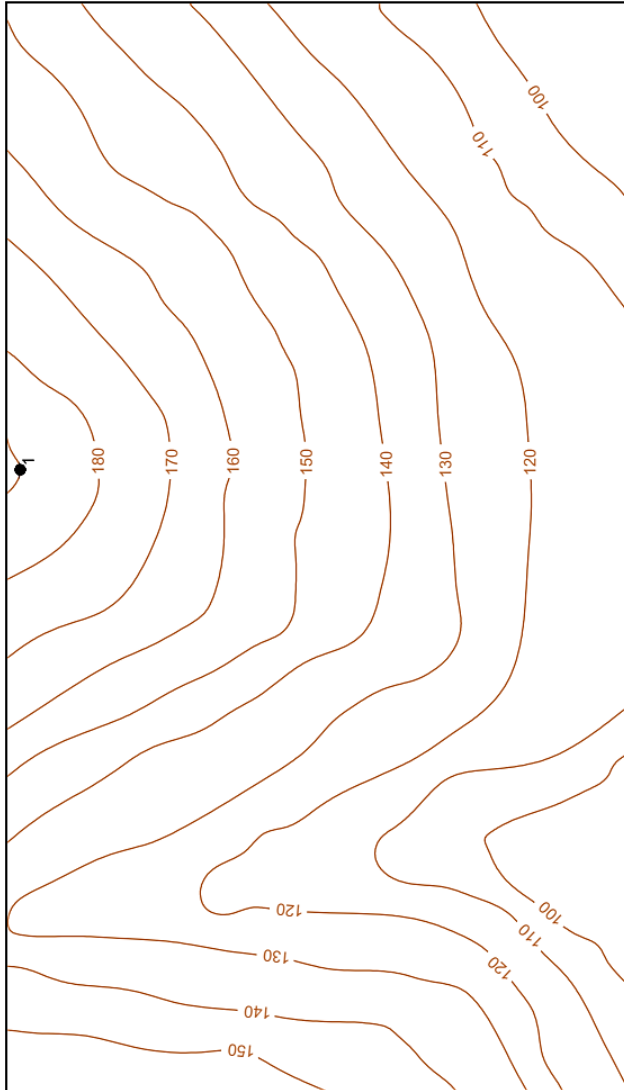
Умовні позначення літологічного складу гірських порід на геологічних картах, розрізах і стратиграфічних колонках



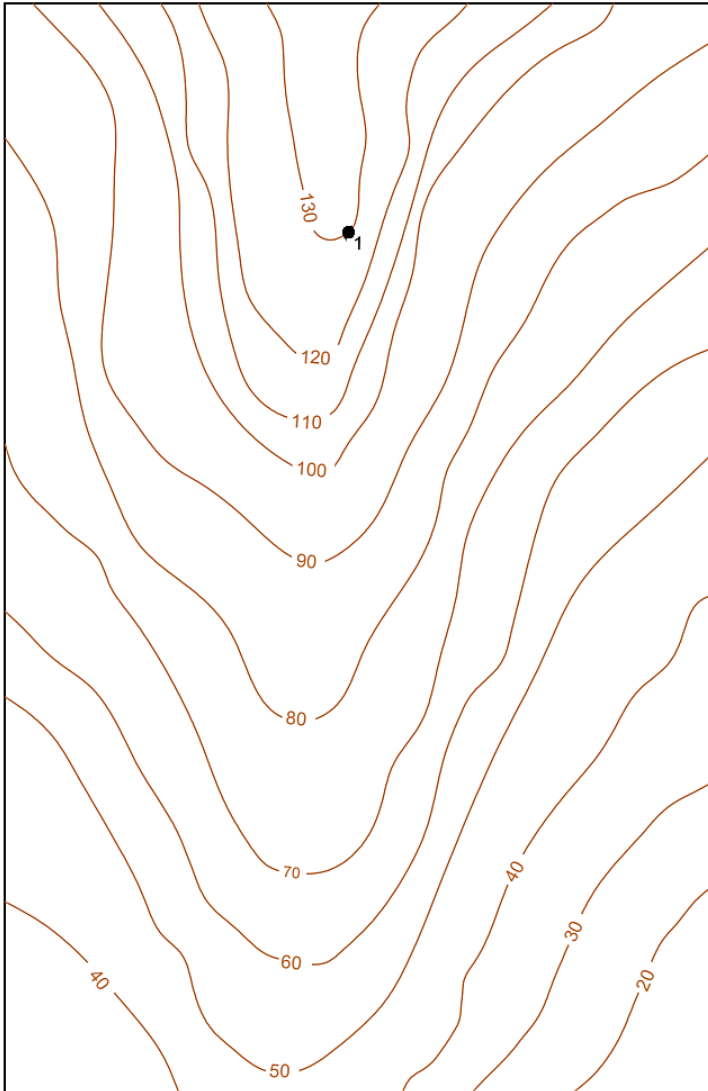
1 – глиби; 2 – валуни, галечники; 3 – щєбїнь; 4 – гравїй; 5 – дрєсва; 6 – піски;
 7 – алеврити; 8 – глини; 9 – гальковий конгломерат; 10 – глибові брекчїї; 11 – гравелїти; 12 – пісковики; 13 – алевроліти; 14 – аргїліти; 15 – вапняки; 16 – доломїти;
 17 – мергель; 18 – фосфорити; 19 – трепели, діатомїти; 20 – опоки; 21 – радіоларити і яшми; 22 – гіпси; 23 – ангідрити; 24 – кам'яна сіль; 25 – кам'яно-магнезїальні солї; 26 – торф; 27 – пласти вугїлля; 28 – лїнзи вугїлля; 29 – пісковики крупнозернисті; 30 – пісковики середньо-дрїбнозернисті; 31 – боксити; 32 – вапняковїстї туфи; 33 – вапняки оолїтовї; 34 – вапняки піщанисті; 35 – вапняки органогенні; 36 – лєси, лесовидні суглинки; 37 – стрїчковї глини; 38 – суглинки; 39 – супїски; 40 – кора вивїтрювання

Топографічні бланки до визначення площі виходу
рудного покладу на денну поверхню

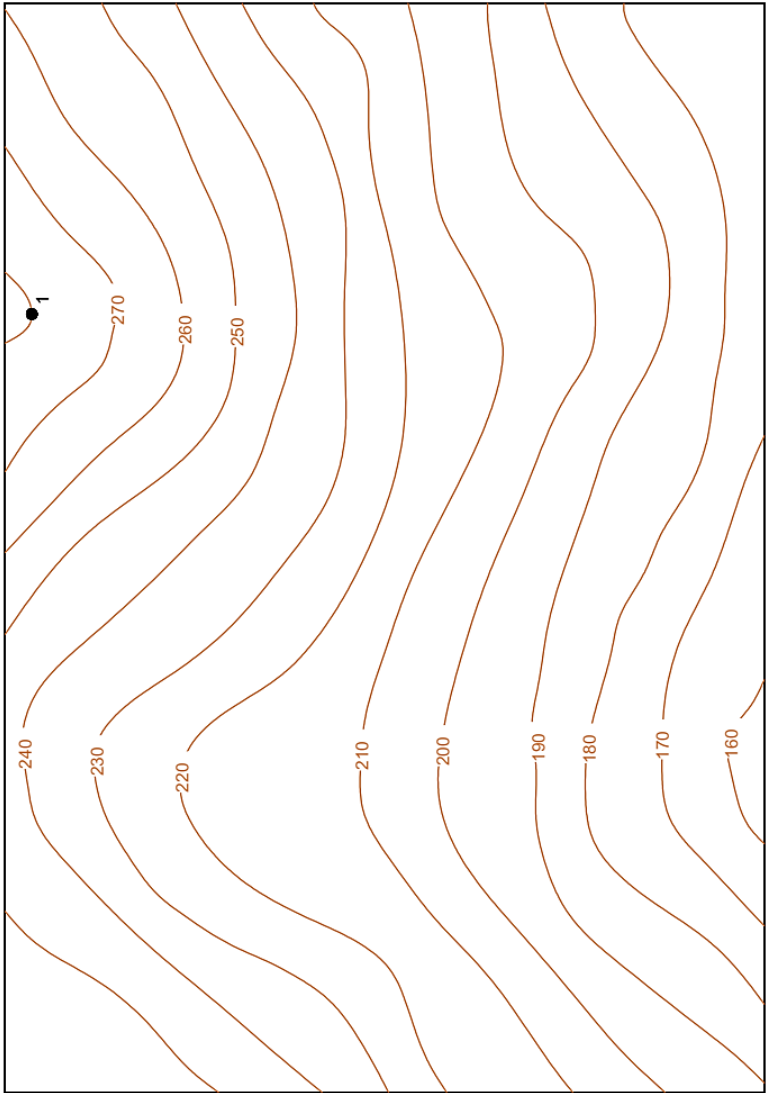
Топографічний бланк №5



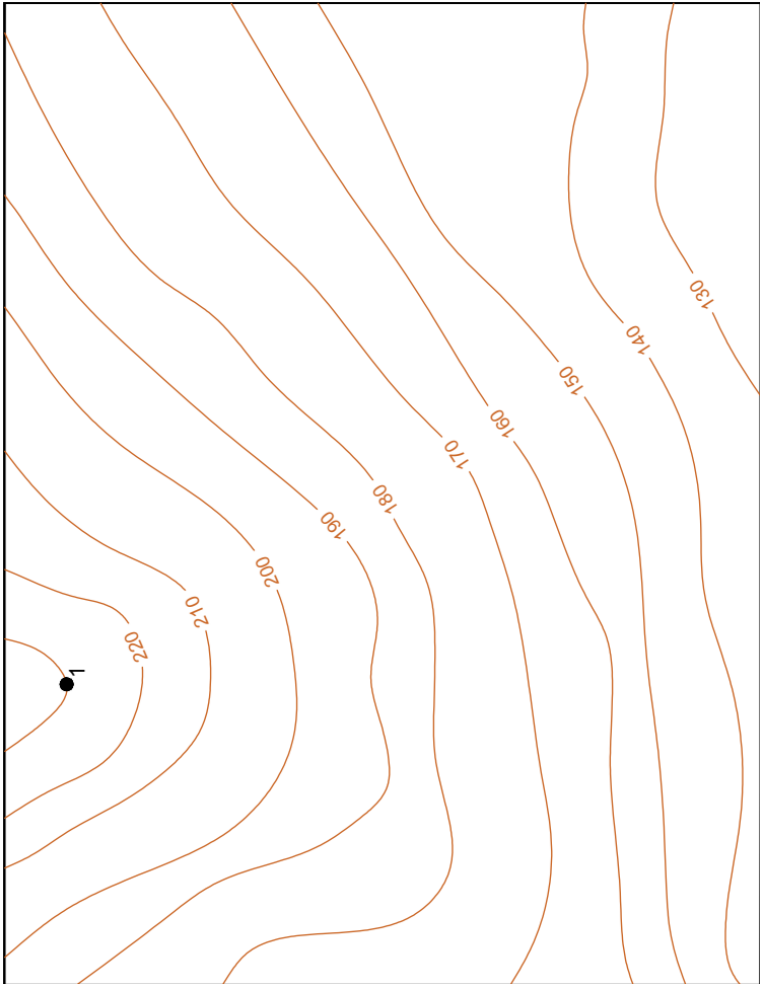
Топографічний бланк № 6



Топографічний бланк № 7



Топографічний бланк № 8



Таблиця тригонометричних функцій

Градус	Sin	Tg	Cos	Ctg	Градус
0	0,0000	0,0000	1,0000	—	90
1	0,0175	0,0175	0,9998	57,2900	89
2	0,0349	0,0349	0,9994	28,6363	88
3	0,0523	0,0524	0,9986	19,0811	87
4	0,0698	0,0699	0,9976	14,3007	86
5	0,0872	0,0875	0,9962	11,4301	85
6	0,1045	0,1051	0,9945	9,5144	84
7	0,1219	0,1128	0,9925	8,1444	83
8	0,1392	0,1405	0,9903	7,1154	82
9	0,1564	0,1584	0,9877	6,3138	81
10	0,1736	0,1763	0,9848	5,6713	80
11	0,1908	0,1944	0,9816	5,1448	79
12	0,2079	0,2126	0,9781	4,7048	78
13	0,2250	0,2309	0,9744	4,3315	77
14	0,2419	0,2493	0,9703	4,0108	76
15	0,2588	0,2579	0,9659	3,7321	75
16	0,2756	0,2867	0,9613	3,4874	74
17	0,2924	0,3057	0,9563	3,2710	73
18	0,3090	0,3249	0,9511	3,0777	72
19	0,3256	0,3443	0,9455	2,9042	71
20	0,3420	0,3640	0,9397	2,7475	70
21	0,3584	0,3839	0,9336	2,6051	69
22	0,3746	0,4040	0,9272	2,4751	68
23	0,3907	0,4245	0,9205	2,3560	67
24	0,4067	0,4452	0,9135	2,2460	66
25	0,4226	0,4663	0,9063	2,1445	65
26	0,4384	0,4877	0,8988	2,0503	64
27	0,4540	0,5095	0,8910	1,9626	63
28	0,4695	0,5317	0,8829	1,8807	62
29	0,4848	0,5543	0,8746	1,8041	61
30	0,5000	0,5774	0,8660	1,7321	60
31	0,5150	0,6009	0,8572	1,6643	59
32	0,5299	0,6249	0,8480	1,6003	58
33	0,5446	0,6494	0,8387	1,5399	57
34	0,5592	0,6745	0,8290	1,4826	56
35	0,5736	0,7002	0,8192	1,4281	55
36	0,5878	0,7265	0,8090	1,3764	54
37	0,6018	0,7536	0,7986	1,3270	53
38	0,6157	0,7813	0,7880	1,2799	52
39	0,5293	0,8098	0,7771	1,2349	51
40	0,6428	0,8391	0,7660	1,1918	50
41	0,6561	0,8693	0,7547	1,1504	49
42	0,6691	0,9004	0,7431	1,1106	48
43	0,6820	0,9325	0,7314	1,0724	47
44	0,6947	0,9657	0,7193	1,0355	46
45	0,7071	1,0000	0,7071	1,0000	45
Градус	Cos	Ctg	Sin	Tg	Градус

Навчальне видання

ОРЛІНСЬКА Ольга Вікторівна
ШКАРЕНЯ Дмитро Сергійович
ГАПЧ Геннадій Васильович

ГЕОЛОГІЯ. ПРАКТИКУМ

Навчальний посібник

Друкується за авторською редакцією

Дизайн обкладинки В. Савельєва
Технічний редактор О. Гринюк
Верстка Ю. Семенченко



Підписано до друку 27.05.2025 р.
Формат 60×84/16. Папір офсетний.
Цифровий друк. Гарнітура Times.
Ум. друк. арк. 8,14. Наклад 300.
Замовлення № 0425-025.

Видавництво та друк: Олді+
65101, м. Одеса, вул. Інглезі, 6/1
тел.: +38 (095) 559-45-45, e-mail: office@oldiplus.ua
Свідоцтво ДК № 7642 від 29.07.2022 р.

Замовлення книг:
тел.: +38 (050) 915-34-54, +38 (068) 517-50-33
e-mail: book@oldiplus.ua

