

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ДНІПРОДЗЕРЖИНСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ТЕХНІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Орлінська О. В.  
Пікареня Д. С.  
Любченко В. В.  
Чушкіна І. В.

## **ПРАКТИКУМ**

*з дисципліни «Геологія і гідрогеологія»*

НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК

Дніпродзержинськ  
2016

**УДК 553.1 + 553.6**  
**ББК**

*Рецензенти:*

- Рудаков Д.В.** – доктор технічних наук, професор, завідувач кафедри гідрогеології ДВНЗ «Національний гірничий університет»  
**Коваленко В.В.** – кандидат с.-г. наук, завідувач кафедри сільськогосподарських гідротехнічних меліорації Дніпропетровського аграрно-економічного університету  
**Чехун О.В.** – заступник голови Дніпропетровського обласного управління водних ресурсів

*Друкується за рішенням Вченої ради ДДТУ,  
 Протокол №*

**Орлінська О.В.**

- О** Практикум з дисципліни «Геологія і гідрогеологія»: навчальний посібник/ О. В. Орлінська, Д. С. Пікареня, В. В. Любченко, І. В. Чушкіна. – Дніпродзержинськ: ДДТУ, 2016.—124 с.

*Практикумі з дисципліни «Геологія і гідрогеологія» поділений на дві частини – практичні роботи та лабораторні роботи. Перша частина присвячена методичним рекомендаціям щодо вивчення речовинного складу земної кори, геохронології, графічним роботам з побудови різних видів геологічних та гідрогеологічних карт. Друга частина лабораторних робіт стосується вивчення водно-фізичних властивостей гірських порід на лабораторних приладах та обладнанні. Наведені приклади розв'язування завдань та вихідні дані щодо їх індивідуального виконання.*

*Навчальний посібник може бути використаний в навчальних закладах де викладаються дисципліни, пов'язані з геологією та гідрогеологією.*

УДК 553.1 + 553.6  
 ББК

**ISBN**

© Орлінська О.В., Пікареня Д.С.,  
 Любченко В.В., Чушкіна І.В., 2016  
 © ДДТУ, 2016

## ЗМІСТ

Передмова.....	5
1. Речовинний склад земної кори.....	6
Практична робота №1. Вивчення головних породоутворюючих мінералів.....	6
Практична робота №2. Вивчення головних типів гірських порід.....	17
Запитання для самоконтролю.....	32
2. Визначення положення тіл гірських порід в земній корі. Основи геологічної графіки.....	33
Практична робота №3 Визначення просторового положення геологічних поверхонь і орієнтованих тіл гірських порід.....	34
Практична робота № 4. Визначення елементів залягання шарів гірських порід непрямыми методами.....	43
Практична робота №5. Визначення потужності геологічних тіл.....	49
Практична робота №6. Побудова геологічних карт гірських порід, що залягають горизонтально.....	53
Практична робота №7. Побудова гіпсометричного плану покрівлі водотривкого шару за даними розвідувального буріння.....	58
Практична робота №8. Побудова карти гідроізогіпс та ізобат.....	62
Запитання для самоконтролю.....	68
3. Вивчення водно-фізичних властивостей гірських порід.....	69
Лабораторна робота № 1. Способи визначення та форми вираження аналізів гранулометричного складу піщаних і глинистих порід.....	71
Лабораторна робота №2. Визначення пористості піщаного ґрунту.....	75
Лабораторна робота №3. Визначення коефіцієнту фільтрації піщаного ґрунту.....	79
Лабораторна робота № 4. Визначення коефіцієнту фільтрації піщаного ґрунту за допомогою трубки Каменського.....	85
Лабораторна робота №5. Визначення коефіцієнту фільтрації за допомогою приладу Дарсі.....	88
Лабораторна робота №6. Визначення коефіцієнту фільтрації в природних умовах.....	91
Лабораторна робота №7. Визначення пластичності та консистенції ґрунту.....	95
Запитання для самоконтролю.....	98
Перелік використаної літератури.....	99
Додаток А. Каталог мінералів.....	100
Додаток Б. Виміри елементів залягання шарів гірських порід в різних точках (побудова за допомогою гірничого компасу).....	103

Додаток В. Виміри елементів залягання шарів гірських порід в різних точках (побудова за допомогою транспортиру).....	104
Додаток Г. Таблиця тригонометричних функцій.....	105
Додаток Д. Абсолютні позначки поверхні шару, зустрінутого свердловинами.....	106
Додаток Е. Бланки геологічних мінікарт.....	107
Додаток Є. Завдання для виконання лабораторної роботи з визначення потужності шарів гірських порід.....	108
Додаток Ж. Індивідуальні завдання для виконання роботи з побудови геологічних карт гірських порід, що залягають горизонтально.....	109
Додаток З. Топографічні бланки для виконання роботи з побудови геологічних карт гірських порід, що залягають горизонтально.....	110
Додаток И. Геохронологічна та стратиграфічна шкали Європи.....	116
Додаток І. Вихідні дані для побудови карти ізогіпс.....	118
Додаток К. Топографічні карти для виконання роботи з побудови карти гідроізогіпс.....	119



## Передмова

Курс «Геологія і гідрогеологія» – фундаментальна дисципліна для підготовки майбутніх фахівців гідротехніків. Типовою та робочими програмами дисципліни передбачені практичні і лабораторні роботи, які допомагають у засвоєнні теоретичного курсу.

Практичні роботи складаються з двох блоків. Перший блок спрямований на вивчення речовинного складу земної кори, у другому представлені графічні роботи з побудови різних видів геологічних та гідрогеологічних карт. Лабораторні роботи передбачають вивчення водно-фізичних властивостей гірських порід на приладах.

Засвоєння матеріалу першого блоку про природні хімічні сполуки – мінерали та їх асоціації – гірські породи, що складають земну кору, є першоосновою і необхідною умовою для отримання студентами повноцінних знань практично по всіх дисциплінах геологічної науки. Він складається з двох підрозділів. У кожному з них приведені сучасні схеми класифікації мінералів і гірських порід та стисло надані їх фізико-хімічні діагностичні властивості. У Додатках описані мінерали для обов'язкового вивчення. Знання речовинного складу земної кори оцінюються за результатами виконання контрольних робіт з визначення мінералів і гірських порід.

Другий блок містить шість практичних робіт, в яких наведені методичні прийоми побудови різних геологічних документів, визначення головних гідрогеологічних особливостей досліджуваних територій. Ці роботи спрямовані на засвоєння фундаментальних понять геологічних і гідрогеологічних досліджень для подальшого використання їх в професійній діяльності. У Додатках містяться вихідні дані для виконання практичних робіт та бланкові топографічні карти для геологічних побудов і гідрогеологічного аналізу.

Лабораторні роботи передбачають встановлення різних водно-фізичних характеристик ґрунтів розрахунками та на приладах. Для кожної лабораторної роботи наведений перелік обладнання та матеріалів.

Виконання комплексу практичних та лабораторних робіт дозволить майбутнім фахівцям враховувати геолого-гідрогеологічні умови під час проектування, будівництва і експлуатації гідромеліоративних і гідротехнічних споруд.

# 1. РЕЧОВИННИЙ СКЛАД ЗЕМНОЇ КОРИ

## Практична робота №1.

### Вивчення головних породоутворюючих мінералів

Земна кора є найбільш доступною для вивчення з усіх геосфер Землі. В ній сконцентровані всі види мінеральної сировини, необхідної для існування людства, в зв'язку з чим саме ця оболонка нашої планети досліджена найбільш повно та детально. Земна кора складена різними за походженням групами гірських порід (магматичними, метаморфічними, осадовими), які, в свою чергу, складаються з мінералів, а останні – з хімічних елементів.

#### *Хімічний склад земної кори.*

Перші відомості про хімічний склад земної кори надав американський вчений Ф. Кларк, який базуючись на результатах 6000 хімічних аналізів різних гірських порід у 1889 році визначив і опублікував середній вміст 50 основних хімічних елементів земної кори. Пізніше ці результати уточнювалися багатьма вченими, зокрема, В. Вернадським, О. Виноградовим, Г. Войткевичем, Р. Тейлером, О. Роновим, О. Ярошевським та іншими, які не тільки суттєво доповнили знання про хімічний склад земної кори, але й за пропозицією О. Ферсмана ввели поняття кларків (на честь вченого) [7, 12, 13].

Кларк – це середній вміст хімічного елемента у земній корі. Розрізняють масові (вагові), атомні та об'ємні кларки. Масовий кларк – це середній масовий вміст елементів, виражений у відсотках або грамах на тону речовини земної кори. Атомні кларки відображають процентну кількість числа атомів, а об'ємні – показують, який об'єм у відсотках займає даний елемент у об'ємі породи [1, 3 та ін.].

Найпоширенішими хімічними елементами в земній корі, кларки яких перевищують одиницю або близькі до неї, є кисень, кремній, алюміній, залізо, кальцій, натрій, магній, калій та водень. Вони складають більше 98% земної кори, при цьому близько 80% припадає на долю кисню, кремнію та алюмінію (табл. 1.1).

Елементи з кларками менше 0,01-0,001% називають рідкісними, а якщо при цьому вони мають слабку здатність до концентрації – рідкісними розсіяними, наприклад кларки U і Vg в літосфері відповідно дорівнюють  $2,5 \cdot 10^{-4}$  і  $2,1 \cdot 10^{-4}\%$ , але U – рідкісний елемент (відомо 104 мінерали, що містять U,) а Vg – рідкісний розсіяний (відомий лише один його власний мінерал) [10, 12, 13].

Зазначені вище найпоширеніші хімічні елементи (окрім H<sub>2</sub>), а також C, P, Cl та F, є головними складовими гірських порід, у зв'язку з чим їх називають породоутворюючими, або петрогенними. Елементи, які характеризуються незначними кларками, утворюють групу рідкісних або розсіяних елементів. Окрім цього виділяють ще металогенні елементи, що складають, головним чином, руди металевих корисних копалин. До них відносяться мідь, свинець, цинк, молібден, ртуть та інші. Проте, існують також елементи, які в природі відіграють подвійну роль: з одного боку вони можуть виступати як петрогенні і входять до основного складу гірських порід, а з другого – утворюють типові сполуки металів як рудогенні. Прикладом можуть слугувати залізо, марганець, алюміній та інші [10,12,13].

Середній вміст хімічних елементів (в %) в земній корі

Елементи	За Ф. Кларком (1924)	За О. Виноградовим (1962)	За О. Ярошевським (1988)
O	49,52	49,13	47,90
Si	25,75	26,00	29,50
Al	7,51	7,45	8,14
Fe	4,70	4,20	4,37
Mg	1,94	2,35	1,79
Ca	3,29	3,25	2,71
Na	2,64	2,40	2,01
K	2,40	2,35	2,40,
H	0,88	0,15	0,16

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) пf газоподібному (горючі гази, сірководень) стані. Більшість мінералів є твердими.

На сьогоднішній день відомо близько 2500 мінералів та 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 металевих корисних копалин [10,12,13].

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 кристалічної ґратки, кожен з них має, як правило, властиву лише йому кристалічну форму (рис. 1.1). Наприклад, галіт утворює кубічні кристали, слюда – лускоподібні [1, 4, 5].

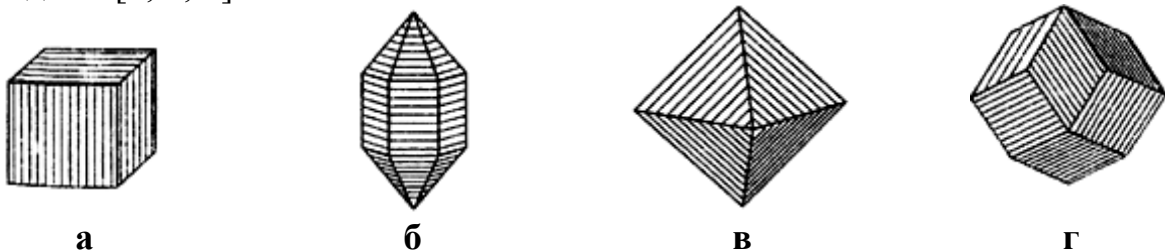


Рис. 1.1. Форма кристалів мінералів: а) галіт; б) кварц; в) магнетит; г) гранат.

В різних умовах з однієї і тієї ж речовини можуть утворюватися різні за формою кристали. Так, наприклад, графіт і алмаз, які складаються з одного й того ж хімічного елементу – вуглецю, мають різні властивості. 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 елемента, 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.

Кристалічні речовини є *анізотропними* (зі зміною напрямку змінюються їх властивості), та *здатними до відтворення кристалів* – при рості в насиченому розчині безформні мінерали набувають правильної огранки.



Рис. 1.2. Кристалічні ґратки алмазу (а) і графіту (б).

Аморфні мінерали (від грец. «аморфос» – безформний), на відміну від кристалічних, характеризуються хаотичним розташуванням елементарних часток (атомів, іонів, молекул). Такі мінерали є *ізотропними*, тобто їх властивості в різних напрямках однакові. Вони приймають будь-які форми, мають характерний матовий, восковий або слабкий жирнуватий блиск. В якості еталону аморфної будови розглядається скло.

За умовами походження всі мінерали поділяють на 2 групи:

1 – *мінерали ендегенного (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 вивітрюванням та осадовим процесом – гіпс, лімоніт, каолінит, кам'яна сіль та ін. [10, 12, 13 та ін.].

### **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*. Серед них виділяються зернисті і землясті агрегати, ооліти, конкреції, друзи, щітки, секреції (жеоди), натічні форми та ін.

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.

За розміром окремих зерен агрегати поділяють на:

– 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, каолініт).

Конкретія – це кулястий агрегат сферичної форми, що має концентричну або радіально-променисту будову (рис. 1.3). 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.

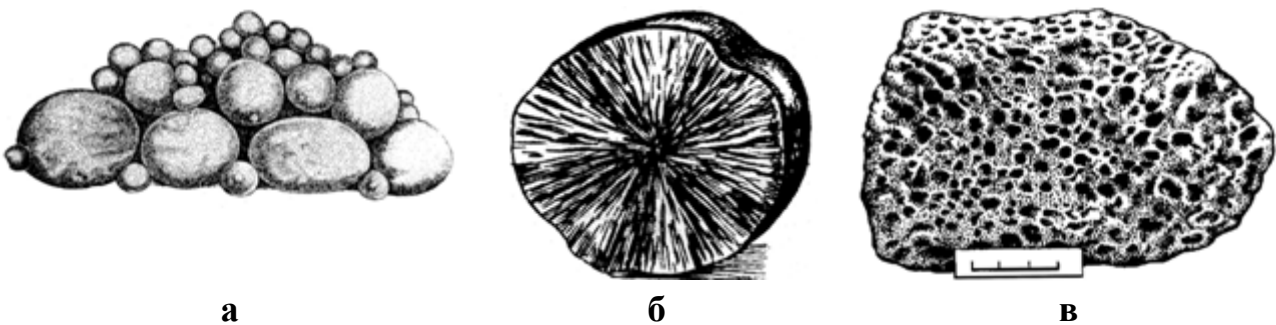


Рис. 1.3. Мінеральні агрегати: а – загальний вигляд конкрецій; б – конкреція у розрізі; в – ооліти.

Дру́за – це зросток кристалів, які прикріплені одним кінцем до спільної основи (рис. 1.4). Друзи можуть утворюватися кристалами одного (кварц) або декількох різних мінералів (галеніт, сфалерит, кальцит). Зростки дрібних кристалів, які розміщуються на плоскій поверхні часто називаються щіткою.



Рис. 1.4. Друзи кристалів: а – кварц (гірський кришталь); б – галіт (кам'яна сіль).

Секреція – округла мінеральна форма, яка утворюється шляхом заповнення порожнин у породах (рис. 1.5). На відміну від конкрецій, формування секрецій проходить в напрямку від периферії до центру.

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

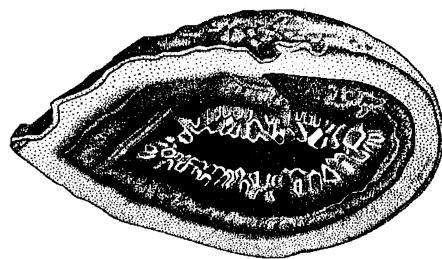


Рис. 1.5. Секреція.

Натічні форми утворюються в процесі виділення мінерального агрегату з колоїдних розчинів. До цих форм належать сталактити, сталагміти, сталагнати, гронаподібні та ниркоподібні агрегати та ін. *Сталактит і сталагміт* – це бурюлькоподібні утворення у вапнякових і гіпсових печерах, формування яких проходить відповідно зверху вниз і знизу вверх в результаті розкristалізації колоїдних розчинів, що стікають зі стелі і стін печери. *Сталагнат* утворюється при з'єднанні сталактиту і сталагміту в єдиній колоні [7, 12 - 14].

### ***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 і найбільш об'єктивною діагностикою є тоді, коли вона проводиться шляхом визначення всіх властивостей [5, 10, 12 – 14].

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.

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.

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 о фарфорову пластину. Для більшості мінералів (але не для всіх) на поверхні фарфору залишається риса того або іншого кольору. Колір мінералу в порошок – важлива діагностична ознака, тому що він постійний. Колір мінералу у порошок може бути таким самим як і колір мінералу, а може і відрізнитися. 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 так, що 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 (табл. 1.2).

Таблиця 1.2

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

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

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; напільник – 7,5; твердосплавне свердло – 8,5.

В металургії застосовується абсолютний метод визначення твердості, що ґрунтується на оцінці опору вдавнення в речовину алмазної або сталевий піраміди. Абсолютна твердість вимірюється в кгс/мм<sup>2</sup>.

**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 темнозабарвленою рисою; 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:

- 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 називаються площинами спайності. Вони відповідають напрямкам найменшого зчеплення часток у кристалічній структурі мінералу. В залежності від того наскільки легко відбувається розщеплення мінералу виділяють такі види спайності:

- *вельми досконала*, коли мінерал легко розщеплюється на тонкі пластинки з гладкими блискучими поверхнями (слюда, тальк);
- *досконала*, якщо розщеплення мінералу на тонкі пластинки відбувається під дією певної сили, наприклад удару (кальцит, галіт та ін.);
- *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.

Площини спайності інколи невірно сприймають за грані кристалу, тому слід мати на увазі, 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. Він властивий, в основному, аморфним мінералам. Найбільш часто зустрічаються наступні різновиди зламу:

- *раковистий*, який нагадує концентрично-хвилясту поверхню черепашки (кремінь, кварц, халцедон);
- *занозистий*, зустрічається у волокнистих, стовпчастих мінералів (рогова обманка);
- *ступінчастий* злам нагадує східці драбини. Зустрічається у мінералів з досконалою спайністю (кальцит);
- *землистий* злам характеризується пошерхлою поверхнею, покритою дрі-



бним 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), вага, гнучкість, іризація (лабрадор) та ін.

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

### **Класифікація та загальна характеристика мінералів.**

Існує цілий ряд класифікацій мінералів, в основу яких покладені різні ознаки. Найбільш поширеною класифікацією мінералів є хімічна, яку розробив академік А. Г. Бетехтін. Згідно з нею, всі мінерали неорганічного походження за хімічним складом згруповані в 6 класів: самородні елементи, сірчисті сполуки (сульфіди), оксиди і гідроксиди, галоїди, солі кисневих кислот (карбонати, сульфати, фосфати, нітрати, силікати та ін.) та органічні сполуки, що в свою чергу підрозділяються на групи (табл. 1.3).

Таблиця 1.3

Класифікація мінералів

Самородні елементи	Сульфіди	Оксиди і гідроксиди	Солі кисневих кислот	Галоїди	Органічні сполуки
Група					
1. Самородні метали 2. Самородні неметали	1. Прості сульфідиди 2. Складні сульфідиди	1. Оксиди 2. Гідроксиди	1. Карбонати 2. Сульфати 3. Фосфати 4. Нітрати 5. Борати 6. Вольфраматиди 7. Силікати	1. Хлоридиди 2. Фторидиди	1. Високні смоли 2. Ліптобіоліти

Клас самородних елементів об'єднує близько 45 мінералів, складених з одного хімічного елементу. Це такі мінерали як *самородне золото Au*, *срібло Ag*, *мідь Cu*, *платина Pt* (група самородних металів), *графіт C*, *алмаз C*, *сірка S* (група самородних неметалів) та інші. Вони складають не більше 0,1 вагового відсотка земної кори, а найпоширенішими серед них є графіт та сірка.

Клас сульфідів об'єднує мінерали, що є сполуками різних елементів з сіркою (прості сульфідиди) або з сіркою та іншими елементами – миш'яком, сурмою та ін. (складні сульфідиди). Вони, як і самородні елементи, займають підпорядковане положення в будові земної кори, але включають низку важливих рудоутворюючих мінералів. Найбільш поширеними серед них є: *пирит* (сірчаний колчедан)  $FeS_2$ , *халькопирит* (мідний колчедан)  $CuFeS_2$ , *галеніт* (свинцевий блиск)  $PbS$ , *сфалерит* (цинкова обманка)  $ZnS$ , *молібденіт* (молібденовий блиск)  $MoS_2$  і *кїновар* (з арабської «кров дракона»)  $HgS$  та інші.

Клас оксидів і гідроксидів об'єднує мінерали, представлені сполуками різних елементів з киснем (оксидиди), а також з киснем та гідроксильною групою OH (гід-

роксиди). Мінерали цього класу поділяться на дві групи: оксиди та гідроксиди кремнію (група кварцу) і оксиди та гідроксиди металів. Найпоширенішим серед мінералів даного класу є *кварц*  $\text{SiO}_2$ . Він складає близько 12 вагових відсотків земної кори і входить до складу майже всіх генетичних типів гірських порід. Гідроксид кремнію представлений мінералом, який називається *опал* ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ).

Найпоширенішими основними рудоутворюючими мінералами оксидів і гідроксидів металів є *магнетит* (магнітний залізняк)  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$ , *гематит* (залізний блиск або червоний залізняк)  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , *корунд*  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , *хромит* (хромітовий залізняк)  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ , *ураніт* (уранова чернь)  $\text{UO}_2$ , *лімоніт* (бурий залізняк)  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , який являє собою мінеральний агрегат близьких за складом мінералів *гьотіту*  $\text{FeOOH}$  та *гідрогьотіту*  $\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , *гібсїт*  $\text{Al}(\text{OH})_3$ , *діаспор*  $\text{AlO}(\text{OH})$  та інші.

До класу галоїдних сполук належать мінерали, які є солями фтористо-, бромисте-, хлористо- та йодистоводневих кислот. Найпоширенішими серед них є хлористі і фтористі сполуки, такі як *галїт* (кам'яна сіль)  $\text{NaCl}$ , *сільвін*  $\text{KCl}$ , *карналїт*  $\text{MgCl}_2\text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  і *флюорїт* (плавиковий шпат)  $\text{CaF}_2$ .

Найпоширенішими в земній корі мінералами класу карбонатів є *кальційт* (вапнистий шпат)  $\text{CaCO}_3$ , прозорий різновид якого називається *ісландським шпатом*, *доломїт*  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , *сидерїт* (залізний шпат)  $\text{FeCO}_3$  і *магнезїт*  $\text{MgCO}_3$ .

Клас сульфатів об'єднує мінерали, що є солями сірчаної кислоти. Найпоширенішими з них є *гіпс*  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , *ангідрїт*, (безводний сульфат кальцію)  $\text{CaSO}_4$ , *мірабіліт* (глауберова сіль)  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , *барїт* (важкий шпат)  $\text{BaSO}_4$ .

Серед мінералів класу фосфатів найбільше практичне значення мають *апатїт*  $\text{Ca}_5(\text{F},\text{Cl})[\text{PO}_4]_3$  та близький до нього за хімічним складом прихованокристалічний фосфат кальцію — *фосфорїт*.

До класу силікатів відносяться солі різних кремнієвих кислот; він об'єднує близько половини всіх відомих в природі мінералів. Серед них найголовнішу роль відіграють польові шпати, на частку яких за масою припадає близько 50% земної кори. Польові шпати є алюмосилікатами K, Na, Ca. Представником калієвих польових шпатів є *ортоклаз*  $\text{KAl}[\text{Si}_3\text{O}_8]$ . Натрієво-кальцієві польові шпати називаються *плагіоклазами*. Вони представляють собою ідіоморфну суміш двох мінералів: *альбіту*  $\text{NaAl}[\text{Si}_3\text{O}_8]$  і *анортїту*  $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ , що є крайніми членами ряду плагіоклазів. Слід зауважити, що макроскопічно (тобто неозброєним оком) не завжди можна надійно відрізнити альбіт від анортиту й ортоклазу, а тому частіше приходиться обмежуватися визначенням мінералу просто як польового шпату.

Важливою підгрупою породоутворюючих силікатів є так звані темнокольорові силікати. До них відносяться мінерали, що є кальцієвими, магнієвими і залістими солями метакремнієвої  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  і ортокремнієвої  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  кислот. Найбільш поширені з них метасилікати, представниками яких є рогова обманка.

Широко розповсюджені в земній корі водні силікати з лускатою або пластинчастою будовою та дуже досконалою спайністю. У цю підгрупу входять слюди, тальк і каолініт. Чорна магнезіально-заліста слюда називається *біотїт*, а біла або жовтувата прозора калієва слюда — *мусковїт*. *Каолінїт*  $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$  — глинистий мінерал, зустрічається в вигляді щільних і землистих мас, на дотик жирний, легко намокає та стає пластичним.

### ***Порядок виконання практичної роботи №1 з визначення мінералів.***

Робота з визначення мінералів розрахована на три заняття. На першому здійснюється знайомство з основними діагностичними ознаками мінералів та методами їх визначення. На другому і третьому заняттях передбачається самостійне вивчення основних груп мінералів та їх властивостей. Для цього надається учбова колекція мінералів, скляна та фарфорова пластинки.

Перед тим, як приступити до вивчення фізичних властивостей мінералів необхідно засвоїти основні методичні прийоми їх визначення та техніку безпеки.

1. Робоче місце студента повинно бути вільне від зошитів, підручників та інших предметів, що не використовуються під час проведення заняття.

2. Оскільки досліджувані зразки часто містять не один, а два-три чи більше мінералів, необхідно з'ясувати у викладача, який з них підлягає діагностиці.

3. Слід пам'ятати, що скло та фарфор є дуже крихкими предметами, а їх кінці дуже гострі, тому поводитися з ними треба з обережністю. Теж саме стосується сталевих та мідних голків та ножа, якщо вони залучаються до визначення твердості.

4. При визначенні твердості мінералів на склі та кольору риси на фарфорі категорично забороняється утримувати скло та фарфор в руці або проводити ним по зразку. В першому випадку можна серйозно травмуватися, а в другому – скляна крихта може попасти в очі або в легені. Скло та фарфор повинні лежати на столі та міцно триматися вільною рукою, а по ним треба проводити зразком.

5. При перевірці зразку на смак треба на фарфоровій пластинці декілька разів очистити зразок від бруду та пилу і лише після цього кінчиком язика доторкнутися до очищеного міста.

6. При визначенні мінералів, що легко розщеплюються (слюда, азбест, гіпс та ін.), треба враховувати, що їх дрібні частинки можуть попасти в очі або до дихальних шляхів.

Визначення мінералів згідно з Додатком А доцільно проводити за такою схемою:

1. Поділити мінерали на дві групи за кольоровою ознакою на світло-кольорові і темно-кольорові. До світло-кольорових відносять білі, рожеві, жовті, зелені, золотисті мінерали, до темно-кольорових – ржаво-бурі, червоні, коричневі, чорні, темно-сині, сіро-стальні. Для світлокольорових важливою діагностичною ознакою є твердість, для темнокольорових – колір риси.

2. Визначити твердість мінералу: шляхом шкрябання мінералом по склу та розділити кожну групу на різновиди, що залишають подряпину на склі (тобто тверді), та ті, що не залишають. Перевірити твердість мінералів останньої групи шляхом шкрябання об жовту монету або латунний ключ, та визначити м'які мінерали (не залишають подряпини) та мінерали середньої твердості (залишають подряпину на жовтому металі). Користуючись таблицею 1.2 визначити ймовірну твердість мінералів в кожній групі.

3. Встановити колір риси. Це дуже важлива ознака, вона в багатьох випадках для темнокольорових мінералів має вирішальне значення. Для цього треба провести мінералом по неглазурованій поверхні фарфору та подивитися на залишений слід. Якщо мінерал не залишає риси, то його твердість вища за твердість фарфору, що також є діагностичною ознакою.

4. Визначити блиск мінералу: металевий, напівметалевий (тусклий металевий) та неметалевий (алмазний, скляний, матовий, жирний).

5. Встановити спайність мінералів. Для цього спочатку треба визначити, чи має мінерал рівні площинки, які добре відбивають світло. Якщо так, то встановлюють кількість напрямків спайності та ступінь її досконалості (вельми досконала, досконала, добра, недосконала), якщо ні – кажуть, що спайність вкрай недосконала або мінерал не має спайності. Слід враховувати, що за спайність помилково може бути прийняті грані кристалу мінералу, тому спайність треба дивитися тільки на його зколі. Наприклад, пірит утворює кристали кубічної форми, але спайності він не має. Теж саме для кварцу – він часто має призматичні кристали, які завершуються пірамідкою (див. рис. 1.4), але спайності в нього нема.

6. Після визначення цих властивостей розглядаються інші діагностичні ознаки. Так, у групі світло-кольорових мінералів три з них мають білий, світло-сірий колір (галіт, каолінит, гіпс), але галіт і гіпс прозорі або напівпрозорі мінерали і мають спайність, а каолінит утворює землясті тонкозернисті непрозорі агрегати, спайність у нього в більшості випадків не визначається. Допоміжну роль відіграють і особливі властивості – галіт має солонуватий смак, каолінит – запах глини та залишає рису на шкірі, а гіпс шкрябається нігтем.

У групі темно кольорових мінералів однакову чорну рису мають графіт та магнетит, але графіт легкій та м'який, а магнетит – важкий та твердий, до того ж він притягує сталеву голку. У лабрадору та гранату риса відсутня, оскільки їх твердість більша за фарфорову пластинку, але лабрадор має особливу ознаку – іризацію, а гранат утворює характерні ізометричні октаедричні невеликі кристали.

Під час самостійної роботи необхідно навчитися розрізняти мінерали шляхом встановлення загальних морфологічних (зовнішніх) і фізичних властивостей (форма і розмір виділень, твердість, колір мінералу, колір риси, прозорість, спайність, блиск, злам), виявлення специфічних, індивідуальних властивостей (здатність мінералів писати на папері, бруднити руки, реагувати із соляною кислотою, іризація та ін.). Користуючись каталогом мінералів (Додаток А) треба скласти звітну таблицю за формою табл. 1.4, у яку занести фактично встановлені властивості кожного мінералу. Контроль знань студентів проводиться на зразках контрольної колекції, яка має 30 варіантів що складаються з трьох мінералів різних класів.

Таблиця 1.4

Зведена таблиця опису мінералів

Назва мінералу, хімічна формула, клас	Колір		Твердість	Блиск	Спайність	Злам	Особливі властивості	Фізико-механічні властивості
	В зразку	Риси						
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1. <i>Магнетит</i> $FeFe_2O_4$ , оксиди	Чорний	Чорна	5,5-6	Металевий	Не помітна, за довідником – досконала	Землистий	Магнітний	Важкий, міцний

Примітка. Таблицю розміщати на розвороті зошита, займаючи всю ширину розвороту.

## Практична робота №2. Вивчення основних типів гірських порід

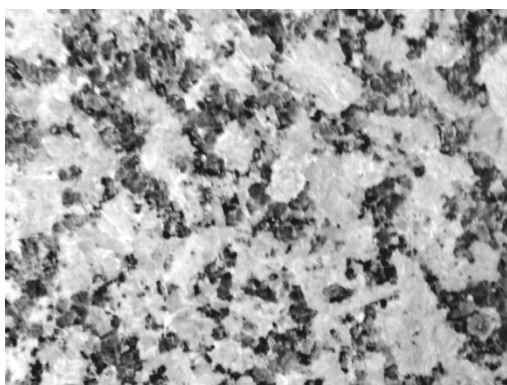
Гірські породи – це природні агрегати мінералів певної будови, які утворюються в земній корі або на її поверхні в результаті різноманітних геологічних процесів. Породи, які складаються з одного мінералу, називаються *мономінеральними* (від грец. «моно» – один). Якщо в будові породи беруть участь декілька мінералів, вона називається *полімінеральною* (від грец. «полі» – багато).

Будова гірських порід характеризується структурою і текстурою.

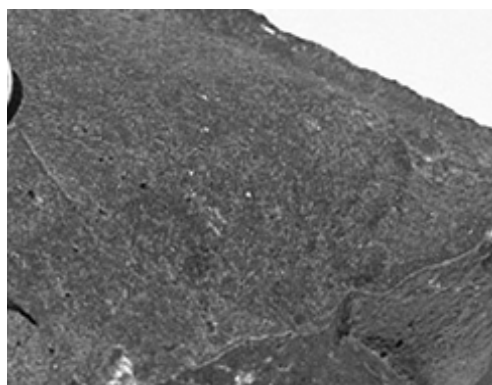
Структура – це особливості внутрішньої будови породи, які обумовлені ступенем кристалічності мінеральних зерен, їх розмірами і характером зростання. Розрізняють наступні основні типи структур (рис. 1.6):

– 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. 1.6-а);

– приховано кристалічна (неповно кристалічна) – коли порода складається із дрібних кристалів, які можна побачити тільки під мікроскопом (рис. 1.6-б).



а



б

Рис. 1.6. Повнокристалічна структура граніту (а) та приховано кристалічна структура базальту (б).

Якщо порода складена уламками мінералів, або інших порід, то кажуть, що 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.

Під текстурою розуміють характер розташування в просторі кристалічних зерен і уламків які складають породу. Найбільш розповсюдженими є такі текстури: масивна, плямиста, смугаста, сланцювата, пориста (рис. 1.7).

Масивна текстура відрізняється щільним, але безладним розміщенням мінералів в породі (рис. 1.7-а).

Плямиста характеризується нерівномірним розподілом темних і світлих мінералів у породі (рис. 1.7-а).

Смугаста – визначається чергуванням у вигляді смуг темно кольорових та світло кольорових мінералів (рис. 1.7-б).

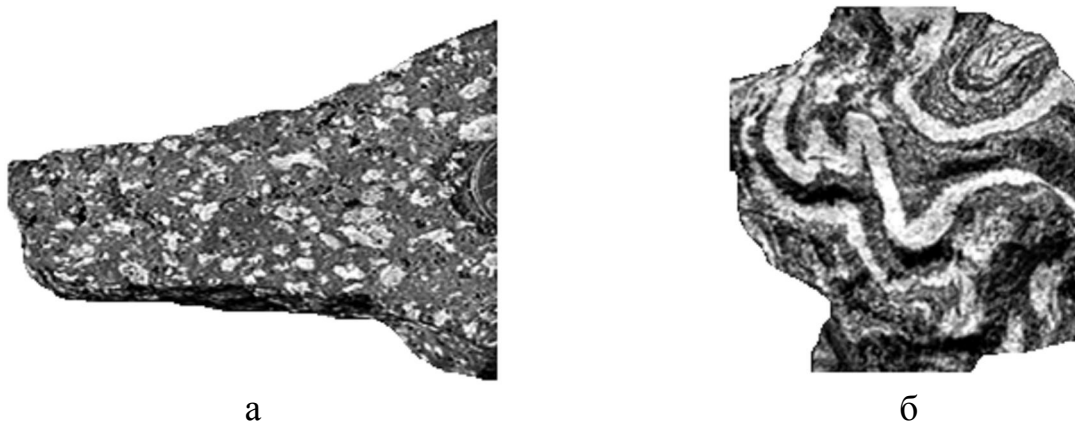


Рис. 1.7. Плямиста (а) та смугаста (б) текстури.

Пористу текстуру мають породи, які містять пустоти, каверни (рис. 1.8).

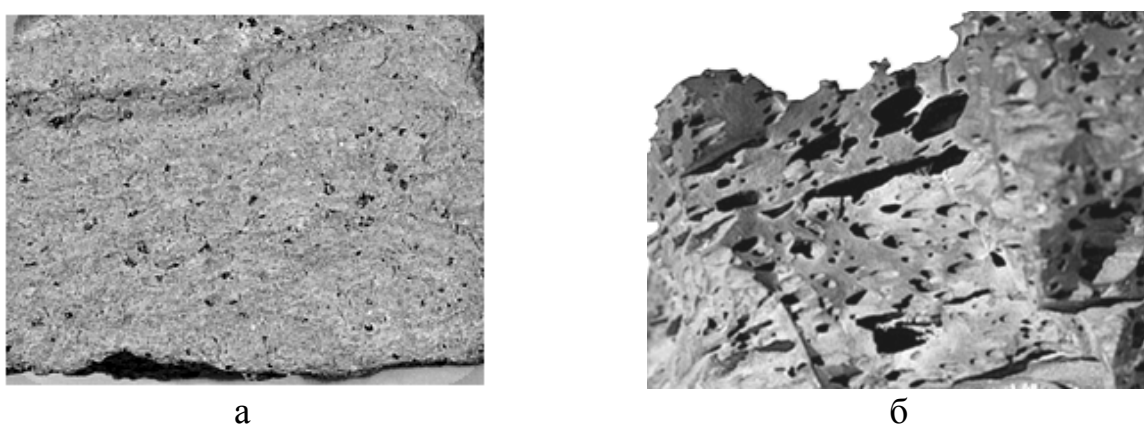


Рис. 1.8. Пориста текстура ліпариту (а) та базальту (б).

### ***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 1.9):



Рис. 1.9. Класифікація гірських порід за походженням.

– магматичні, які утворюються в результаті застигання в земній корі або на її поверхні силікатного розплаву – магми (лави);

– осадові, що формуються на поверхні земної кори 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.

### ***Магматичні гірські породи.***

Магматичні гірські породи залежно від хімічного і мінерального складу, перш за все, від вмісту оксиду кремнію ( $\text{SiO}_2$ ), поділяються на чотири групи:

- ультраосновні, вміст  $\text{SiO}_2$  не перевищує 45%;
- основні, 45-52%  $\text{SiO}_2$ ;
- середні, 52-65%  $\text{SiO}_2$ ;
- кислі, вміст  $\text{SiO}_2$  понад 65%.

Породоутворюючими мінералами магматичних порід є кварц, польові шпати, 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 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 - інтрузивні, що утворилися при застиганні магми на різних глибинах в земній корі;

2 - ефузивні, або вулканічні, формування яких відбувалося шляхом застигання магми, що вилілася на земну поверхню 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.

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

Класифікація магматичних гірських порід наведена в таблиці 1.5.

Класифікація магматичних гірських порід

Породи	Хімічний тип породи за вмістом SiO <sub>2</sub> , %				Структура	Текстура
	Кислі (>65%)	Середні (52-65%)	Основні (45-52%)	Ультраосновні (<45%)		
Інтрузивні (глибинні)	Граніт	Діорит	Габро	Піроксеніт	Повнокристалічна	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		

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. Найбільш широким розвитком між ними користуються інтрузивні *граніти* та їх ефузивні аналоги *ріоліти (ліпарити) і дацити*.

*Граніт* (див. рис. 1.6-а) має повнокристалічну, переважно середньозернисту, рідше крупно- і дрібнозернисту структуру. Складений кварцом (25-35 %), ортоклазом (35-40 %), плагіоклазом (20-25 %), біотитом, мусковітом, роговою обманкою (до 5 %). Найпоширеніша текстура – масивна.

*Ліпарит* (див. рис. 1.8-а) 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.

*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 структурою: 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 темноколірових 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.

*Габро-лабрадорит* – інтрузивна порода з повнокристалічною середньо- і крупнозернистою структурою, 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. 1.6-б, 1.8-б).

Ультраосновні породи, які ще називають гіпербазитами або ультрамафітами, займають підпорядковане місце. Відомі представники цієї групи – це *піроксеніти* складені піроксенами та до 10-20 % олівіном.

Форми залягання магматичних порід відображають умови, за яких породи утворилися. Для ефузивних, виливних порід ці форми нечисленні і досить прості – покрови, лавові потоки, куполи.

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

*Лавові потоки* – витягнуті лавові тіла, що формуються в місцях зі складним рельєфом місцевості, наприклад, гірським.

*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 вміщуючими породами, їх поділяють на згодні і незгодні. Останні січуть під різними кутами вміщуючи породи.

Згодні інтрузивні тіла – сили, лаколіти, лополіти, факоліти, а незгодні – батоліти, штоки, дайки, неки, жили (рис. 1.10).

*Сил* – пластоподібне тіло, що формується внаслідок нагнітання магми між верствами осадових порід. Площі силів сягають тисяч квадратних кілометрів.

*Лаколіт* – тіло грибоподібної форми, що утворюється за рахунок вкореніння в'язкої магми між шарами порід. Розміри їх від сотень метрів до кілометрів.

*Лополіт* – міжшарове чашоподібне тіло, утворення якого зумовлено просіданням гірських порід під дією ваги магми, що вкоренілася між верствами.

*Факоліт* – відносно невелике тіло, що просторово приурочене до місць перегинів верств осадових порід.

*Батоліт* – велике глибинне тіло, що складається зазвичай з гранітів та близьких до них за складом порід. Площі поширення батолітів вимірюються тисячами квадратних кілометрів. В нижній частині вони зазвичай розширю-

ються, однак загальна потужність їх за геофізичними даними не перевищує 5-10 км.

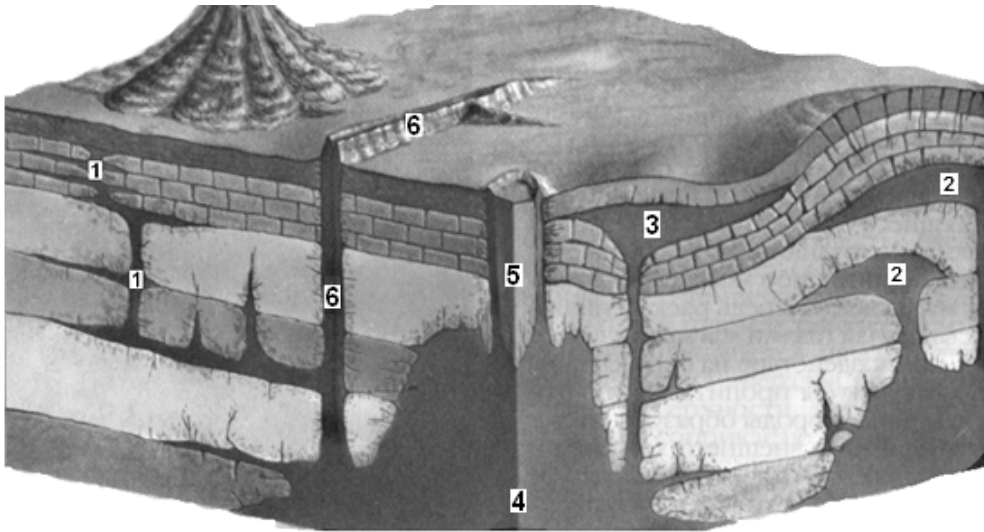


Рис. 1.10. Форми інтрузивних тіл магматичних порід у земній корі. Згідні інтрузії: 1 – сил, 2 – лополіт, 3 – лаколіт; незгідні інтрузії: 4 – батоліт, 5 – шток, 6 – дайка.

*Шток* – тіло неправильної форми, яке зазвичай приурочене до перетину великих глибинних розломів у земній корі. Штоки можуть бути представлені різними за своїм складом породами. Нерідко вони є відгалуженнями від батолітів.

*Дайка* – крутопадаюча інтрузія плитоподібної форми, що перетинає будь-які інші породи. Розміри дайок варіюють від метрових тіл до утворень потужністю у сотні метрів.

*Нек* – трубоподібне тіло, що являє собою отверділу лаву в жерлах давніх вулканічних апаратів.

*Жила* – неправильної форми витягнуте тіло, мінливе за потужністю і часто з відгалуженнями. Формується внаслідок заповнення магмою неправильних за формою порожнин і тріщинуватих зон у земній корі.

### ***Осадіві гірські породи.***

Осадіві 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 [10,12-14]:

- уламкові (руйнування на тверді частки магматичних, метаморфічних або осадових порід, їх перенесення та відкладення);
- хемогенні (відкладення хімічним 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 три гранулометричних групи порід:

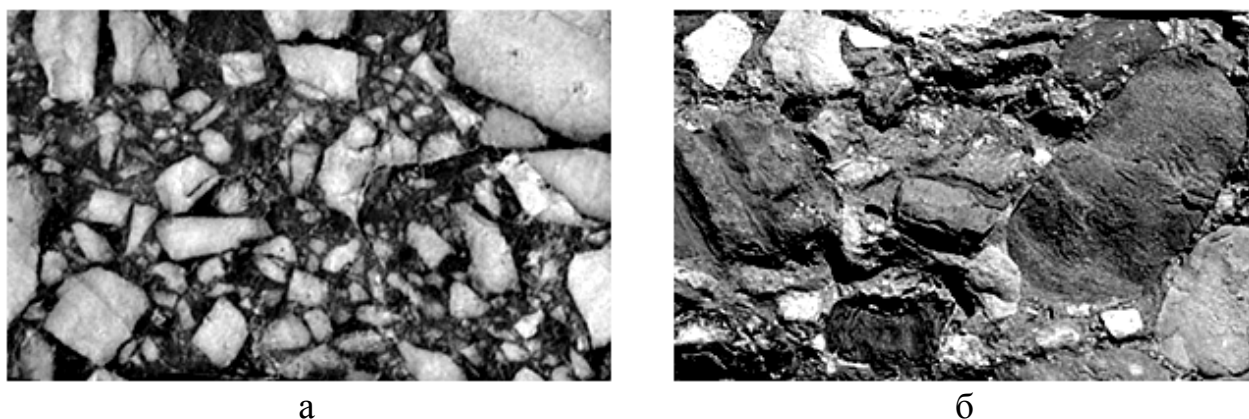
- *грубоуламкові*, або *псефіти* – породи, розмір уламків яких перевищує 2 мм в поперечнику;

– *піщані*, їх ще називають *псамітами*, розмір уламків яких знаходиться в межах 2-0,1 мм;

– *пилуваті*, 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 не обкатані, кутасті (рис. 1.11).



а

б

Рис. 1.11. Зцементовані кутасті уламки брекчії (а) та напівобкатані уламки конгломерату (б).

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. 1.6).

Таблиця 1.6

## Класифікація уламкових порід (за Л.Б. Рухіним)

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	Брекчія
	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		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 відноситься також їх пористість. Розрізняють пористість грубу, крупну, дрібну та тонку.

Хомогенні породи – це осадові породи, які утворилися в результаті випа-

діння 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 (див рис. 1.3-в).

В основу класифікації хомогенних гірських порід покладений їх хімічний склад (табл. 1.7). Виділяють такі групи порід:

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

Таблиця 1.7

## 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 (бьоміт, діаспор, гібсит)	Оолітова, зерниста, уламкова	Плямиста	Суша, вологі тропіки

*Вапняк* є одною 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 залишається брудна пляма.

*Гіпс* зустрічається у вигляді світло забарвлених 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.

*Бурій залізняк* (лімоніт) утворюється в результаті випадіння в осадок гід-

ратів оксидів заліза водних розчинів. Порода може мати оолітову і шкарлупувату структуру і масивну, кавернозну або конкреційну текстуру. Характерною властивістю бурого залізняка є жовто-бура риска.

*Боксїт* характеризується різноманітним зовнішнім виглядом. Присутність в породі гідроокисів 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 [10,12-14]. 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:

– *органогенна* (порода складена майже не пошкодженими 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 молюсків (форамініфер) і вапнистих водоростей (коколїтофорид). 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 органогенних гірських порід приведена в табл. 1.8.

Таблиця 1.8

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	Болото
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 без-

кисневих (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-бурым або чорним забарвленням, щільною текстурою, землистим зламом, 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 володіє вищою твердістю – 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 згоранні чутно сильний запах бітуму.

### **Метаморфічні гірські породи.**

Метаморфічні породи утворюються в результаті перетворення осадових, магматичних і метаморфічних гірських порід на великих глибинах в 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 *реліктови-ми*. Метаморфічні породи, які утворилися за рахунок метаморфізму магматичних утворень називаються *ортопородами*, осадових порід – *парапородами*.

Виділяються такі головні текстури метаморфічних порід (рис. 1.12):

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

*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 (польовий шпат, кварц). Зерна орієнтовані в одному напрямку, проте на відміну від сланцюватої текстури не утворюють площин, вздовж яких порода може розколюватися (гнейс);

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

Найпоширенішими метаморфічним породами є філіт, слюдистий сланець, кристалічний сланець, гнейс, кварцит, залізистий кварцит, мармур. У табл. 1.9 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 сла-

нцювату текстуру і має сильний шовковистий блиск на площинах сланцюватості; колір від сірого до чорного, інколи червоний.



а

б

в

Рис. 1.12. Текстури метаморфічних порід: а – масивна (кварцит), б – сланцювата (глинистий сланець), в – гнейсова (гнейс).

Таблиця 1.9.

#### Класифікація метаморфічних гірських порід

Назва породи	Мінеральний склад	Структура	Текстура	Вихідна порода
Філіт	Слюди, кварц	Тонкозерниста	Сланцювата	Глина, аргіліт
Слюдистий сланець	Польовий шпат, слюда, кварц	Лускувата, дрібно- і середньозерниста	Сланцювата	Глина, аргіліт
Кристалічний сланець	Польовий шпат, біотит, рогова обманка, гранат	Середньо- і крупнозерниста	Сланцювата	Осадкові або магматичні породи
Гнейс	Кварц, польові шпати, слюди, рогова обманка	Середньо- і крупнозерниста	Гнейсова	Осадкові породи, граніт, діорит
Кварцит	Кварц	Кристалічна	Масивна	Пісковик кварцовий
Залізистий кварцит	Магнетит, кварц, гематит	Кристалічна	Смугаста	Пісковик з бурим залізняком
Мармур	Кальцит	Тонкозерниста	Масивна	Вапняк

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

*Кристалічний сланець* характеризується повнокристалічною середньо- або крупнозернистою структурою, сланцюватою та гнейсовою текстурами. Утворюється при перетворенні в умовах високих тисків і температур осадкових 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 осадкових 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 ціл-

ком 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.

*Залістий кварцит* – це специфічна метаморфічна порода, яка широко розповсюджена в архейських та протерозойських товщах. Її індивідуальна діагностична ознака – смугаста текстура, що складається з чергування смуг кварцу та гематиту. Ці породи є сировиною для видобутку заліза. Одним із найбільших у світі родовищем залізних руд є Криворізький залізорудний басейн.

*Мармур* утворюється при метаморфізмі вапняків, а тому активно реагує з НС1. Колір породи переважно білий, світло-сірий, сірий, але доволі розповсюдженими є рожеві, червонуваті, зеленкуваті, чорні та інші різновиди. Структура мармуру тонкозерниста до прихованокристалічної, текстура – масивна, смугаста.

### ***Водно-фізичні та інженерно-геологічні властивості мінералів і гірських порід***

Характеристика складу, стану та властивостей гірських порід має важливіше значення для проектування та будівництва гідротехнічних і гідромеліоративних споруд.

Тип споруди, що проектується, визначає склад показників властивостей і стану порід, які необхідно вивчати для обґрунтування проекту будівництва. Так, при проектуванні каналів, водосховищ, хвостосховищ велике значення має встановлення фільтраційних властивостей порід, які визначають їх водоутримуючу здатність; під час проектування фундаментів різних споруд встановлюються показники міцності і можливих деформацій.

Вельми важливо при визначенні складу показників властивостей порід в кожному конкретному випадку враховувати всі інженерно-геологічні явища, що можуть виникнути під час взаємодії споруди з породою (фільтрація, суфозія, просадки і т.п.) для забезпечення інженера-будівника інформацією для розробки заходів щодо запобігання небезпечних наслідків розвитку цих процесів.

***Первинні нерозчинні в воді мінерали.*** До цієї групи відносяться мінерали, що утворилися з магми і не зазнали суттєвих змін. Вони формують скупчення в результаті вивітрювання магматичних порід і є основними складовими різних піщаних порід. Головним породоутворюючим мінералом тут є кварц, що відноситься до найбільш стійких в хімічному відношенні мінералів. Поряд з кварцом в піщаних ґрунтах часто зустрічаються польові шпати, глауконіт, слюда, в незначній кількості можуть бути присутні авгіт, рогова обманка, олівін, магнетит, а також вторинні глинисті і прості водорозчинні мінерали – кальцит, доломіт, гіпс, галіт.

В природних умовах найбільш розповсюдженими є кварцові піски. В цілому кварц надає пухким породам більшу стійкість у відношенні до води та підвищує опір зовнішній дії – навантаженням від споруд. Наявність в породі інших мінералів, наприклад розчинних, знижує водостійкість і механічну міцність.

***Вторинні нерозчинні в воді мінерали.*** До них відносяться головні породоутворюючі мінерали глинистих порід. Вони складають їх дрібнодисперсну – колоїдну частину. Ці мінерали мають назву глинистих мінералів.

Основною та найбільш характерною особливістю глинистих мінералів є



висока їх дисперсність (розміри часток менше 0,001 мм). Висока дисперсність обумовлює велику питому поверхню та самий великий потенціал поверхневої енергії, з якою пов'язаний прояв різних явищ, що характерні для колоїдних систем. Глинисті породи складаються не тільки з глинистих мінералів. В грубодисперсній частині глин перебільшують первинні мінерали: кварц, польові шпати, слюда, а також важкі мінерали (магнетит, титаномагнетит, пірит тощо), але вплив вторинних глинистих мінералів навіть при відносно малому їх вмісту в глинистій породі настільки великий, що вони в значній мірі визначають властивості всієї породи (міцність, водопроникність)

Глинисті мінерали являють собою вторинні водні силікати, алюмосилікати, та феросилікати, а також прості окисли і гідрати оксиду кремнію, заліза, алюмінію. Крім незначних розмірів найбільш характерними рисами і властивостями глинистих мінералів є пластинчата або луската форма, яка обумовлена будовою кристалічної ґратки. Завдяки цьому та малим розмірам деякі глинисті мінерали мають властивість вбирати та віддавати воду, а також обмінюватися з розчином катіонами, концентруючи з розчину одні катіони і віддаючи в розчин інші. Найбільш розповсюджені в глинистих породах три основні групи глинистих мінералів – каолініту, монтморилоніту та гідрослюд.

Мінерали групи каолініту утворюються під час вивітрювання магматичних і метаморфічних порід в умовах кислого середовища. Будова кристалічних ґраток мінералів цієї групи відносно міцна і стійка. Мінерали набухають слабо, водопроникність їх значно менша ніж водопроникність інших глинистих мінералів.

Група монтморилоніту складна і різноманітна. Основний мінерал групи монтморилоніт. Він утворюється під час хімічного вивітрювання основних магматичних порід в умовах сухого теплого клімату.

Монтморилоніт – основний мінерал бентонітових глин, які використовуються для виготовлення високоякісних глинистих розчинів при бурінні свердловин. Він характеризується високою гігроскопічністю, тобто здатністю поглинати і віддавати воду при змінах вологості навколишнього середовища. Під час нагріву від 100°C до 200°C він втрачає адсорбовану воду, а при температурах 500-700°C відбувається видалення конституційної вологи та руйнування кристалічних ґраток.

Монтморилоніт добре адсорбує з розчинів різні катіони (наприклад, з підземних вод), що призводить до зміни властивостей монтморилонітових глин. Така особливість дає можливість штучного впливу на властивості цих глин. Монтморилонітові глини в порівнянні з іншими глинами мають більшу здатність до набрякання та стиснення, а також малою водопроникністю.

Група гідрослюд займає проміжне положення між слюдами і монтморилонітом. Характерним представником цієї групи є ілліт. Від слюд вони відрізняються більшим вмістом води, а від монтморилоніту – значно меншою здатністю до набрякання і більшим вмістом калію. Утворюються гідрослюди в різних умовах при високій концентрації калію в водних розчинах.

**Вторинні розчинні в воді мінерали.** В осадових гірських породах дуже часто присутні вторинні мінерали – розчинні в воді солі, які за ступенем розчинності можна поділити на три групи: легкорозчинні, середньорозчинні та важкорозчинні.

До легкорозчинних відносяться *галіт, сільвін KCl, мірабіліт Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O,*

*soda*  $Na_2SO_3$ ; до середньорозчинних – *ginc*  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ , *ангідрит*  $CaSO_4$ ; до важкорозчинних – *кальцит*  $CaCO_3$ , *магнезит*  $MgCO_3$ , *доломіт* ( $Ca, MgCO_3$ ). Перші розчиняються у воді швидко і в невеликих її кількостях, середнерозчинні – повільно, при цьому для повного розчинення і видалення з породи необхідна значна кількість води. Важкорозчинні солі переходять в розчин в незначній кількості.

При наявності в поровому розчинні великої кількості іонів кальцію, що спостерігається в вапнякових і загіпсованих глинах, такі породи в значній мірі втрачають характерні для них властивості – здатність до набухання, стиснення і пластичність. Значна концентрація іонів натрію, яка характерна для засолених глин морського походження, сприяє найбільш сильному проявленню глинистих властивостей – збільшує набухання, пластичність, здатність до стиснення, зменшує водопроникність.

Збільшення концентрації солей, розчинних в підземних водах, діє таким же чином, як і вплив ґрунтового розчину, який насичений кальцієм та навпаки – зменшення концентрації розчинних в воді солей діє таким же чином, як вплив ґрунтового розчину насиченого натрієм, тобто призводить до більш різкого прояву глинистих властивостей.

Вплив простих солей на гірські породи різний і залежить від складу солей та форми, в якій вони знаходяться. В твердому виді солі як би цементують породи, утворюють зв'язки і тим самим підвищують її міцність, але зв'язки, сформовані легкорозчинними солями, швидко руйнуються під дією води. Зв'язки, утворені важкорозчинними солями, більш міцні. Особливо велика роль важкорозчинних карбонатних солей кальцію, що надають породі водотривкість і міцність.

У розчинному вигляді прості солі насичують поровий простір та частки породи. При цьому, коли порода має солі в твердому вигляді, вони завжди будуть і в розчині, який заповнює її шпарини та тріщинки. В ненасиченому розчині в породі цієї солі може не бути.

Враховуючи вищенаведене, треба зробити важливий практичний висновок: змінюючи склад або концентрацію солей в поровому розчинні можна штучно впливати на інженерно-геологічні властивості порід.

За ступенем засолення виділяються незасолені породи, в складі яких водорозчинних солей менше 0,2% від ваги сухої породи, слабозасолені – 0,2%–0,5%, засолені – більше 0,5% водорозчинних солей.

Органічні сполуки. В пухких, особливо глинистих породах, зустрічається органічна речовина, що накопичується в результаті життєдіяльності тваринних та рослинних організмів. Найбільша кількість органічних речовин має рослинне походження. Органічні сполуки тісно пов'язані з мінеральною частиною породи. Домішки органічної речовини змінюють властивості порід – визначають високу вологоємність, пластичність; низку водопроникність. Вплив органічних сполук на властивості порід залежить від ступеню розкладання рослинних решток.

### ***Порядок виконання практичної роботи з визначення гірських порід.***

Вивчення гірських порід, їх текстури та структури розраховано на три аудиторних заняття. Рекомендується застосовувати наступну схему роботи, що має полегшити визначення гірських порід.

1. З'ясувати структуру породи. Якщо порода має – кристалічно-зернисту структуру, то це ймовірніше магматична, метаморфічна або хомогенна осадова порода. Якщо порода має уламкову структуру, то це скоріш за все уламкова або органогенна осадова порода.

2. Визначити текстуру породи. Якщо текстура масивна або пориста, то це магматична або метаморфічна порода. В інших випадках керуватися характерними для кожної групи гірських порід текстурами.

3. Перевірити масивні кристалічно-зернисті мономінеральні (які складаються з одного мінералу) породи на твердість та реакцію з соляною кислотою, відібрати метаморфічні кварцит та мармур.

4. Для діагностики магматичних порід визначити колір породи, встановити наявність або відсутність кварцу. Серед порід світлого забарвлення кислими є ті, де легко діагностується кварц, зважаючи на його високий вміст (до 35 %). В середніх виявити його значно складніше, і це вдається, як правило, лише з допомогою лупи, а в основних та ультраосновних породах він відсутній, і порода має темне до чорного забарвлення. Після цього визначити структуру і текстуру породи і за цими ознаками віднести її до інтрузивної чи ефузивної генетичної групи. За отриманими діагностичними ознаками дати назву зразку породи згідно табл. 1.5.

5. Для діагностики осадових порід треба перевірити породу на тестову реакцію із соляною кислотою, визначити структуру і текстуру породи, характерні індивідуальні ознаки (наприклад, солоний смак у кам'яної солі, металевий блиск у антрациті тощо), за встановленими фізичними та хімічними ознаками дати назву породи у відповідності з класифікаційними табл. 1.6, 1.7, 1.8. При вивченні крупноуламкових порід найперше слід встановити обкатаними є уламки чи кутастими.

6. Для діагностики метаморфічних порід треба насамперед визначити колір, мінеральний склад, структуру і текстуру зразків порід та назвати породу порівнюючи отримані характеристики з даними, наведеними в табл. 1.9.

7. Занести вивчені характеристики всіх зразків гірських порід учбової колекції у звітну таблицю (табл. 1.10), та визначити назву гірської породи.

Контроль знань студентів проводиться на зразках контрольної колекції, що складаються з трьох зразків гірських порід різних генетичних груп.

Таблиця 1.10

Структура	Текстура	Характеристика породи			Назва породи, генетичний тип
		Мінеральний склад	Колір	Реакція з НСІ	
<i>Крупнозерниста</i>	<i>Масивна</i>	<i>Ортоклаз, кварц, біотит,</i>	<i>Світло-рожевий</i>	<i>Немає</i>	<i>Граніт, магматична, інтрузивна, кисла</i>

*Примітка. Таблицю розміщати на вертикальному аркуші зошита, ширина граф (стовбців) таблиці довільна.*

***Запитання для самоконтролю.***

1. Які основні хімічні елементи складають земну кору?
2. Що таке мінерали і які властивості для них характерні?
3. В яких формах знаходяться мінерали у природі?
4. До якого класу мінералів відноситься кварц?
5. Що таке спайність? Назвіть мінерали, у яких спайність досконала.
6. На які основні генетичні групи поділяють гірські породи?
7. Чим відрізняються кислі аналоги ефузивних та інтрузивних порід?
8. Що таке текстура гірської породи?
9. Які властивості притаманні глинистим породам?
10. Які гірські породи реагують з соляною кислотою?
11. Чим відрізняються мергель і хемогенній вапняк?
12. На які групи поділяються глинисті мінерали?
13. Як відрізнити мармур від кварциту?

## 2. ВИЗНАЧЕННЯ ПОЛОЖЕННЯ ТІЛ ГІРСЬКИХ ПОРІД В ЗЕМНІЙ КОРІ. ОСНОВИ ГЕОЛОГІЧНОЇ ГРАФІКИ

Умови залягання гірських порід впливають на оцінку інженерно-геологічних властивостей порід в масиві та можливої їх поведінки при взаємодії зі спорудами, стійкості в природних умовах і під спорудами.

Під час лабораторних досліджень фізико-механічних властивостей порід, які виконуються на порівняно невеликих зразках, не можуть бути враховані особливості порід в масиві в природних умовах залягання, особливо такі, як нахил (кут падіння) шарів, неоднорідність складу, тріщинуватість, наявність прошарків більш слабих пухких порід. Вони можуть бути встановлені і вивчені тільки при комплексних дослідженнях породи в польових умовах в масиві під час інженерно-геологічної зйомки та в лабораторії на зразках, відібраних в окремих точках масиву з врахуванням всіх особливостей будови і умов залягання породи [1,11,12-13]

При оцінці умов залягання необхідно завжди враховувати характер майбутньої споруди. Так, наприклад, під час будівництва промислових та житлових споруд на шаруватих похилозалагаючих породах в рівнинних умовах елементи їх залягання (азимут падіння та кут падіння) не впливають на інженерно-геологічну оцінку умов. Під час будівництва цих же споруд поблизу вододілів та на схилах кут падіння шарів вже необхідно враховувати, тому що при наявності в товщі порід пухких глинистих прошарків, падаючих в бік схилу, можуть виникнути зсуви.

При оцінці умов будівництва водонапірних гребель в районах з шаруватими товщами водопроникних або розчинних гірських порід необхідно визначити їх азимут падіння. Падіння порід в напрямку нижнього б'єфу або паралельної долини може призвести до великих втрат води з водосховища та утворення підземних карстових форм.

Найбільш сприятливі умови для будівництва споруд притаманні потужним товщам ефузивних порід або великим слабко тріщинуватим інтрузивним тілам. Залягання магматичних порід в вигляді жил, дайок та інших тіл, невеликих в плані, менш сприятливе, оскільки в таких випадках можливо часте перешарування порід різного складу. З подібною ситуацією можна зустрітися під час будівництва на осадових породах, що залягають лінзами, або на шаруватій товщі порід, які падають під великими кутами. Одновікові та однакові за складом породи в залежності від тектонічних особливостей можуть характеризуватися різними фізико-механічними властивостями [1,11].

В платформених умовах зустрічаються потужні осадові товщі, які складені породами з жорсткими зв'язками (пісковики, вапняки, доломити). Серед цих порід можна зустріти пластичні глини, а також водомісткі піски, що знаходяться у пливунному стані. В дислокованих гірських районах всі породи незалежно від віку сильно ущільнені, відрізняються підвищеною міцністю та відсутністю пластичних і пухких різновидів, але в окремих тектонічних зонах породи можуть бути сильно тріщинуваті та подрібнені. На ділянках розривних порушень серед самих міцних порід зустрічаються перетерті милонізовані різновиди зниженої міцності [1-3].

### Практична робота №3

#### Визначення просторового положення геологічних поверхонь і орієнтованих тіл гірських порід

##### *Елементи залягання гірських порід, їх визначення і позначення в геологічній документації.*

Гірські породи осадового походження залягають у виді шарів або пластів (якщо мова йде про корисну копалину – вугілля, залізні руди, кам'яну сіль та ін.). Шари утворюються в результаті накопичення на дні водойми різноманітних осадків, тому первинна форма їх залягання – горизонтальна. Подальші напруги в земній корі деформували гірські породи; в них утворилися різноманітні тектонічні порушення – складчасті та розривні. У результаті шари набули похилого і навіть переверненого залягання. Найбільш поширеною формою похилого залягання є моноклінальна [11,12, 13].

**Монокліналлю** (від грецького *моно* – один, *кліно* – нахил) називається тектонічна структура, у якій нахил шарів спрямований в одну сторону на значному протязі.

##### *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 щодо сторін світу і горизонтальної поверхні. Під час вивчення залягання геологічних тіл використовуються різноманітні методи. Зупинимось на задачі, що найбільш часто зустрічається – визначення залягання шарів гірських порід.

**Шар** – це геологічне тіло, яке складене однотипними породами й обмежене двома поверхнями – верхньою, що називається «покрівлею шару» і нижньою – «грунтом» або «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.

**Лінією простягання** (або **простяганням**) називається уявлювана лінія перетинання шару з горизонтальною площиною (рис. 2.1-а).

**Лінією падіння** (або **падінням**) називається лінія, уздовж якої спостерігається максимальний нахил шарів до горизонту (рис. 2.1-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 **підняття шару** (рис. 2.1-а).

**Кутом падіння** взагалі називається двогранний кут між якоюсь поверхнею шару (покрівля, підшва) і горизонтальною площиною. Кут між лінією падіння та її горизонтальною проекцією називається **істинним кутом падіння** (рис. 2.1-а). Кут падіння змінюється в межах від 0 до 90°. **Значення кута падіння більше 90° не існує.** Кут падіння умовно позначається буквою  $\alpha$  (альфа).

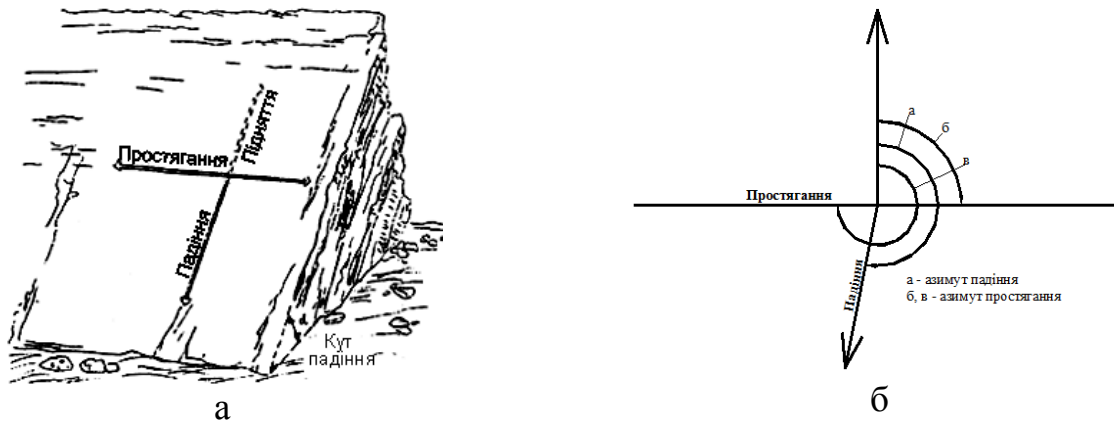


Рис. 2.1. Елементи залягання шарів гірських порід в відслоненні (а) і на плані (б).

Азимут простягання називається горизонтальний кут між лінією простягання і північним напрямком географічного меридіану, вимірюваний за рухом стрілки годинника. Лінія простягання має два діаметрально протилежних напрямки, а, отже, і два азимути, що відрізняються між собою на  $180^\circ$  градусів (рис. 2.1-б).

Азимут падіння називається кут між проекцією лінії падіння на горизонтальну площину і північним напрямком географічного меридіану, вимірюваний за рухом стрілки годинника. На відміну від азимута простягання азимут падіння має тільки один напрямок і може змінюватися в межах від  $0^\circ$  до  $360^\circ$ . Азимут падіння умовно позначається знаком  $\odot$ , його цифрове значення супроводжується літерним позначенням сторін світу – румбів<sup>1</sup> (ПнС, ПдС, ПдЗ, ПнЗ).

Завдяки тому, що лінії падіння і простягання взаємно перпендикулярні, їх азимути відрізняються на  $90^\circ$ . Отже, якщо встановлений азимут падіння, то можна визначити і азимут простягання, додаючи або віднімаючи  $90^\circ$  зі значення азимута падіння, щоб отримане значення азимута простягання знаходилося в межах  $270^\circ-0^\circ-90^\circ$ , оскільки в північній півкулі звичайно користуються північними румбами. Для зручності обчислень рекомендується застосовувати діаграму (рис. 2.2). Допустимо також і «південне» орієнтування – положення лінії в просторі від цього не зміниться.

Обернену операцію (знаючи азимут простягання визначити азимут падіння) зробити не можна, оскільки лінія падіння є напрямком, тому механічне віднімання або додавання  $90^\circ$  до одного з азимутів простягання може призвести до помилки визначення азимута падіння на  $180^\circ$ . Це неприпустимо, тому що в такому випадку ми одержимо напрямок, обернений падінню.

У випадку, якщо породи залягають горизонтально (рис. 2.3-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. 2.3-б), то лінія простягання існує, а лінія падіння спрямована вертикально униз і на горизонтальній площині вироджується в точку, і визначити її азимут не можна.

<sup>1</sup> 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).

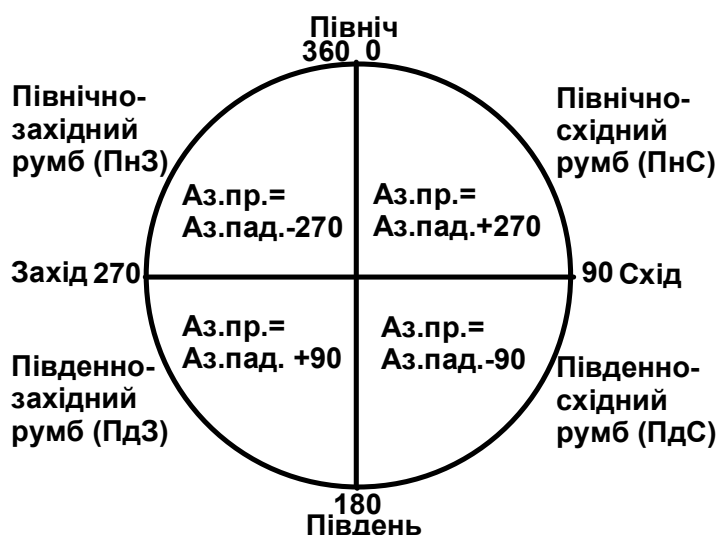


Рис. 2.2 Діаграма для визначення азимутів простягання.

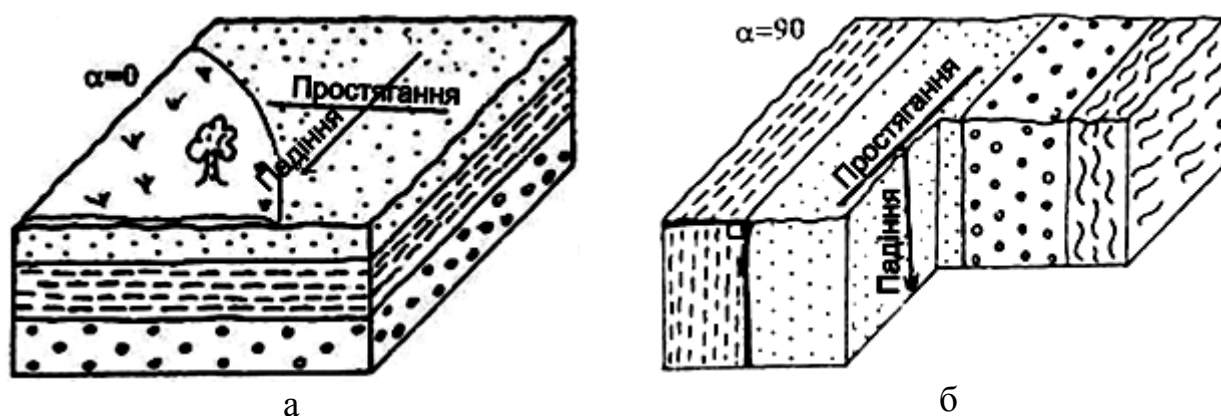


Рис. 2.3 Елементи залягання шарів гірських порід у випадку горизонтального (а) та вертикального (б) залягання.

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

#### ***Устрій гірничого компаса і робота з ним.***

Гірничий компас – прилад, що служить для визначення елементів залягання геологічних тіл при польових геологічних дослідженнях безпосередньо у відслоненнях, тобто у виходах гірських порід на поверхню.

Устрій гірничого компаса наведений на рис. 2.4. Корпус компаса виконаний з алюмінієвого сплаву і складається з прямокутної платівки (1), довга сторона якої паралельна напрямку північ-південь, і круглої коробки (2), де розміщуються лімб (3), заспокоювач магнітної стрілки (4), напівлімб (5), висок (6) і магнітна стрілка (7). Великий лімб розбитий на 36 частин і проградуєований через кожні 10 градусів (цифри позначають десятки градусів) проти стрілки годинника на відміну від звичайного туристичного компаса. Відповідно переставлені індекси **З** (захід) і **С** (схід) на заспокоювачі. Це пов'язано з принципово іншим методом визначення азимутів гірничим компасом у порівнянні з методом користування звичайним компасом. Справа в тому, що при роботі гірничим компасом



азимут практично вимірюється від напрямку, що визначається до напрямку на північ, а не від півночі до цього напрямку, тому він повинний вимірюватися проти ходу стрілки годинника.

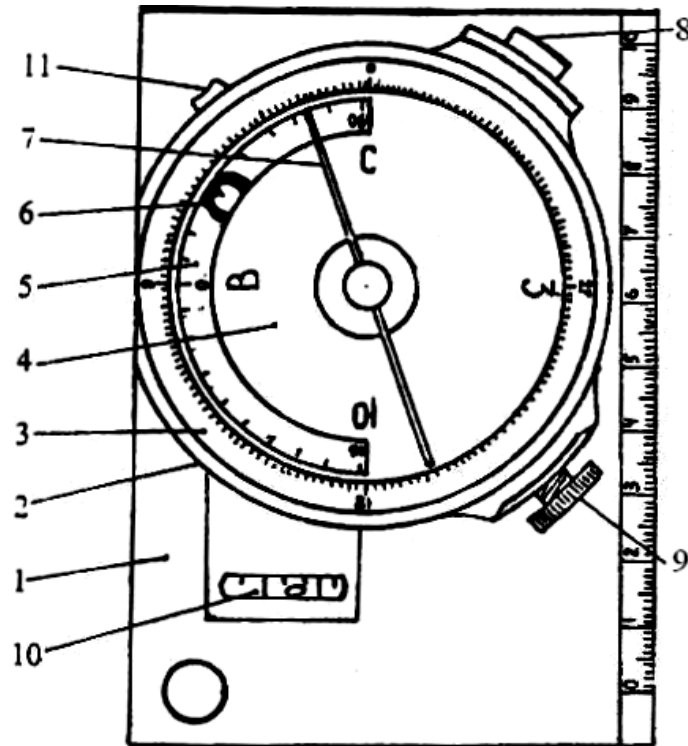


Рис. 2.4 Устрій гірничого компасу: 1 – алюмінієва платівка, 2 – коробка компасу, 3 – лімб, 4 – заспокоювач магнітної стрілки, 5 – напівлімб, 6 – висок (клінометр), 7 – магнітна стрілка, 8 – кнопка фіксації виску, 9 – аретировочний гвинт, 10 – бульбочковий рівень, 11 – стопорний гвинт трибки

Визначення кутів падіння відбувається за напівлімбом (5) за допомогою виска (6). У неробочому положенні висок зафіксовано кнопкою (8). Магнітна стрілка (7) насаджена на вістря і в неробочому положенні зафіксована гвинтом (9), який треба відпустити перед проведенням вимірів. Це зроблено для того, щоб вістря не затуплювалось при транспортуванні, а отвір стрілки не розбивався. Північний кінець магнітної стрілки пофарбований у синій колір, південний – у червоний або білий.

Для приведення компаса в горизонтальне положення на корпусі встановлений бульбочковий рівень (10). При горизонтальному положенні корпусу бульбашка повинна знаходитися між двома рисками .

На зворотній стороні компаса нанесені приблизні значення синуса різноманітних кутів для полегшення розрахунків. Крім того, для внесення поправки на магнітне схилення в корпус вмонтована трибка, шліц якої можна побачити на зворотній стороні корпусу. Трибка стопориться гвинтом (11), який видно збоку на коробці компаса. Нагадаємо, що магнітним схиленням називається кут між істинним (географічним) і магнітним меридіаном, властивий для даного району. Значення цього куту повинне обов'язково вноситися в значення азимута, оскільки компасом вимірюється магнітний азимут. Значення магнітного

схилення завжди вказується на споді топографічних планшетів у зарамковому оформленні. Для внесення поправки треба повернути трибку (відповідно, лімб компаса) на цю величину за стрілкою годинника при східному ухиленні або проти стрілки годинника при західному ухиленні. Тоді ми відразу одержимо відліки, що відповідають істинним (географічним) азимутам.

Визначення азимутів за допомогою гірничого компаса зображено на рис. 2.5.

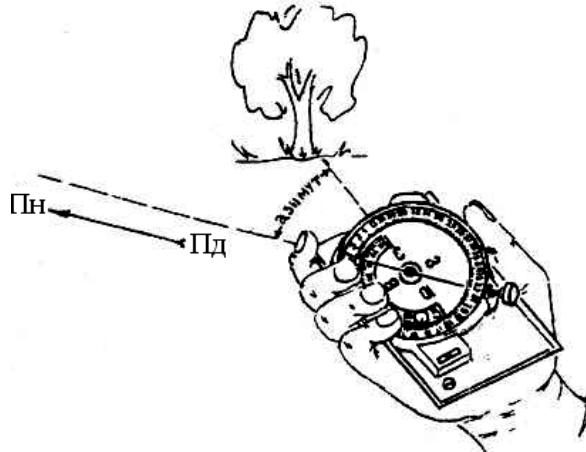


Рис. 2.5 Визначення азимутів ходу за допомогою гірничого компаса.

У відслоненнях елементи залягання вимірюються наступним чином. На поверхні шару вибирається рівна ділянка або молотком обчищається площина, поверхня якої збігається з нашаруванням шарів. Напрямок лінії падіння дізнаються за допомогою скочування кульки, округлої гальки, дробинки, а найкраще всього по краплям води, що стікає, оскільки вода, яка потрапила в будь-яку точку схилу, буде стікати по лінії найбільшого ухилу. Цю лінію (лінію падіння) прокреслюють олівцем або зубилом. Строго перпендикулярно до неї проводиться лінія простягання. До неї прикладається коротка сторона компаса (південна) так, щоб коротка північна сторона була спрямована по падінню шару. Компас утримують у горизонтальній площині (дивлячись на бульбашковий рівень), потім відпускають стопорний гвинт і коли магнітна стрілка заспокоїться, визначають, де зупинився її північний кінець. Відлік проводять повторно з точністю 1-2 градуса. Це і є азимут падіння шару.

Для визначення азимута простягання будь-яку довгу сторону компаса прикладають уздовж лінії простягання, компас встановлюється горизонтально і знімається відлік по тому кінці стрілки, що знаходиться в північно-західному або північно-східному квадрантах. Після цього стрілка *обов'язково* фіксується стопорним гвинтом!

Кут падіння вимірюється по показанню виска. Довга (східна) сторона компаса ребром прикладається уздовж лінії падіння, потім, нажимаючи декілька разів кнопку виска, знімають відлік по напівлімбу.

Щоб уникнути можливих помилок, біля значення азимута вказують початковими буквами сторони світу. *Значок градуса (°) не ставиться.*

Запис елементів залягання може мати такий вид:

Аз. пад. ПнС 25, α 53.

Аз. прост. ПнЗ 315, пад. ПнС 45, α 33.

Повний запис: Аз. пад. ПнС 70, аз. прост. ПнЗ 340, α 51.

При роботі компасом можлива помилка у вимірах в межах 1-2 градуси.

### **Зображення елементів залягання на геологічних документах.**

На геологічних, гідрогеологічних картах та інших графічних інженерно-геологічних документах залягання шарів гірських порід позначається спеціальними умовними знаками. Для навчальних геологічних карт і планів застосовуються спрощені за кресленням і технічним виконанням умовні знаки. З них найпростішими є: умовний знак горизонтального залягання, умовний знак вертикального залягання та умовний знак похилого залягання (рис. 2.6).

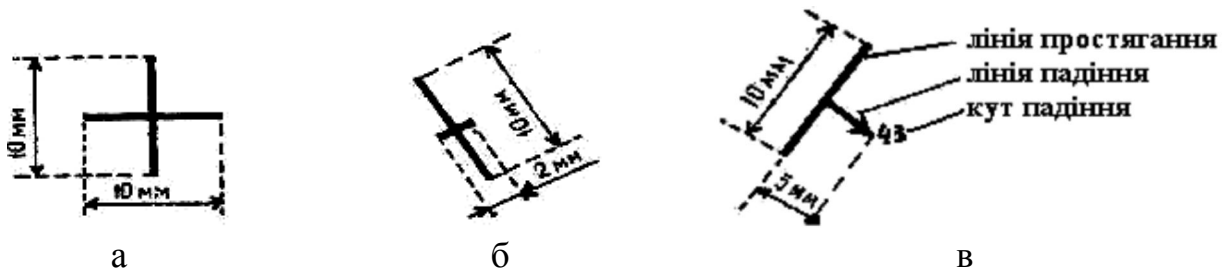


Рис. 2.6 Умовні знаки горизонтального (а), вертикального (б) і похилого (в) залягання шарів.

Умовний знак вертикального залягання являє собою тонкий прямий хрест розміром 10x10 мм (рис. 2.6-а) із взаємно перпендикулярними щаблинами. Кут падіння, рівний у даному випадку нулю, біля хреста не проставляється.

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. 2.6-б). 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. 2.6-в) складається зі стрілки довжиною 5 мм, що орієнтована вздовж азимута лінії падіння та довгого штриха (10 мм), якій є перпендикулярним до неї і відповідає азимуту простягання. Поруч із стрілкою записується кут падіння шару, причому значок градуса (°) не ставиться.

Елементи залягання на геологічну карту або план наносяться за допомогою гірничого компасу або транспортиру.

### **Нанесення елементів залягання на план за допомогою транспортиру**

**Приклад:** у відслоненні зроблені виміри таких елементів залягання шару: Аз. пад. ПдС 125, аз. прост. ПнС 35, α 33. Необхідно нанести елемент залягання шару на план (лист паперу) за допомогою транспортиру.

Порядок виконання (рис. 2.7):

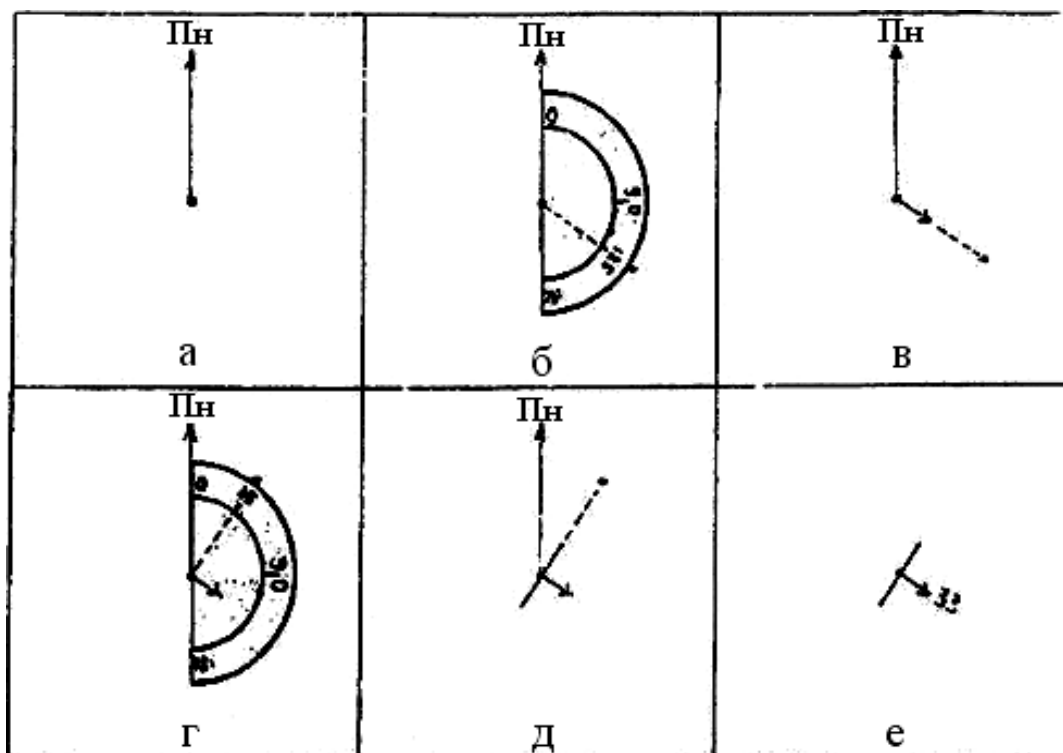


Рис. 2.7 Нанесення умовного знака елементів залягання на план за допомогою транспортиру.

1. На листі паперу поставити точку і провести північний напрямок. Якщо північний напрямок не зазначений спеціально, то він вважається спрямованим від спостерігача (читача – рис. 2.7-а).

2. До точки прикласти транспортир так, щоб нуль шкали співпав із північним напрямком і відлічити значення азимута падіння (рис. 2.7-б).

3. З вихідної точки в отриманому напрямку провести штрих довжиною 5 міліметрів, на його кінці поставити стрілку. Таким чином відбудовується лінія падіння (рис. 2.7-в).

4. До вихідної точки знову прикласти транспортир і відкласти значення, яке відповідає величині азимута простягання, що рівне в нашому випадку  $125-90 = 35$  градусів (рис. 2.7-г).

5. В отриманому напрямку від лінії падіння провести два штрихи довжиною 5 мм. Це буде лінія простягання (рис. 2.7-д). Можна провести лінію простягання просто перпендикулярно до лінії падіння.

6. Біля стрілки підписати значення куту падіння (у прикладі  $\alpha=33$  – рис. 2.7-е). Стрілку північного напрямку прибрати.

У випадку вертикального залягання виконуються пункти 1 і 4. Потім перпендикулярно до отриманої лінії провести через вихідну точку штрих довжиною 2 мм (по 1 мм у різні сторони від лінії простягання). Таким чином, одержимо умовне позначення вертикального залягання (рис. 2.6-б).

#### ***Нанесення елементів залягання на план за допомогою гірничого компасу.***

**Приклад:** в відслоненні зроблені виміри таких елементів залягання шару: Аз. пад. ПнЗ 315, аз. прост. ПнС 45,  $\alpha=63$ . Необхідно нанести елементи заля-

гання шару на план (лист паперу) за допомогою гірничого компасу.

Порядок виконання (рис. 2.8-а – е):

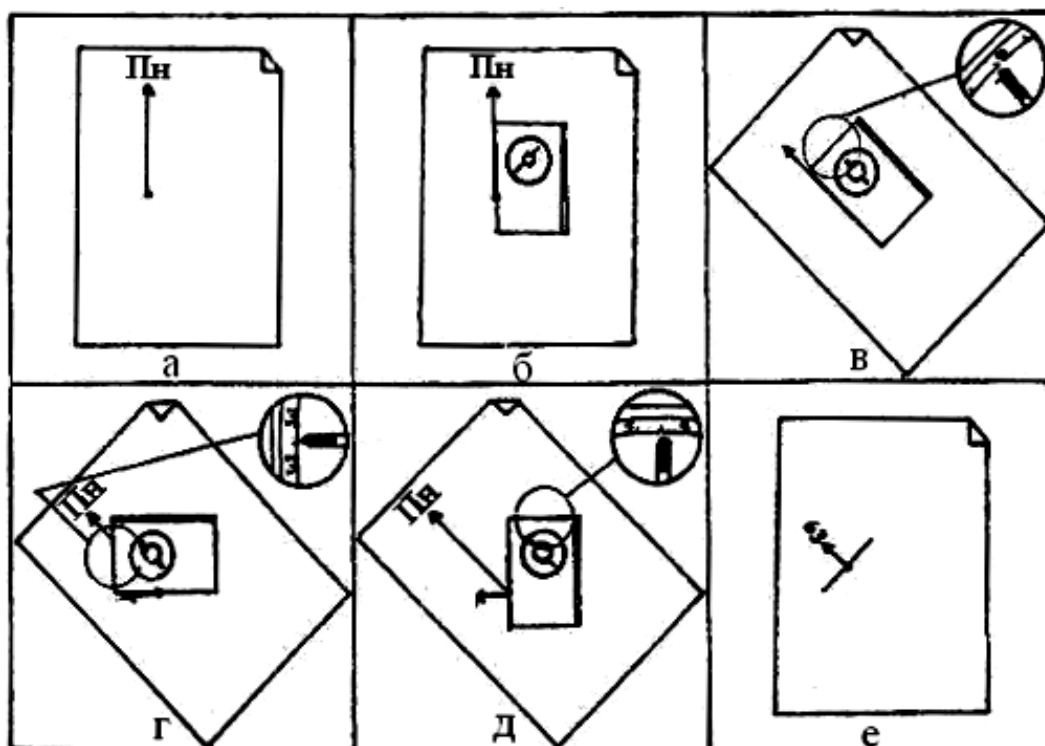


Рис. 2.8 Нанесення умовного знака елементів залягання на план за допомогою гірничого компасу.

1. На листі паперу поставити точку і провести північний напрямок (рис. 2.8-а).
2. До північного напрямку прикласти східну довгу частину компасу (компас лежить горизонтально, магнітна стрілка розфіксована (рис. 2.8-б)).
3. Обережно повертаючи лист паперу разом із компасом, дійти такого положення, коли північний кінець стрілки вкаже нуль на лімбу компаса (рис. 2.8-в). Лист паперу зафіксувати, щоб він не рухався.
4. Обережно повертати компас доколи північний кінець стрілки не вкаже на значення азимута падіння. Східна частина компаса в будь-якому місці повинна торкатися вихідної точки; уздовж східного ребра компасу у його північному напрямку (не в південному) провести п'ятиміліметровий штрих і на кінці поставити стрілочку. Це буде лінія падіння (рис. 2.8-г).
5. Обережно повертаючи компас дістатися такого положення, щоб один з кінців магнітної стрілки вказував на значення азимута простягання (у нашому випадку  $315-270=45$  градусів); через вихідну точку в отриманому напрямку відкласти в різні сторони від лінії падіння штрихи довжиною 5 мм. Це буде лінія простягання (рис. 2.8-д).
6. Біля стрілочки на лінії падіння вказати значення кута падіння (у даному прикладі  $\alpha=63$ ), лінію північного напрямку прибрати (рис. 2.8-е).

**Порядок виконання практичної роботи з нанесення виміряних у відслоненнях елементів залягання шарів на план.**

Робота виконується на білому щільному аркуші формату А4 і оформляється таким чином. Аркуш розміщується вертикально, обмежується рамкою з полями. У лівій половині аркушу розташовується звітна таблиця вимірів елементів залягання шарів гірських порід, у правій – знаки елементів залягання і стрілка північного напрямку, одна на аркуш довжиною до 5 см.

Форма звітної таблиці наведена в таблиці 2.1.

Таблиця 2.1.

Таблиця вимірів елементів залягання шарів гірських порід

№ точки спостереження	Елементи залягання шарів гірських порід, градус				
	Азимут падіння ( $\varrho$ )	Румб	Азимут простягання	Румб	Кут падіння ( $\alpha$ )
1					
2					
3					
...					
19					
20					

У звітній таблиці графи «Аз. пад.» і «Кут пад.» заповнюються з Додатків Б і В, графи «Аз. прост.» і «Румб» – самостійно. Додаток Б містить таблицю з вимірами елементів залягання шарів гірських порід для нанесення на папір за допомогою транспортиру, а Додаток В – за допомогою гірничого компасу.

У правій половині листа в довільному порядку розташовують 20 точок таким чином, щоб між ними була відстань не менш 2 сантиметрів. Біля кожній точки підписується її номер і ставиться умовний знак елемента залягання: для точок № 1-10 він наноситься за допомогою транспортиру, а для точок № 11-20 – за допомогою гірничого компасу.

### Практична робота № 4.

#### Визначення елементів залягання шарів гірських порід непрямими методами

У природних умовах далеко не завжди вдається виміряти елементи залягання шарів за допомогою гірничого компасу. Наприклад, якщо породи перекриті наносами, або відслонюються фрагментарно, зробити це дуже складно, а інколи й неможливо. Тому часто застосовують непрямі методи їх визначення. Таких методів розроблено багато і практично всі 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 підшви) 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 можуть розташовуватися нижче земної поверхні. На поверхні шару ізогіпса збігається з лінією простягання, тобто ізогіпса – це проекція лінії простягання шару на горизонтальну площину. На поверхні нахилоного 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. 2.9).

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 «*a*» (рис. 2.9).

Закладенням ізогіпс називається відстань між їх проекціями на горизонтальну площину (рис. 2.9).

З рисунку 2.9 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 до безмежності, а у випадку вертикального – ізогіпси зіллються в одну лінію.

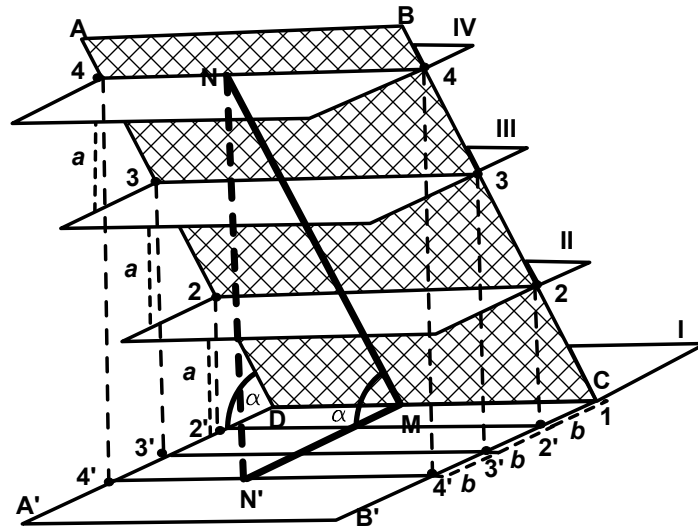
З рисунку 2.9 видно, що знаючи розмір перерізу і закладання ізогіпс можна визначити кут падіння шару за наступною формулою:

$$\alpha = \arctg (a/b) \quad (2.1)$$

Під час роботи з ізогіпсами необхідно пам'ятати декілька основних правил:

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 у бік ізогіпси з найменшою позначкою, тобто по падінню шару.
5. В плані переріз ізогіпс дорівнює різниці абсолютних значень сусідніх ізогіпс, а закладання – вимірюється як найкоротша відстань між ними на горизонтальній площині.



$ABCD$  - нахилена поверхня

$A'B'CD'$  - вертикальна проекція її на горизонтальну площину;

1-1, 2-2, 3-3, 4-4 – лінії простягання нахиленої поверхні при перетинанні її горизонтальними поверхнями I, II, III, IV;

2'-2', 3'-3', 4'-4' – ізогіпси (вертикальні проекції ліній простягання нахиленої поверхні на горизонтальну площину)

$NM$  – лінія падіння нахиленої поверхні;

$N'M'$  – вертикальна проекція лінії падіння;

$a$  – переріз ізогіпс (інтервал горизонтальних перерізів нахиленої площини);

$b$  – закладання ізогіпс (інтервал відстаней ізогіпс на горизонтальній площині)

$\alpha$  – кут падіння похилої поверхні

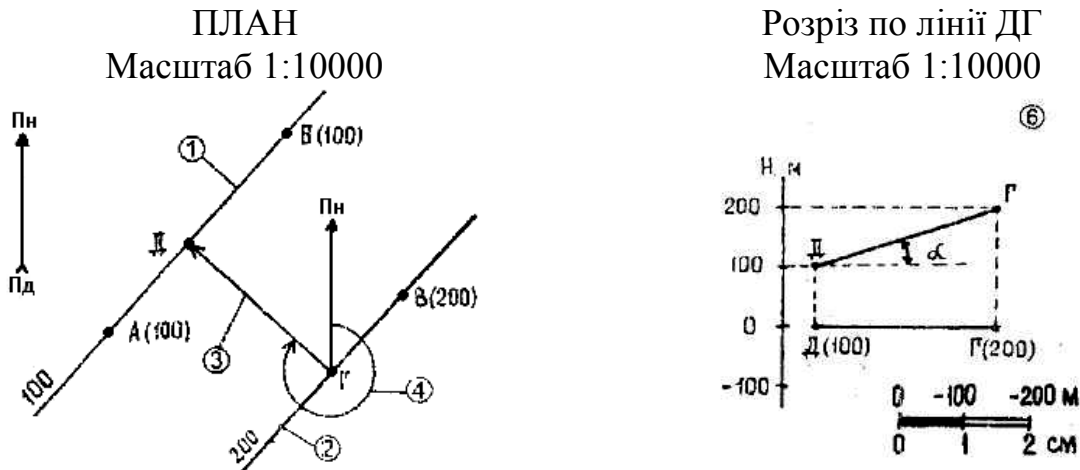
Рис. 2.9 Елементи залягання нахиленої поверхні і зображення їх на горизонтальній площині [11].

**Непрямий спосіб визначення елементів залягання водоносного горизонту за даними буріння свердловин.**

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

**Приклад 1.** На ділянці місцевості пробурені три свердловини  $A$ ,  $B$  і  $B$ , що зустріли водоносний горизонт на глибинах:  $A=100$  м,  $B=100$  м,  $B=200$  м. Треба визначити елементи залягання шару. Положення свердловин показано на плані масштабу 1:10000 (рис. 2.10).





$$a = 200 \text{ м} - 100 \text{ м} = 100 \text{ м}$$

$$b = \text{ВГ} (\text{см}) * 100 (\text{м/см}) = 3,0 * 100 (\text{м}) = 300 \text{ м}$$

$$\alpha = \arctg (a/b) = \arctg (100/300) = \arctg 0,33 \approx 18^\circ$$

**Відповідь:**  $\odot$  ПнЗ 314, аз. пр. ПнС 44,  $\alpha = 18$

Рис. 2.10 Визначення елементів залягання водоносного горизонту за даними буріння трьох свердловин (до прикладу 1).

**Рішення:** (пункти рішення позначені на рис. 2.10 цифрами в кружечках)

1. Провести крізь рівновисокі точки **А** і **Б** пряму лінію – це буде ізогіпса зі значенням 100 м;
2. Крізь третю точку **В** провести пряму, паралельну побудованій – ізогіпсу зі значенням 200 м.
3. Нанести перпендикулярно ізогіпсам у будь-якому місці лінію падіння, напрямком – від більш високих значень до низьких;
4. Визначити азимут лінії падіння;
5. Визначити переріз і закладання ізогіпс, аналітично розрахувати кут падіння, використовуючи данні Додатку Г;
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 (100 м) в масштабі 1:10000. 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 (падіння) – рис. 2.10. Цей кут може відрізнятись від розрахованого за формулами на 1-2 градуси.
7. Записати розрахунки у вигляді відповіді.

**Приклад 2.** Три свердловини розкрили водоносний горизонт на глибинах: **А**=70 м, **Б**=200 м, **В**=0 м. Треба визначити елементи залягання шару. Положення свердловин показано на плані масштабу 1:10000 (рис. 2.11).

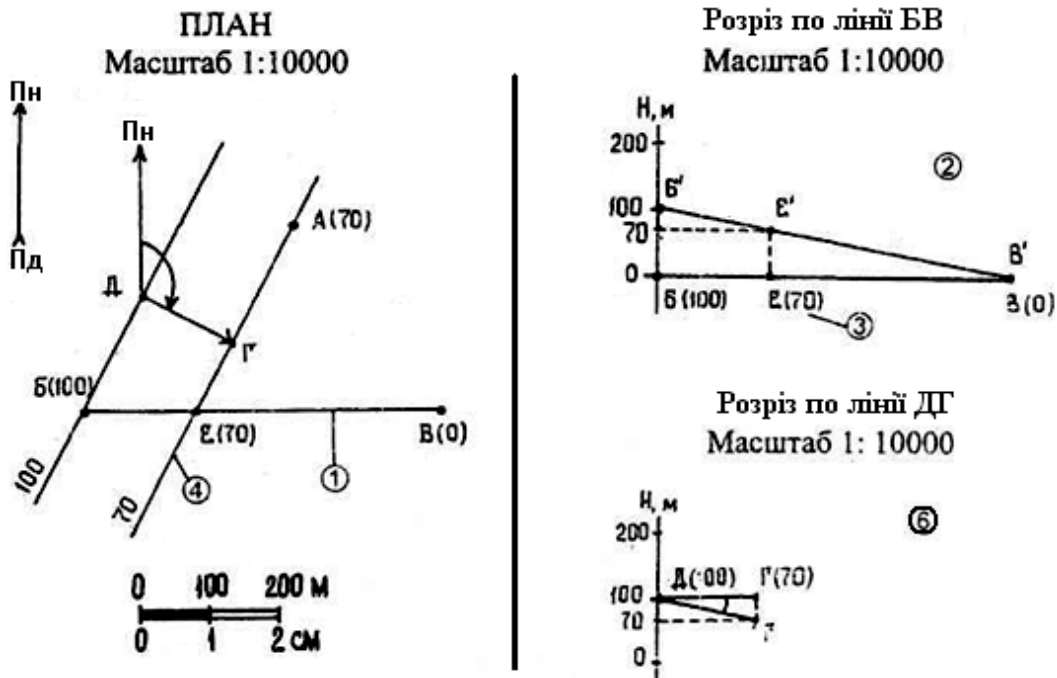
**Рішення:** (пункти рішення позначені на рис. 2.11 цифрами в кружечках)

1. З'єднати лінією точки з мінімальною і максимальною значеннями гли-

бини (**Б** и **В**);

2. Побудувати допоміжний розріз по цій лінії (**БВ**);

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



$$b = DG \text{ (cm)} * 100 \text{ (m/cm)} = 1,4 * 100 \text{ (m)} = 140 \text{ м}$$

$$\alpha = \arctg(a/b) = \arctg(30/140) = \arctg 0,21 \approx 12^\circ$$

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

Рис. 2.11 Визначення елементів залягання шару за трьома точками з різними абсолютними відмітками глибин залягання шару (до прикладу 2).

**Непрямий спосіб визначення елементів залягання шару за конфігурацією його виходу на топографічній карті.**

Цей спосіб застосовується в тому випадку, коли рельєф на карті представлений горизонталлями і за конфігурацією лінії виходу покрівлі (підшви) шару можна визначити елементи залягання. Дійсно, у тому місці, де шар виходить на поверхню, абсолютна позначка лінії виходу збігається з абсолютною позначкою рельєфу, а точка перетину межі шару і горизонталей має одну й ту саму висоту.

**Приклад:** визначити елементи залягання шару по ситуації, яка зображена на рисунку 2.12.

**Розв'язання:** 1. Знайти дві точки перетину лінії виходу покрівлі шару з одною і тією же горизонталлю (точки **a** і **b**).

2. Знайдені точки з'єднати прямою лінією – це буде ізогіпса покрівлі шару зі значенням 200 м.

3. Знайти інші дві точки перетину лінії шару з горизонталлю, яка має іншу відмітку (точки *c* і *d*). З'єднати точки прямою лінією – ізогіпсою з позначкою 150 м.

4. Перпендикулярно до ліній простягання (ізогіпс), наприклад, із точки *e*, провести лінію падіння у бік зниження висот ізогіпс до перетинання з сусідньою ізогіпсою (точка *f*).

5. Для визначення азимутів ліній падіння і простягання, в точці *e* встановлюється північний напрямок і транспортиром вимірюються азимуту падіння і простягання.

6. Кут падіння знаходять наступним чином: від точки *e* вправо або вліво на ізогіпсі в масштабі відкладається величина різниці відміток ізогіпс (перетин *a*). В нашому випадку (рис. 2.12)  $a=200\text{ м} - 150\text{ м} = 50\text{ м}$  (у масштабі – 0,5 см) – точка *g*, що з'єднується з кінцем лінії падіння (точка *f*). Кут при вершині *f* трикутника буде відповідати куту падіння покрівлі шару.

7. Записати відповідь, де зазначити істинні елементи залягання шару.



Рис. 2.12 Визначення елементів залягання шару за конфігурацією виходу його покрівлі на топографічній карті.

**Порядок виконання практичної роботи з визначення елементів залягання шару.**

1. Визначення елементів залягання водоносного шару за даними буріння свердловин: на ділянці родовища пробурені три свердловини (А, Б, В), що перетнули водоносний горизонт на відповідних глибинах. Потрібно визначити елементи залягання горизонту: азимуту падіння, простягання і кут падіння.

Вихідні дані для рішення трьох задач наведені в Додатку Д, де в таблиці зазначені глибини (у метрах), на яких свердловинами зустрінутий водоносний горизонт. Схема розташування свердловин у кожній задачі відповідає рівнобед-

реному трикутнику з кутом при основі  $40^\circ$ , довжиною ребра 4 см, на вершині – точка А, зліва на основі – точка Б, справа – В. Масштаб побудов 1:1000.

2. Визначення елементів залягання водоносного шару за конфігурацією його виходу на топографічну карту. Бланки міні карт із горизонталями рельєфу наведені в Додатку Є.

Робота виконується на аркушах формату А4. Всі необхідні пояснення і підписи повинні відповідати тим, що наведені у прикладах. Бланки міні карт вирізаються і наклеюються на аркуші формату А4.

## Практична робота №5. Визначення потужності геологічних тіл

У практиці геологічних досліджень, пов'язаних з геометризацією надр, дуже поширеними є задачі визначення потужності геологічних тіл (верств, шарів, пластів, товщ, жил, водоносних горизонтів тощо). Ці завдання виникають на різних стадіях геологорозвідувального процесу – при інженерно-геологічній зйомці, пошуково-розвідувальних роботах. 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 (графоаналітичний спосіб).

Визначення терміну «шар» надано в практичній роботі №4. Покрівля та підощва шару майже завжди паралельні та мають однаковий кут нахилу. При нормальному заляганні покрівля обов'язково вища за підощву (рис. 2.13-а, б), але зустрічаються випадки, коли підощва вища за покрівлю (рис. 2.13-в); в цьому разі кажуть про перекинуте залягання.

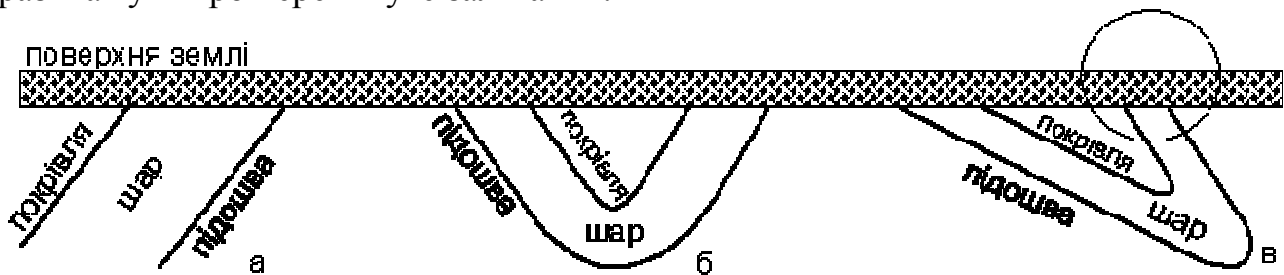


Рис. 2.13 Елементи будови шару (вертикальний розріз) при нормальному (а – моноклинальному, б – складчастому) та перекинутому (в; окреслено колом) заляганні.

Потужністю шару називають відстань між підощвою і покрівлею.

Потужність шару, як правило, видержана по простяганню, 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).

На практиці розрізняють наступні види потужності шару (рис. 2.14):

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

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

– вертикальна потужність – відстань між кривлею та підощвою шару, яка визначена у вертикальному напрямку (наприклад, у вертикальній стінці обриву

або у свердловині), позначається символом  $M_v$ ;

– випадкова (видима) потужність – це відстань між кривлею та підшовою шару, яка виміряна у будь-якому напрямку, що відрізняється від перелічених, позначається символом  $M_c$ .

Слід запам'ятати, що  $M_g$ ,  $M_v$ ,  $M_c$  завжди більші або в окремих випадках дорівнюють істинній потужності.

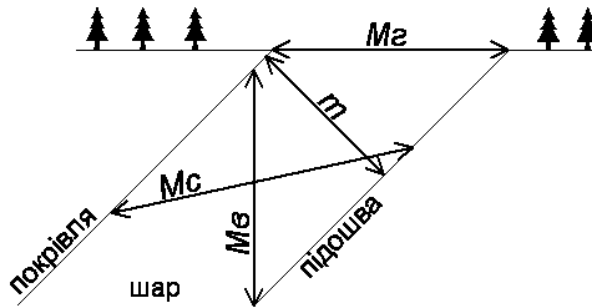


Рис. 2.14 Види потужності шару у вертикальному розрізі:  $m$  – істинна потужність,  $M_g$  – горизонтальна потужність,  $M_v$  – вертикальна потужність;  $M_c$  – випадкова потужність.

При вивченні відслонень в польових умовах необхідно встановити потужність кожного окремого шару. Зазвичай, це роблять 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 рідкі, 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 простяганню шару.**

Випадки, коли вимір 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. 2.15.

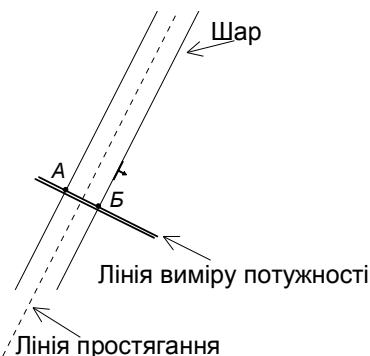


Рис. 2.15 Положення на плані лінії виміру потужності шару перпендикулярно його простяганню.

Для розв'язання задач з визначення істинної потужності шару необхідно

знати такі параметри:

$\alpha$  – кут падіння шару;

$\beta$  – кут нахилу лінії виміру відносно горизонтальної площини;

$M_2, M_6, M_c$  – значення вимірної потужності.

Загальна формула для визначення істинної потужності має вигляд:

$$m = M \cdot \sin(\alpha \pm \beta) \quad (2.2)$$

де:  $m$  – істинна потужність;

$M$  – видима потужність (загальне позначення  $M_2, M_6, M_c$ );

$\alpha$  – кут падіння шару;

$\beta$  – кут нахилу лінії виміру відносно горизонтальної площини.

Існують декілька варіантів вирішення задач подібного роду, основні з яких наведені в таблиці 2.2, де разом з графічними поясненнями наводяться відповідні формули для аналітичного визначення істинної потужності.

### ***Порядок виконання практичної роботи №5.***

Практична робота складається з вирішення задач, вихідні дані для яких наведені в Додатку Є.

#### ***Задачі для встановлення потужності шару гірської породи***

1. Визначити істинну потужність ( $m$ ) шару, який залягає горизонтально, якщо відома випадкова потужність  $M_c$ . Вимір зроблений під кутом  $\beta$  до горизонтальної площини.

2. Встановити ширину виходу на схил (випадкову потужність  $M_c$ ) шару, який залягає моноклінально, якщо відома його істинна потужність  $m$  та кут падіння  $\alpha$ . Кут схилу  $\beta$ , схил та падіння шару мають однаковий напрямок.

3. Визначити ширину виходу на вертикальну стінку обриву (вертикальну потужність  $M_6$ ) пласта, який залягає моноклінально, якщо відома істинна потужність  $m$  і кут падіння шару  $\alpha$ .

4. Встановити горизонтальну потужність  $M_2$  шару, який залягає моноклінально, якщо відома істинна потужність  $m$  і кут падіння шару  $\alpha$ .

5. На схилі, якій має уклон протилежний падінню шару виміряна його випадкова потужність  $M_c$ . Треба визначити істинну потужність  $m$  пласта, який залягає моноклінально, якщо відомий кут падіння  $\alpha$ , та кут схилу  $\beta$ .

6. Визначити істинну потужність  $m$  шару, що залягає моноклінально під кутом  $\alpha$ , якщо відомий випадковий вимір  $M_c$ , одержаний під кутом  $\beta$  в сторону падіння шару.

7. Визначити істинну потужність  $m$  шару, який залягає моноклінально під кутом  $\alpha$ , якщо відомий випадковий вимір  $M_c$ , одержаний під кутом  $\beta$  у бік, зворотній падінню шару.

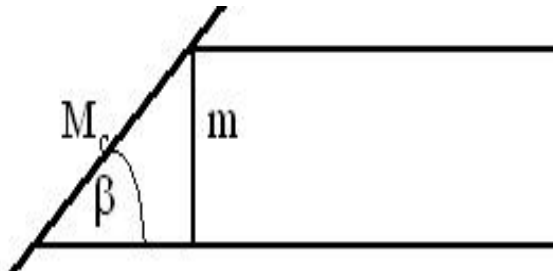
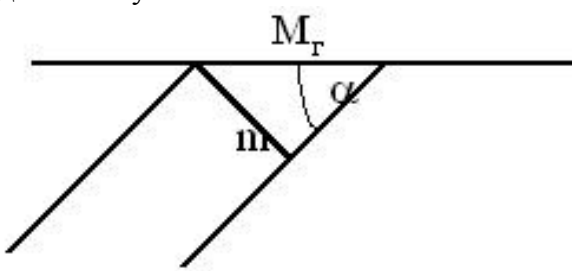
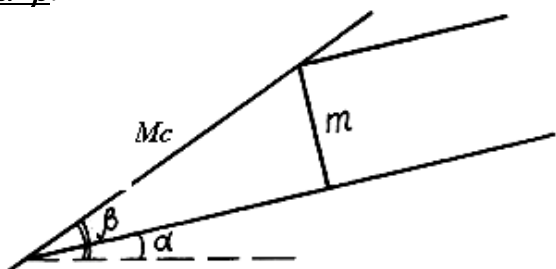
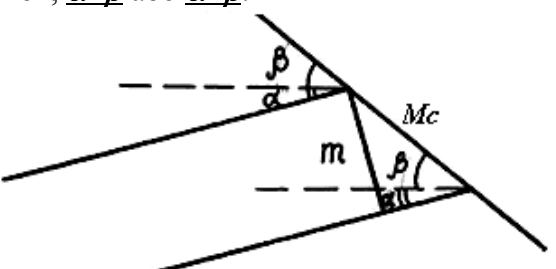
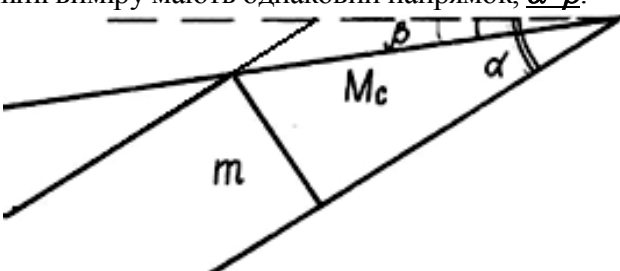
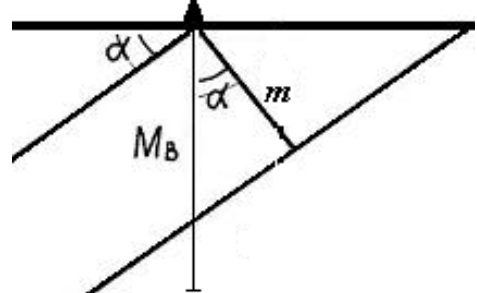
8. Визначити ширину виходу на схил (випадкову потужність  $M_c$ ) горизонтального шару з істинною потужністю  $m$ , якщо відомий кут схилу до горизонту  $\beta$ .

Робота виконується на білому щільному аркуші формату А4 і оформлюється таким чином.

Кожна задача повинна бути представлена на окремому аркуші, де спочатку наводять коротку умову, потім креслення в одному із стандартних масштабів (1:10000, 1:50000, 1:2000, 1:1000;), далі аналітичні розрахунки і відповідь. Розбіжність між розрахунковими і графічними відповідями не повинна перевищувати 1 мм в масштабі креслень.

Таблиця 2.2

Типові ситуації при вимірі випадкової потужності шару гірської породи.

<p>Шар залягає горизонтально (<math>\alpha=0</math>), лінія виміру потужності має кут нахилу <math>\beta</math>, випадкова потужність становить <math>M_c</math>:</p>  <p style="text-align: center;"><math>m = M_c \cdot \sin \beta</math></p>	<p>Шар залягає моноклинально під кутом <math>\alpha</math>, лінія виміру потужності горизонтальна (<math>\beta=0</math>), випадкова потужність становить <math>M_g</math>:</p>  <p style="text-align: center;"><math>m = M_g \cdot \sin \alpha</math></p>
<p>Шар залягає горизонтально під кутом <math>\alpha</math>, лінія виміру потужності має кут нахилу <math>\beta</math>, випадкова потужність становить <math>M_c</math>, падіння шару та нахил лінії виміру мають однаковий напрямок, <math>\alpha &lt; \beta</math>:</p>  <p style="text-align: center;"><math>m = M_c \cdot \sin(\beta - \alpha)</math></p>	<p>Шар залягає моноклинально під кутом <math>\alpha</math>, лінія виміру потужності має кут нахилу <math>\beta</math>, випадкова потужність становить <math>M_c</math>, падіння шару та нахил лінії виміру мають протилежний напрямок, <math>\alpha &lt; \beta</math> або <math>\alpha &gt; \beta</math>:</p>  <p style="text-align: center;"><math>m = M_c \cdot \cos(\alpha + \beta)</math></p>
<p>Шар залягає горизонтально під кутом <math>\alpha</math>, лінія виміру потужності має кут похилу <math>\beta</math>, випадкова потужність становить <math>M_c</math>, падіння шару та нахил лінії виміру мають однаковий напрямок, <math>\alpha &gt; \beta</math>:</p>  <p style="text-align: center;"><math>m = M_c \cdot \sin(\alpha - \beta)</math></p>	<p>Шар залягає горизонтально під кутом <math>\alpha</math>, лінія виміру потужності вертикальна (<math>\beta=90</math>), випадкова потужність становить <math>M_v</math>:</p>  <p style="text-align: center;"><math>m = M_v \cdot \cos \alpha</math></p>



## Практична робота № 6.

### Побудова геологічних карт гірських порід, що залягають горизонтально

При дослідженні крупних об'єктів – великих ділянок земної кори доводиться відображати їх в масштабі, зменшувати, упускаючи при цьому частини, деталі, але вираючи в цілісності зображення. Одним з таких прийомів є складання геологічних карт, тобто своєрідних моделей крупних ділянок земної кори.

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

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 уяву про геологічну будову яких-небудь регіонів, об'єднаних спільністю геологічного розвитку (геологічна карта Карпат, Українського щита та ін.); середньомасштабні (1:200000 – 1:100000) – відображають геологічну будову окремих районів крупних геологічних структур (геологічна карта Дніпропетровської області та ін.), великомасштабні (1:50000 – 1:25000) та детальні (1:10000 – 1:1000) будуються для невеликих за площею ділянок земної кори (геологічна карта Криворізького залізорудного басейну тощо).

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

Аркуш (планшет) геологічної карти повинен мати обов'язкові елементи: 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 теж розріджуються. Геологічна ситуація з акцентом на конкретний зміст залежно від різновиду карт відображається за допомогою умовних знаків складу, віку і умов залягання гірських порід (рис. 2.16). На власне геологічній, тобто віковій карті і на її різновидах видається покрив четвертинних континентальних відкладень, що займають 90% поверхні суходолу. 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.

Стратиграфічна колонка (рис. 2.17) будується в лівій частині планшета геологічної карти. В ній повинні бути відображені вікова послідовність (система, відділ, індекс), потужність, склад всіх шарів гірських порід, які нанесені на геологічну карту або відомі за даними буріння. Масштаб стратиграфічної колонки повинен відповідати масштабу карти або може бути змінений, але так, щоб шар мінімальної потужності складав в масштабі колонки 4 мм.

## ГЕОЛОГІЧНА КАРТА

### МАСШТАБ 1:10000

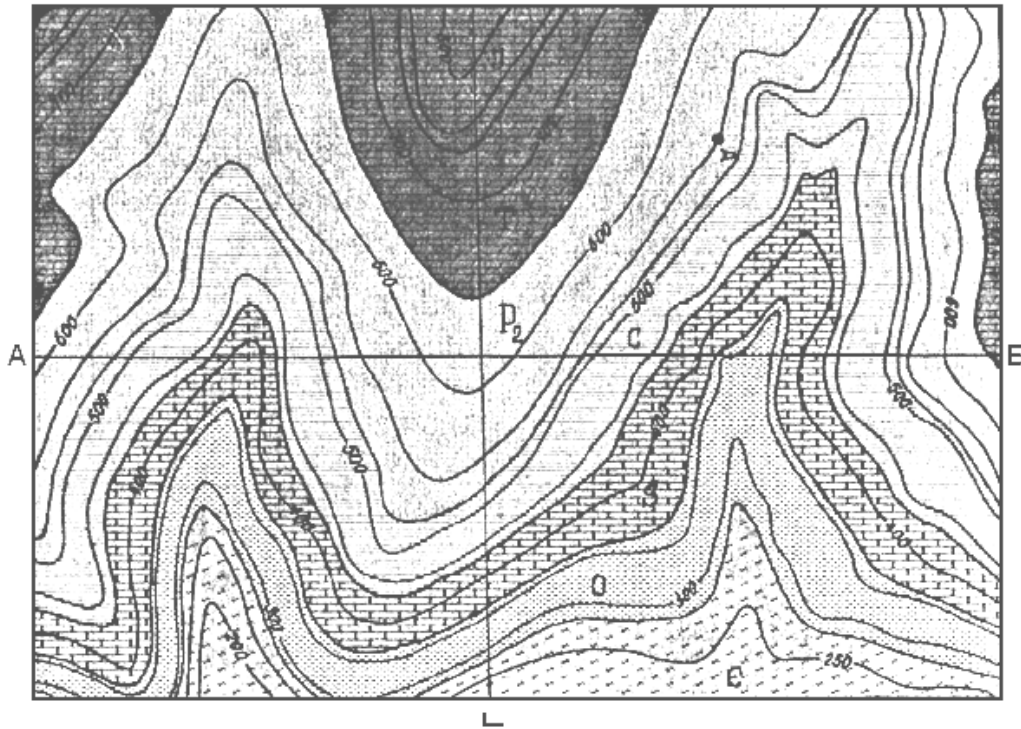


Рис. 2.16 Зразок фрагменту геологічної карти.

### Стратиграфічна колонка

Система	Відділ	Індекс	Стратиграфічна колонка	Потужність, м	Літологічний склад порід
Чвертинна		Q			Суглинки, піски, галечники
Крейдова	верхній	K <sub>2</sub>		35	Галечники з прошарками крупнозернистих пісків
	ніжній	K <sub>1</sub>		15	Шаруваті світлі кварцові піски
Юрська	верхній	J <sub>3</sub>		15	Бурі тонкошаруваті глини
	середній	J <sub>2</sub>		20	Сірі шаруваті мергелі Крупнозерністі піски
Триасова	верхній	T <sub>3</sub>		28	Темно-сірі грубошаруваті вапняки

Рис. 2.17 Зразок стратиграфічної колонки.

При будь-якому вибраному масштабі довжина стратиграфічної колонки не повинна перевищувати довжини планшета геологічної карти. Стратиграфічну

колонку починають будувати зверху з наймолодшого шару гірських порід, а потім далі вниз по мірі збільшення віку. Потужність першого і останнього шару, як правило, не відома, тому для них приймається потужність в масштабі 1 см, а у відповідній графі «потужність» ставиться прочерк. Якщо потужність одного і того ж шару різко змінюється, в графі «потужність» фіксуються межі коливань, а по вертикалі відкладається середня потужність в масштабі стратиграфічної колонки. В стратиграфічну колонку вносять тільки істинну потужність шару.

Залежно 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, що представлена на карті. При горизонтальному заляганні гірських порід найбільш раціональний напрям розрізу – лінія, яка проходить через найвищу і найнижчу точки рельєфу, впоперек простягання найбільшої річкової долини. Масштаби розрізів повинні відповідати масштабу геологічної карти, виключенням є побудова розрізів товщ, які залягають горизонтально. В цьому випадку дозволено зменшувати вертикальний масштаб так, щоб висота розрізу складала 10-12 см, а шар мінімальної потужності був не менше 4 мм. На геологічному розрізі повинні бути представлені всі шари гірських порід, відомих за даними буріння або геологічними даними (рис. 2.18).



Рис. 2.18 Зразок побудови та оформлення геологічного розрізу.

Умовні позначення повинні бути розміщені в правій частині планшета. Вони являють собою прямокутники, куди виносяться всі умовні знаки з геологічної карти і розрізів, за допомогою яких описані: вік, літологічний склад порід (рис. 2.19). 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.

## УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

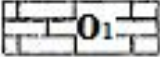


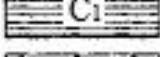
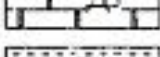
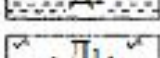

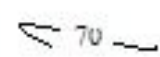
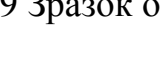
1		Вапняк нижнього відділу пермської системи
2		Мергель верхнього відділу кам'яновугільної системи
3		Пісковик середнього відділу кам'яновугільної системи
4		Аргіліт нижнього відділу кам'яновугільної системи
5		Доломіт верхнього відділу девонської системи
6		Глина середнього відділу девонської системи
7		Глинистий сланець нижнього відділу девонської системи
8		Лінія розрізу
9		Горизонталі

Рис. 2.19 Зразок оформлення умовних позначень.

Горизонтальне залягання шарів гірських порід є первинним, непорушеним і властиво, як правило, молодим осадовим товщам. Горизонтальне або близьке до нього залягання обумовлене накопиченням і сортуванням осаду у водоймищах, за рахунок чого покрівля і підшва шарів гірських порід, що послідовно формуються, виявляються паралельними і горизонтальними. Горизонтальним залягання вважається у тому випадку, коли кут нахилу шарів не перевищує 5-7 градусів.

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

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

2. Межі між різновіковими шарами гірських порід мають неправильні, часто замкнуті контури, цілком залежать 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 більш високі елементи рельєфу (вододіли), а стародавні приурочені до берегів річок. Таким чином, спостерігається наступна закономірність: наймолодшим шарам відповідають найбільші абсолютні висотні відмітки, а більш давнім – найменші.

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

***Побудова геологічної карти, стратиграфічної колонки і розрізу шарів гірських порід, що залягають горизонтально.***

Перед виконанням роботи кожному студенту видається індивідуальне завдання (Додаток Ж) по одній з топографічних карт масштабу 1:1000 з перети-

ном горизонталей через 10м (Додаток З).

1. При побудові геологічних карт шарів гірських порід, що залягають горизонтально, першорядне 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 та ін.

2. Після аналізу рельєфу виконується безпосередньо побудова геологічної карти, враховуючи ознаки горизонтального залягання шарів. Кожна геологічна межа (підощва або покрівля) має свою абсолютну відмітку висоти (Додаток Ж). Використовуючи ці відмітки, наносять геологічні межі (підощву шару) на топографічну карту, підпорядковуючи їх конфігураціям горизонталей. Межі різновікових шарів співпадатимуть з відповідними по висоті горизонталями або знаходитимуться 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 заповнюють умовним знаком складу гірських порід. Приклад побудови геологічної карти наведений на рис. 2.16.

3. Побудову стратиграфічної колонки починають з обчислення істинної потужності ( $m$ ) кожного шару, яка є найкоротшою відстанню між покрівлею і підощвою. При горизонтальному заляганні істинна потужність визначається як різниця абсолютних відміток покрівлі і підощви шару  $m = H_{\text{покрівлі}} - H_{\text{підощви}}$ .

Для наймолодшого і найстародавнього шарів, розкритих свердловиною, істинну потужність визначити не можливо, оскільки в першому випадку не відома абсолютна відмітка покрівлі, а в другому – абсолютна відмітка підощви. 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. Приклад побудови і оформлення стратиграфічної колонки наведений на рис. 2.17. Для побудови стратиграфічної колонки рекомендується користуватися даними Додатку И.

4. Складання розрізу починають з побудови топографічного профілю, після чого на нього переносять з карти точки перетину лінії розрізу з геологічними межами. Потім точки одноіменної межі з'єднують горизонтальними лініями. При цьому рекомендується спочатку проводити межі найбільш молодих шарів, добудовуючи донизу всі більш стародавні. Кожен шар на розрізі розфарбовують відповідно до легенди, проставляють віковий індекс шару і склад гірських порід умовним знаком. Зразок оформлення розрізу наведений на рис. 2.18.

5. Умовні позначення являють собою прямокутники розміром 1х2 см, куди виносяться знаками літологічний склад і віковий індекс відповідного шару. Поряд з прямокутниками приводиться опис умовного позначення. Кожен умовний знак нумерується, при цьому початкові номери відповідають самим молодим шарам, по мірі збільшення віку росте і номер умовного позначення. Завершуються умовні позначення знаками: лінія розрізу, свердловина і т.п. Умовні позначення розфарбовуються відповідно до віку тих або інших гірських порід. Правильне оформлення умовних позначень наведено на рис. 2.19.

### Практична робота №7.

#### Побудова гіпсометричного плану покрівлі водотривкого шару за даними розвідувального буріння

Для зображення умов залягання пластових і інших тіл корисних копалини широко застосовуються структурні карти. Це карти, на яких за допомогою ізогіпс зображується підземний «рельєф» поверхні, утворений підшвою чи покрівлею пласта корисних копалин, або яким-небудь іншим опірним горизонтом.

Гіпсометричний план є проекцію на горизонтальну площину ліній, що сполучають 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 – підземної поверхні нашарування геологічного тіла (пласта).

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

Проте частіше залягання пластів характеризується значними змінами кута і на пряму 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 густотою 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 у бік менших абсолютних їх значень. Кут падіння шару ( $\alpha$ ) знаходиться в зворотній залежності від «закладання» – відстані між найближчими ізогіпсами.

У практичній роботі об'єктом для побудови гіпсометричного плану прийнята покрівля водотривкого шару. Таким водотривким шаром можуть бути поверхня кристалічного фундаменту, або регіонально розповсюджений шар глини чи важких суглинків.

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 з зображенням опірної поверхні. При цьому положення відміток покрівлі шару, кратних прийнятому інтервалу ізогіпс (10, 20, 100 м і т. ін.), знаходять на розрізах як проекції цих точок на денну поверхню. Надалі положення цих точок всіх розрізів переносять на відповідні профілі схеми розташування свердловин, і будується сам гіпсометричний план (рис. 2.20 – 2.21).

#### **Порядок виконання практичної роботи.**

**Завдання.** На рівнинній території досліджуваного району пройдено 5 розвідувальних бурових профілів через 60м, а в кожному профілі через 80м пробурені

5 свердловин (рис. 2.20). Всі свердловини зафіксували покрівлю водотривкого горизонту, тобто відомі абсолютні висотні відмітки покрівлі водотривкого шару по свердловинах. Необхідно побудувати гіпсометричний план з перерізом ізогіпс 20 метрів і визначити елементи залягання покрівлі в 3-х точках.

**Вирішення:** 1. Розрахувати індивідуальні вихідні дані і заповнити колонку 5 таблиці 2.3. Для обчислення абсолютних відміток території і покрівлі водотривкого шару використовується формула

$$h = h_{\text{вих}} - \Delta h, \quad (2.3)$$

де  $h$  - абсолютна відмітка (індивідуальна для кожного студента);

$h_{\text{вих}}$  - вихідна абсолютна висотна відмітка (табл. 2.3);

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

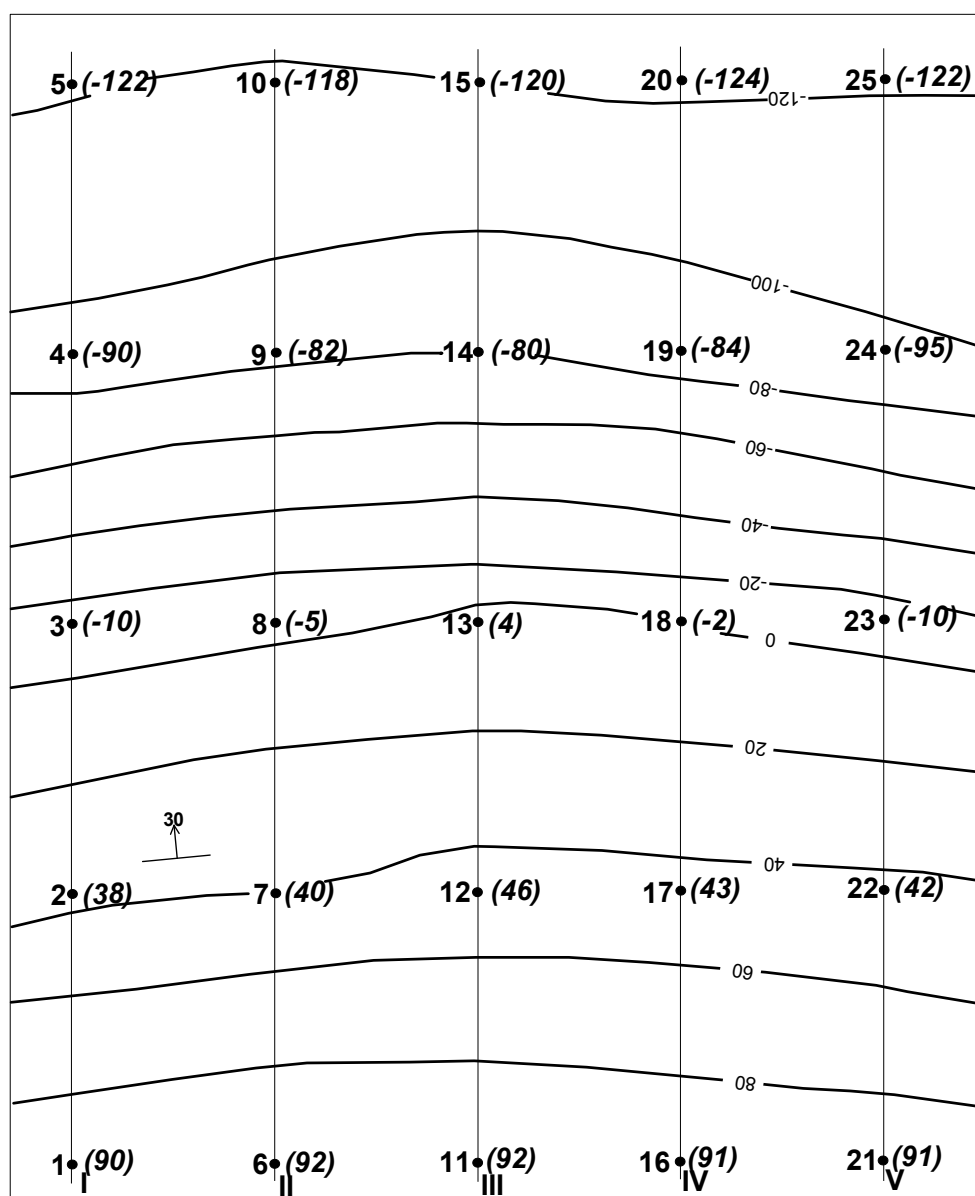
Таблиця 2.3

Вихідні дані і розрахунок індивідуального завдання для побудови гіпсометричного плану покрівлі водотривкого горизонту

Профіль	№ свердловини	Вихідна абсолютна висотна відмітка покрівлі водотривкого горизонту ( $h_{\text{вих}}$ )	Поправка для варіанту ( $\Delta h$ )	Виправлена абсолютна висотна відмітка покрівлі водотривкого горизонту по свердловині, м ( $h = h_{\text{вих}} - \Delta h$ )
1	2	3	4	5
I	1	90	$\Delta h = 100 \cdot \text{tg}(N_{\text{сп}})$ , 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		



ГІПСОМЕТРИЧНИЙ ПЛАН ПОКРІВЛІ ВОДОТРИВКОГО ГОРИЗОНТУ  
МАСШТАБ 1:2000



УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

	Розвідувальний профіль, його номер		Ізогіпси
	Свердловина, її номер, відмітка крівлі водотривкого горизонту		Елементи залягання крівлі водотривкого горизонту

Рис. 2.20 Гіпсометричний план водотривкого горизонту (зразок оформлення).

2. На листі паперу формату А4 нанести схему ділянки зі свердловинами і біля кожної проставити в дужках абсолютні відмітки покрівлі водотривкого шару згідно з індивідуальними даними. Розташування свердловин прийняти таким, що відповідає рис. 2.20.

3. На листах паперу формату А4 побудувати геологічні розрізи по I, III і V профілям. Для цього, як показано на рисунку 2.21, зліва нанести шкалу висот і визначити з початку топографічний профіль геологічного розрізу (пряма лінія, проведена від руки), а потім нанести на нього у вигляді точок значення  $h$  для



кожної з свердловин в профілі. Одержані точки з'єднати плавною кривою, що відображає положення на розрізі покрівлі шару.

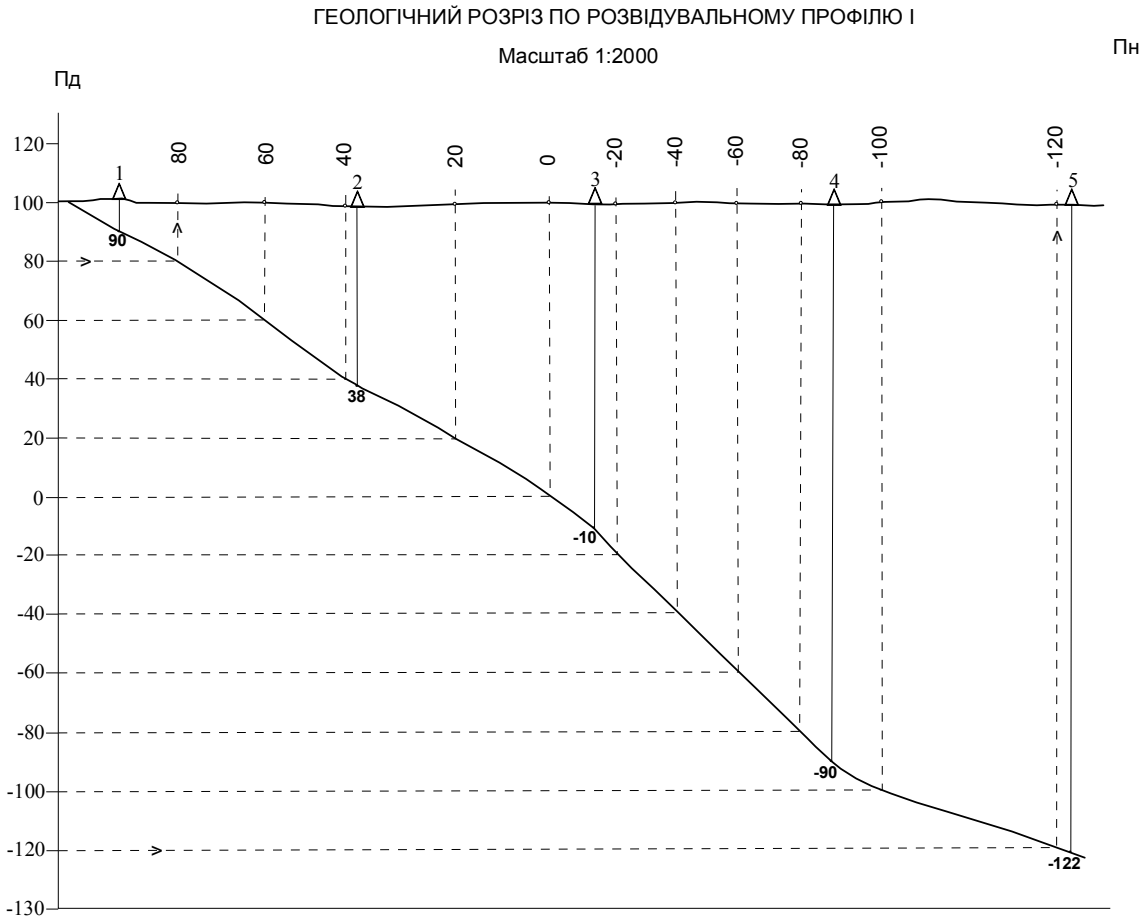


Рис. 2.21 Зразок побудови геологічного розрізу.

4. На розрізах через двадцятиметрові інтервали провести горизонтальні лінії до перетину їх з лінією покрівлі водотривкого горизонту і знайти проєкції 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. Він будується у вигляді плавних ліній (ізогіпс), що сполучають на плані точки з однаковими абсолютними відмітками покрівлі водотривкого шару 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.

6. В трьох заданих точках визначити азимут падіння і кут падіння водотривкого горизонту та за допомогою спеціального знаку елементів залягання нанести результати на гіпсометричний план. Азимут падіння визначається як нормаль до найближчих ізогіпс (від більшої до меншої), а кут падіння ( $\alpha$ ) розраховується за допомогою величин перерізу та закладання ізогіпс.

7. В нижній частині гіпсометричного плану надаються умовні позначення, що нумеруються.

## **Практична робота №8. Побудова карти гідроізогіпс та ізобат**

У земній корі існують різноманітні за походженням, умовами залягання, поширенням і розвитком товщі гірських порід, які неоднаково насичені підземними водами та по-різному пропускають їх крізь себе і взаємодіють з ними. Шари добре проникних гірських порід утворюють водоносні комплекси і горизонти, а слабо проникні породи – водотривкі горизонти та відносно водотривкі товщі.

Класифікація підземних вод на ряд типів може бути здійснена за різними ознаками: за походженням, умовам залягання, гідравлічними властивостями, хімічним складом, віком тощо. Найбільш розповсюдженою для інженерно-геологічних вишукувань є класифікація за умовами залягання підземних вод. За цією класифікацією виділяються три основних типа: верховодка, ґрунтові води, напірні міжпластові або артезіанські води [1- 4].

До верховодки відносяться підземні води, які залягають на невеликій глибині від поверхні землі в зоні аерації. Відміною верховодки від ґрунтових вод є те, що вона розміщується вище за них та обмежена площадним розповсюдженням. Це періодично існуючі локально розвинуті підземні води, які не мають регіонально витриманого водотриву. Верховодка накопичується на поверхні невеликих лінз водотривких порід. Потужність верховодки складає від 0,5-1 м, рідше до 2-3 м, а її рівень має значні коливання, пов'язані з кліматичними змінами. Найбільшій потужності верховодка досягає на весні та восени, а літом в посушливі роки може зовсім бути відсутньою.

Ґрунтові води широко розповсюджені в верхній частині земної кори. Це води першого від поверхні постійного водоносного горизонту, який залягає на першому регіонально витриманому водотривкому шарі. Водоносним горизонтом або шаром називається товща пухких або тріщинуватих гірських порід, яка заповнена вільною гравітаційною водою. Водотривом є водопроникна порода, яка підстеляє водоносний шар. Відстань від поверхні ґрунтових вод до водотриву називається потужністю водоносного горизонту.

Ґрунтові води характеризуються такими особливостями:

1. Область їх живлення звичайно збігається з областю поширення.
2. Основні джерела живлення – атмосферні, поверхневі і конденсаційні води.
3. У більшості випадків ці води безнапірні, тобто поверхня ґрунтових вод, що сполучається з атмосферою, зазнає тільки атмосферного тиску; вона зветься вільною поверхнею.
4. Режим ґрунтових вод зазнає безпосередній вплив гідрометеорологічних факторів, що зумовлює сезонні коливання рівнів, дебіту і хімічного складу.
5. Ґрунтові води гідравлічно пов'язані з поверхневими водотоками і водоймами – річками, озерами, заболоченими ділянками.

Поблизу великих річок річні амплітуди коливань рівня ґрунтових вод досягають 3-4 метрів. Найбільші рівні спостерігаються в період повеней з деякими запізненнями по відношенню до максимальних рівнів води в річках. Під час повеней річкові води протягом деякого часу можуть просочуватися в породи берегів та змішуватися з ґрунтовими водами, внаслідок чого їх хімічний склад змінюється.

Вдалині від річок та озер, на вододілах, амплітуди коливань рівня ґрунтових вод складають 1 – 1,5 м і пов'язані в основному з інфільтрацією атмосферних опадів. Крім того, на режим ґрунтових вод в багатьох випадках впливають штучні фактори, що обумовлені діяльністю людини. До них відносяться експлуатація ґрунтових вод за допомогою свердловин, шурфів та інших водозабірних споруд, скидання в водойми стічних вод промислових і сільськогосподарських підприємств і населених пунктів.

При дослідженні ґрунтових вод для водопостачання, меліорації, будівництва різних споруд і інших цілей велика увага приділяється вивченню їх поверхні. Форма поверхні ґрунтових вод визначається водопроникністю порід, умовами живлення водоносного горизонту, конфігурацією берегів річок, в які стікають ґрунтові води, положенням водотриву, потужністю водоносного шару тощо. Про форму поверхні можна судити по картам гідроізогіпс, або гідроізобат.

Гідроізогіпсами називаються лінії, які з'єднують точки рівня ґрунтових вод з однаковими абсолютними висотними відмітками (рис. 2.22). Для побудови карти гідроізогіпс вимірюють рівні в ряді точок на площі розповсюдження водоносного горизонту (в шурфах, свердловинах, колодязях), при цьому заміри проводять протягом незначного відрізка часу. Карту гідроізогіпс треба складати тільки за результатами одночасних або близьких за часом (один – два дні) замірів або за сезонами року.

Крім карт гідроізогіпс будують карти однакових глибин залягання ґрунтових вод – карти ізобат. Ізобатами називаються лінії, що з'єднують точки з однаковими глибинами залягання ґрунтових вод. Карта ізобат дає уяву про райони, які мають однакову глибину залягання підземних вод.

По карті гідроізогіпс встановлюють напрям течії ґрунтових вод. Цей напрям завжди буде перпендикулярний до гідроізогіпс, оскільки ґрунтові води можуть рухатися тільки від більших висотних відміток до менших. Лінії, по яких рухаються підземні води при сталому руху та не змінюються в часі, називаються лініями току.

За картою гідроізогіпс вирішують важливі практичні завдання: проектування водопостачання на базі ґрунтових вод, розробка осушувальних заходів, вибір площадок під промислові чи цивільні споруди тощо.

Кarti гідроізогіпс складають у масштабах від 1:1000 до 1:200000 відповідно до характеру і стадії гідрогеологічних досліджень. Перетин гідроізогіпс вибирають в залежності від прийнятого масштабу карти, густоти пунктів спостережень за рівнем ґрунтових вод, нахилу їх поверхні. Звичайно беруть перетин 0,25; 0,5; 1,0; 2,0 і 5,0 метрів.

Отримані при замірах глибини залягання рівня ґрунтових вод перераховують на абсолютні чи відносні (рідше) відмітки за формулою:

$$H_B = H_3 - h; \quad (2.4)$$

де  $H_B$  – абсолютна висотна відмітка рівня ґрунтових вод в даному пункті;

$H_3$  – абсолютна висотна відмітка поверхні землі в тому ж пункті;

$h$  – глибина залягання ґрунтових вод.

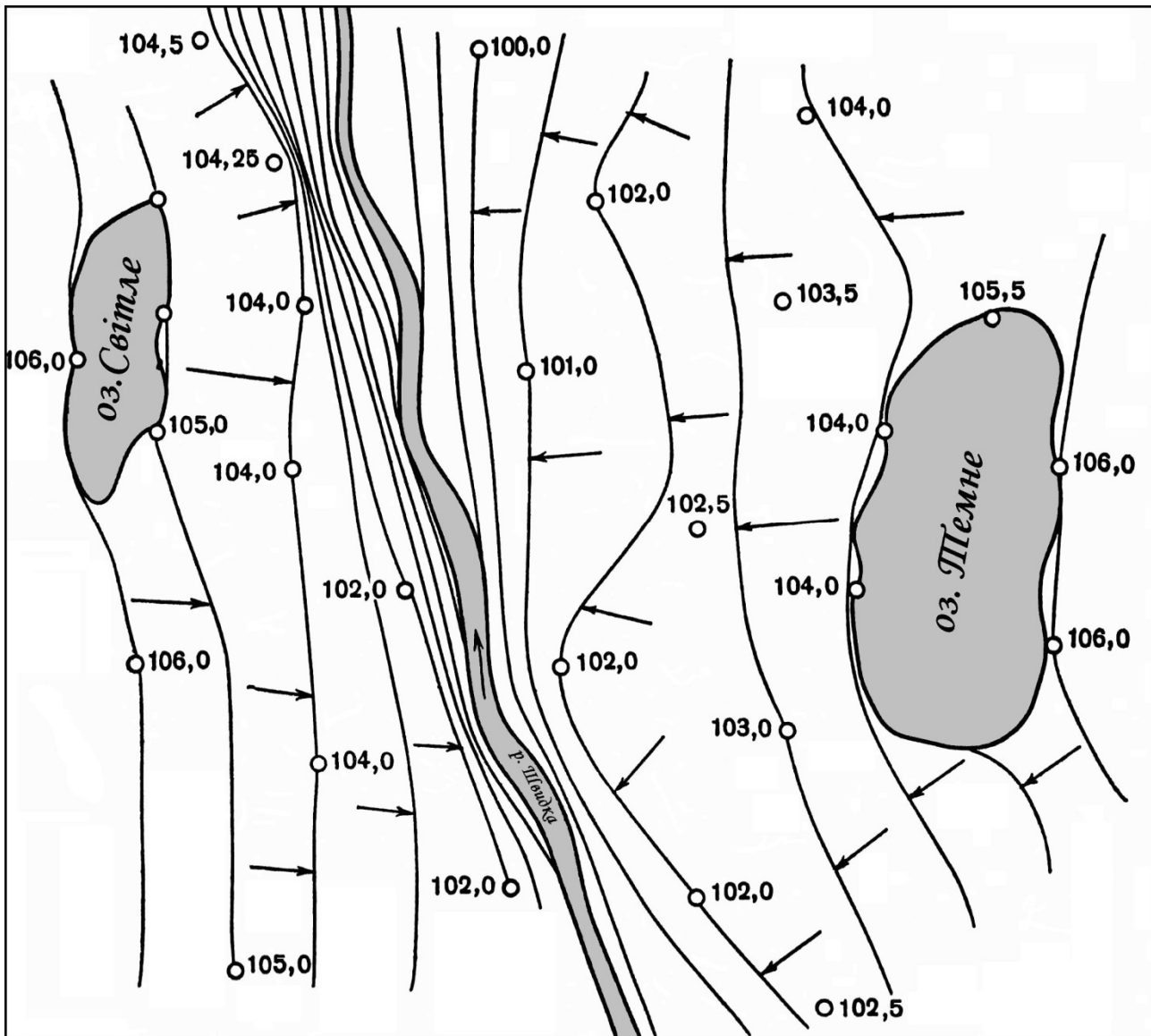


Рис. 2.22 Карта гідроізогіпс

Обчислені відмітки рівня ґрунтових вод наносять на топографічну основу і методом інтерполяції будують гідроізогіпси. Найбільш зручно інтерполювати позначки, використовуючи спосіб трикутників (рис. 2.23): усі точки, за якими маємо виміри, з'єднують лініями, що утворюють трикутники. При інтерполяції цим методом треба дотримуватись таких вимог:

1. Лінії, що утворюють трикутники, необхідно проводити так, щоб довга сторона трикутника була перпендикулярна до напрямку руху потоку.

2. Не можна інтерполювати точки, розташовані з різних боків поверхневих водотоків і водойм. При наявності таких водотоків необхідно визначити відмітки урізів річок (урізі – це точка, де рівень ґрунтових вод збігається з рівнем води у річці) по водомірних пунктах і використовувати їх при інтерполяції як точки виходу ґрунтових вод на урізі річки (попередньо необхідно проаналізувати характер дренавання ґрунтових вод).

3. Не слід проводити інтерполяцію між групами свердловин, розташованих далеко одна від одної. Краще провести інтерполяцію для кожної групи свердловин окремо, інакше можна змінити дійсну форму поверхні ґрунтового потоку.

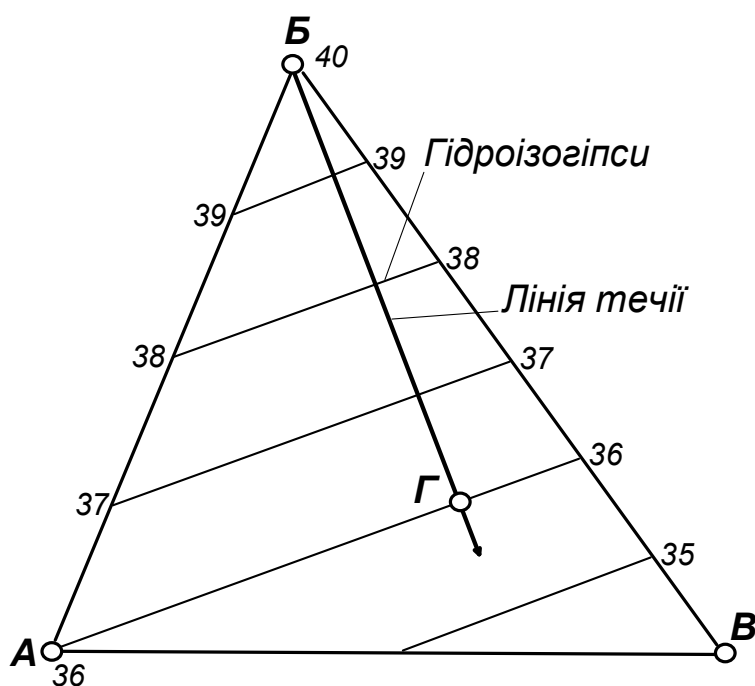


Рис. 2.23 Схема інтерполяції методом трикутників

При інтерполяції зручно користуватися палеткою на кальці у вигляді масштабної сітки, що складається із системи паралельних ліній, проведених через відстань 1-2 мм (іноді 2-5 мм). За допомогою масштабної сітки пропорційно поділяють відрізки, що об'єднують точки, значення рівня яких підлягають інтерполяції. Після інтерполяції з'єднують точки з однаковими значеннями; ці криві й будуть гідроізогіпсами. Порядок інтерполяції за допомогою масштабної сітки наведений на рис. 2.24.

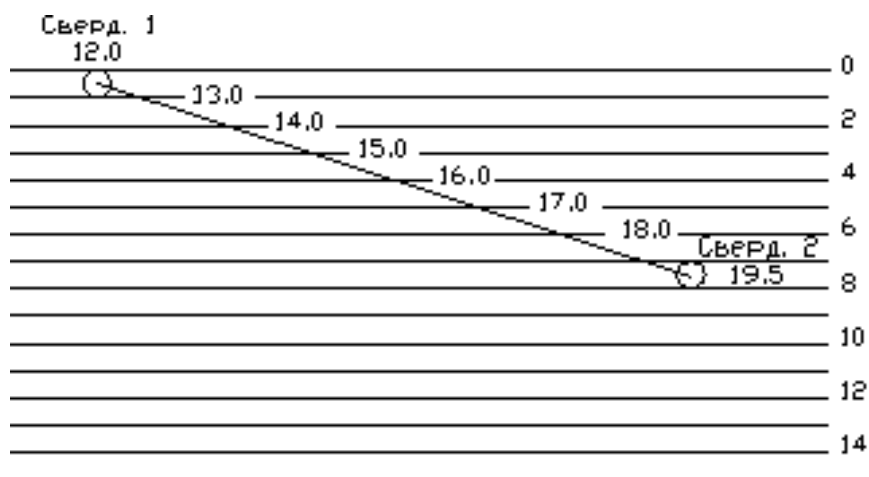


Рис. 2.24 Схема інтерполяції за допомогою масштабної сітки (палетки)

Крім карт гідроізогіпс для цілей проектування і будівництва можуть складатися карти глибин залягання поверхні ґрунтових вод. У залежності від необхідної точності глибину залягання рівня ґрунтових вод показують ізобатами через визначенні інтервали глибин – 2-5, 5-10, частіше через 0,5 м (до глибини 10 м), що відповідає деяким загальним вимогам різних галузей народного господарства (будівництво, меліорація земель тощо).

Для одержання даних, необхідних для побудови карти ізобат, зазвичай беруть велику кількість спеціальних свердловин, рівномірно розташованих по всій території. Карти ізобат, так само як і гідроізогіпс, будують методом інтерполяції глибин залягання рівня ґрунтових вод. Найчастіше для вирішення різних практичних завдань на одній і тій же топографічній основі складають карту гідроізогіпс і глибини залягання поверхні ґрунтових вод та карту ізоліній покриття або водотриву.

### *Аналіз карти гідроізогіпс.*

Аналіз карт гідроізогіпс дозволяє скласти коротку гідрогеологічну характеристику ділянки. По карті гідроізогіпс можна визначити: 1) напрямок руху ґрунтових вод на заданій ділянці; 2) глибину залягання ґрунтових вод у будь-якій точці чи на будь-якій ділянці; 3) похил ґрунтового потоку; 4) характер взаємозв'язку ґрунтових вод з поверхневими; 5) умови живлення і розвантаження ґрунтових вод.

Напрямок руху ґрунтових вод визначають по нормалі до двох суміжних гідроізогіпс. Рух води спрямований від високих позначок рівня до низьких (див. рис. 2.23).

Глибину залягання ґрунтових вод у будь-якому заданому пункті визначають по різниці відміток горизонталі поверхні і гідроізогіпси.

Уклон потоку підземних вод для будь-якої ділянки обчислюють діленням різниці відміток гідроізогіпс на найкоротшу відстань між ними, взяту в масштабі карти:

$$I = (H_1 - H_2) / l; \quad (2.5)$$

де  $I$  – уклон потоку підземних вод;

$(H_1 - H_2)$  – різниця відміток гідроізогіпс, м;

$l$  – найкоротша відстань між гідроізогіпсами, м.

Зв'язок ґрунтових вод з поверхневими встановлюють за характером сполучення гідроізогіпс з річкою. У природі спостерігаються два основних випадки: перший – ґрунтові води живлять поверхневі (рис. 2.25-а), другий – поверхневі води живлять ґрунтові (рис. 2.25-б). Крім того, річки можуть одночасно жити і дренувати ґрунтові води (рис. 2.25-в).

За співвідношенням і характером зміни гідроізогіпс можна одержати уявлення про потік ґрунтових вод. Наприклад, ділянки замкнених гідроізогіпс з високими позначками вказують на положення вододілів ґрунтових вод, де умови живлення найбільш сприятливі. Зони з нульовою глибиною рівня ґрунтових вод вказують на ділянки виходу підземних вод на поверхню землі.

Якщо на шляху руху потоку сильноводопроникні породи змінюються слабопроникними, гідроізогіпси збігаються, тому що поверхня ґрунтових вод має більший похил. При надходженні ґрунтових вод зі слабопроникного в сильнопроникний горизонт гідроізогіпси розташовуються рідше. Згущення гідроізогіпс може вказувати також на зменшення потужності водоносного горизонту і на дренальний вплив річок і озер.

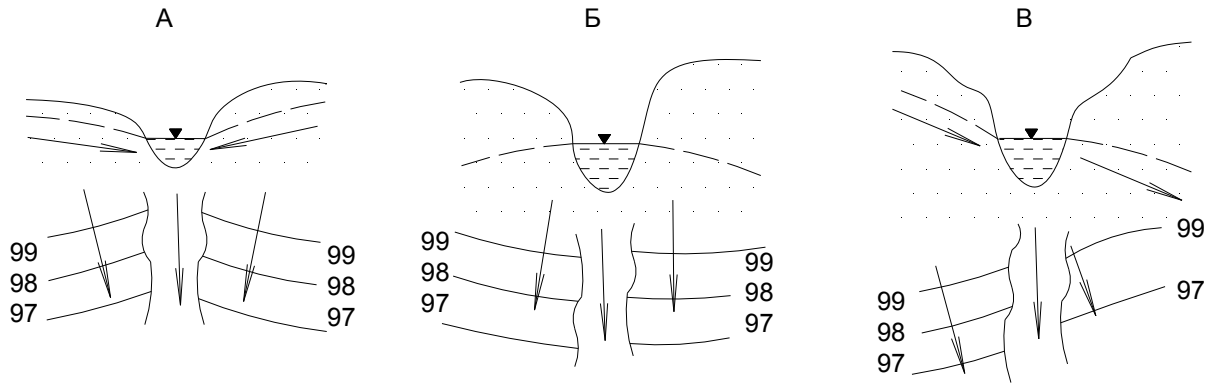


Рис. 2.25. Схема зв'язку ґрунтових вод з поверхневими: А – ріка дренує ґрунтові води, Б – ріка живить ґрунтові води, В - ріка живить і дренує ґрунтові води.

***Порядок виконання практичної роботи.***

Вихідні дані для виконання практичної роботи наведені в Додатках І та К. На основі цих даних необхідно виконати наступні завдання:

1. Побудувати карти гідроізогіпс та ізобат в масштабі топографічного бланку методом інтерполяції.
2. Визначити по карті гідроізогіпс напрямок руху та похил потоку ґрунтових вод.
3. Провести аналіз карти гідроізогіпс та встановити зв'язок ґрунтових вод з поверхневими.
4. Побудувати геолого-гідрологічний розріз по лінії, яка задається кожному студенту індивідуально.

## *Запитання до самоконтролю до розділу 2*

1. Що таке монокліналь?
2. Яка лінія називається лінією падіння шару?
3. Чи може бути лінія простягання у горизонтально залягаючих шарів гірських порід?
4. Як вимірюється кут нахилу шару?
5. Що таке азимут лінії?
6. Як визначити гірничим компасом азимути простягання та падіння?
7. Що таке переріз ізогіпси?
8. Як називається відстань між проекціями ізогіпси на горизонтальну площину?
9. Що таке покрівля шару?
10. Що таке нормальне залягання шарів гірських порід?
11. Яке співвідношення між істинною та вертикальною потужностями шару гірських порід?
12. Які складові має геологічна карта?
13. Де розташовується розріз геологічної карти?
14. Що таке істинна потужність шару?
15. Чим горизонтальна потужність відрізняється від істинної?
16. Який вид потужності записується в стратиграфічну колонку?
17. В яких випадках можна зменшити вертикальний масштаб розрізу?
18. Найбільш молоді шари гірських порід розташовані на вододілах чи у долинах рік або ярів?
19. Якими методами можна побудувати карту гідроізогіпс?
20. Для чого будується карта гідроізогіпс?
21. На які типи за умовами залягання підрозділяються підземні води?
22. Що називається потужністю горизонту ґрунтових вод?
23. Які особливості режиму мають ґрунтові води?
24. Що таке режим ґрунтових вод?
25. Як називаються лінії, що з'єднують точки з однаковим рівнем ґрунтових вод?
26. Що таке лінії току ґрунтових вод?
27. Для чого складають гідрогеологічні карти?
28. Як встановити зв'язок ґрунтових вод з поверхневими водотоками?



### 3. ВИВЧЕННЯ ВОДНО-ФІЗИЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Характеристика складу, стану та властивостей гірських порід виражаються спеціальними кількісними показниками [1 - 4].

Показники і методи їх встановлення різні і залежать від ряду факторів: характеру споруди, стадії проектування, типу порід.

Стадії проектування визначають характер та ступінь деталізації вивчення показників: на початкових стадіях проектування встановлюються такі показники, які забезпечують загальне уявлення о характері порід та їх поведінки під спорудами, дають можливість типізувати породи. Визначення їх може виконуватися приближеними методами. На більш пізніх стадіях проектування повинна підвищуватися точність досліджень; вони виконуються в лабораторних умовах з більшою детальністю і на достатньо великій кількості зразків, а також в польових умовах в масиві гірської породи. Ці дослідження повинні забезпечити можливість статистичної обробки результатів та отримання розрахункових значень показників з більшим ступенем достовірності.

Склад показників визначається належністю породи, що вивчається, до того або іншого класу, групи або підгрупи. Для класу порід з жорсткими зв'язками важливо встановити ступінь вивітрілості, тріщинуватості, мінералогічного складу, морозостійкість, фільтраційні властивості, міцність.

Для класу порід без жорстких зв'язків склад показників залежить від належності породи до тієї чи іншої підгрупи. Так, визначення фільтраційних властивостей для глинистих порід особливого практичного значення не має, але значно більша увага приділяється встановленню вологості, консистенції, опору стисненню тощо.

Взагалі для всіх груп пухких порід вивчаються гранулометричний і мінералогічний склад порід, їх щільність, ступінь вологості, фільтраційні властивості.

Показники складу, властивостей та стану гірських порід з точки зору практичного використання підрозділяються на три основні групи: 1) класифікаційні показники; 2) прямі показники; 3) непрямі показники.

Класифікаційні показники встановлюються для попереднього виділення та зіставлення типів порід за об'єктивними ознаками, що властиві цим породам, а також для визначення площ розповсюдження виявлених типів для інженерно-геологічного картування. Вони визначаються простими та швидкими методами безпосередньо в полі біля відслонення, бурової свердловини, в шурфі, гірничих виробках або в польовій інженерно-геологічній лабораторії. До них відносяться наступні показники: колір, мінералогічний склад, наявність органічної речовини, загальна засоленість, карбонатність, текстура, структура, консистенція, пластичність, водопроникність, ступінь вологості.

Непрямі показники необхідні для розрахунків прямих показників, а також для приблизної оцінки можливої поведінки породи при взаємодії зі спорудою на підставі визначення корелятивних зв'язків між непрямыми та прямими показниками. Вони використовуються на початкових стадіях проектування. Показники цієї групи визначаються в польових та стаціонарних інженерно-геологічних лабораторіях. До них відносяться: питома вага, об'ємна вага,

об'ємна вага скелету, природна шпаристість, гранулометричний склад, нижня та верхня межі пластичності, максимальна молекулярна вологоємність, максимальна висота капілярного підняття, максимальна і мінімальна шпаристість.

Прямі показники використовуються під час виконання остаточних будівельних та інших розрахунків споруд. Більшість з цих показників визначаються на спеціальних пристроях в стаціонарних лабораторіях на зразках, які відібрані на ділянці безпосереднього розташування споруд та зони їх можливого впливу. До них відносяться: природна об'ємна вага, об'ємна вага під водою, коефіцієнт та модуль компресії, модуль стиснення, модуль загальної деформації, модуль пружності, коефіцієнт Пуасона, коефіцієнт бічного тиску, тимчасовий опір стисненню, коефіцієнт і кут внутрішнього тертя.

Показники властивостей і стану порід можуть бути окремими, узагальненими і розрахунковими. Окремі показники являють собою окремо взяті значення якогось показника визначеного на ряді зразків. Узагальнені показники отримують шляхом усереднення методами математичної статистики окремих значень показника якоїсь однієї властивості. При цьому усереднюють тільки показники, встановлені на зразках одного петрографічного типу порід, віку та генезису. Розрахункові показники отримують шляхом множення узагальнених показників на коефіцієнт запасу, величина якого в кожному випадку встановлюється в залежності від характеру споруди, її класу, типу породи та інших факторів.

Показники властивостей та стану порід визначаються на зразках з непорушеним складом і в стані природної вологості. Відбору зразків та встановлення показників повинно передувати детальне геологічне вивчення порід в польових умовах, в масиві, на відслоненнях або в керні бурових свердловин, а також встановлення поведінки порід в укосах виїмок під збудованими спорудами. Тільки на підставі такого комплексного вивчення можна правильно охарактеризувати породи, визначити систему відбору зразків та методику їх лабораторних досліджень.

Нижче наведені лабораторні роботи, що виконуються на простому обладнанні і містять визначення показників, які необхідні для вирішення інженерно-геологічних та гідрогеологічних завдань.

## Лабораторна робота № 1. Способи визначення та форми вираження аналізів гранулометричного складу піщаних і глинистих порід

Під гранулометричним або механічним складом розуміють відсотковий вміст частинок відповідного розміру (фракцій), які складають дану пухку породу. Знання гранулометричного складу ґрунтів необхідне для вирішення практичних задач, а саме: при класифікації порід, які вивчаються; орієнтовного визначення їх водопроникності; визначенні можливості їх виносу зі схилів виїмки та насипу, розрахунку гравійних фільтрів; при виготовленні бетону і т.д.

Основним методом визначення гранулометричного складу піщаних ґрунтів є ситовий, коли ґрунти за допомогою спеціального набору сит розсіюються на окремі фракції. Стандартний комплект сит включає в себе сита зі штампованими круглими отворами діаметром 10, 5, 2 та 1 мм, а також сита з мідної чи латунної сітки з отворами квадратної форми розміром 0,5; 0,25 та 0,1 мм.

### *Завдання роботи:*

1. Виконати гранулометричний аналіз піщаного ґрунту.
2. Визначити назву піщаного ґрунту.
3. Результати аналізу представити у вигляді сумарної кривої гранулометричного складу.
4. Визначити характеристики гранулометричного складу: діючий діаметр –  $d_{10}$ ; діаметр зерен, менше якого у породі за кривою механічного складу відповідно міститься 60% –  $d_{60}$  та коефіцієнт неоднорідності  $K_{\text{ц}}$ .

**Матеріали та обладнання:** проба піщаного ґрунту в повітряно-сухому стані, технічні терези, порцелянова ступка з товкачем, стандартний комплект сит, порцелянові чашки.

### *Хід виконання лабораторної роботи №1.*

1. З повітряно-сухого ґрунту відбирають середню пробу: а) для ґрунтів, які не містять частинок крупніших ніж 2 мм – приблизно 100г; б) для ґрунтів, які містять гравій та гальку до 10% – приблизно 500 г. Вміст в ґрунті частинок розміром 2 мм визначається візуально.

2. Відбір середньої проби проводять методом квартування, для чого перемішаний ґрунт розсипають тонким шаром і ділять двома взаємно перпендикулярними лініями на чотири приблизно рівні частини (квадранти); два протилежні до діагоналі квадранти вилучають, а два інших залишають в якості проби. Так роблять до тих пір, поки не залишиться необхідний для аналізу об'єм ґрунту.

3. Якщо в ґрунті присутні грудки, то їх розтирають в порцеляновій ступці товкачем з гумовим кінцевиком. Розтирку проводять обережно, щоб запобігти руйнуванню окремих частинок (зерен).

4. Пробу ґрунту зважують на технічних терезах. Для зручності подальших розрахунків бажано, щоб загальна вага проби була рівна цілим грамам (100 або 500 г).

5. Установлюють на піддон колонку сит, розташували їх в порядку зменшення розмірів отворів зверху вниз. Висипають в верхнє сито зважений ґрунт та закривають кришкою.

6. Трясуть круговими рухами колонку сит до тих пір, поки не буде досяг-

нуто повне сортування на фракції частинок ґрунту в ситах.

7. Розсіяний ґрунт з кожного сита і піддона висипають в попередньо зважені порцелянові чашки і зважують на технічних терезах з точністю до 0,1 г.

8. Для контролю необхідно скласти масу окремих фракцій і зіставити результат з початковою масою всього зразка. Розбіжність не повинна перевищувати 1,0%. Втрату ґрунту, яка утворилася при просіюванні, розподіляють по всіх фракціях пропорційно їх масі.

9. Розраховують відсотковий вміст  $X$  кожної фракції за формулою:

$$X=A \cdot 100/B, \quad (3.1)$$

де  $A$  – маса фракції, г;

$B$  – маса всієї проби, г.

10. Результати гранулометричного аналізу заносять в табл. 3.1, де наводять також сумарний вміст фракцій. Під сумарним вмістом фракцій розуміють відсотковий вміст частинок менших заданого діаметру.

Таблиця 3.1

Характеристика гранулометричного складу піщаного ґрунту

Розмір частинок фракцій ґрунту, мм	Вміст		Сукупність фракцій		
	грами	%	Розмір частинок	Вміст	
				грами	%
>10			>10		
5...10			0...10		
2...5			0...5		
1...2	10,50	10,50	0...2	100	100
0,5...1	22,60	22,60	0...1	89,5	89,5
0,25...0,5	32,80	32,80	0...0,5	66,90	66,90
0,1...0,25	30,90	30,90	0...0,25	34,10	34,10
<0,1	3,20	3,20	0...0,1	3,2	3,2

11. За даними гранулометричного складу та на основі класифікації піщаних ґрунтів (табл. 3.2) визначають назву ґрунту.

Таблиця 3.2

Класифікація піщаних ґрунтів

Назва видів піщаних ґрунтів	Розподіл частинок за величиною зерен в % від маси сухого ґрунту
Пісок гравелистий	крупніше 2 мм >25%
Пісок крупний	крупніше 0,5 мм >50%
Пісок середньозернистий	крупніше 0,25 мм >50%
Пісок дрібнозернистий	крупніше 0,1 мм >75%
Пісок пилюватий	крупніше 0,1 мм <75%

Примітка. Для користування табл. 3.2 в порядку зменшення розміру зерен від крупних частинок до дрібних складають відсотки вмісту частинок досліджуваного ґрунту і порівнюють з даними таблиці. Назва ґрунту надається по першому задовольняючому показнику.

12. Результати гранулометричного складу відображають у вигляді сумарної кривої, побудованої в напівлогарифмічному масштабі (рис. 3.1). Для уявлення про

механічний склад порід складають криві механічного складу. При побудові кривої по горизонтальній вісі відкладають діаметри частинок даного і меншого діаметрів, по вертикалі – процентний вміст фракцій. Складена таким чином крива механічного складу розтягнута і потребує значного збільшення розмірів креслення. Тому прийнята логарифмічна крива, при побудові якої по горизонтальній вісі відкладають не діаметри частинок, а їх логарифми.

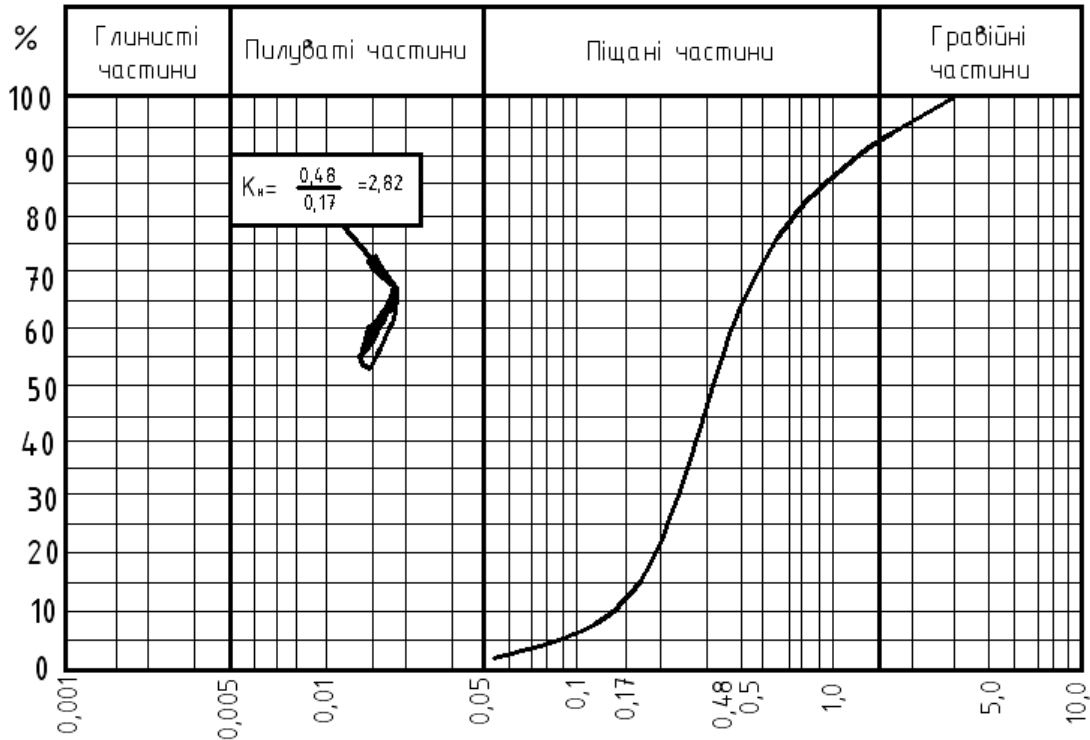


Рис. 3.1 Сумарна крива гранулометричного складу.

Для того, щоб по кривій, побудованій таким чином, знайти діаметр частинок, відповідний визначеному складу їх в ґрунті, із точки, яка знаходиться на вертикальній вісі і відповідає заданому відсотковому вмісту, проводять горизонтальну лінію до перетину з кривою і із точки перетину опускають перпендикуляр на горизонтальну вісь. Знайшовши логарифм потрібного діаметру, неважко визначити і діаметр частинок.

13. З графіка гранулометричного складу визначається діючий діаметр  $d_{10}$ , діаметр зерен, вміст яких в даній породі, за кривою механічного складу, відповідно дорівнює 60% –  $d_{60}$  та коефіцієнт неоднорідності  $K_n$  ґрунту. Діючий діаметр – діаметр частинок, менше яких в ґрунті міститься (за масою) 10%. Коефіцієнт неоднорідності показує ступінь відсортування ґрунту та визначається за формулою:

$$K_n = d_{60}/d_{10} \quad (3.2)$$

Якщо  $K_n > 3$  для піщаних ґрунтів і  $K_n > 5$  для глинистих ґрунтів, тоді вони вважаються неоднорідними. Наприклад, для піщаного ґрунту за кривою гранулометричного складу  $K_n = 3,4$ , що більше 3, тоді ґрунт визначається як пісок середньозернистий, неоднорідний.

При відсутності необхідного обладнання для розрахунків використовуються індивідуальні завдання з табл. 3.3.

Таблиця для побудови кривої гранулометричного складу

№ варіанту		Розмір частинок фракцій ґрунту, мм						Всього, г:
		2...5	1...2	0,5...1	0,25...0,5	0,1...0,25	<0,01	
1	маса піску, г	10,1	25,6	30,1	21,5	17,6	5,1	
2		–	36,5	32,1	10,5	9,6	3,2	
3		9,8	17,9	30,2	36,5	7,8	–	
4		–		7,8	42,5	31,3	16,6	
5		–	7,6	28,3	36,5	30,3	7,4	
6		–	5,6	30,8	44,5	12,8	6,5	
7		6,5	28,6	39,4	18,1	13,4	–	
8		–	3,2	28,7	37,9	21,4	7,6	
9		–	12,3	45,6	27,8	16,4	3,2	
10		3,2	30,1	36,6	17,9	12,1	–	
11		1,5	17,3	33,5	39,4	10,1	–	
12		–	27,6	38,7	40,1	8,3	5,4	
13		12,3	49,6	71,3	64,1	7,6	–	
14		–	17,1	58,7	76,4	12,6	5,5	
15		–	12,5	47,8	81,2	26,3	11,1	
16		7,4	45,6	82,4	30,6	11,2	–	
17		–	13,6	29,5	48,7	71,6	12,3	
18		–	4,5	23,4	38,7	68,2	14,7	
19		3,9	27,9	55,5	43,6	15,4	–	
20		–	4,6	18,3	66,6	27,4	2,6	
21		–	47,6	62,1	15,3	4,6	–	
22		–	17,8	45,1	38,7	10,2	1,8	
23		2,9	38,7	65,6	17,8	5,3	–	
24		–	4,7	21,4	49,6	12,8	4,3	
25		–	2,6	10,4	32,3	48,4	18,6	
26		–	6,1	15,6	22,1	36,7	24,5	

Примітка: прочерк – частинки даного розміру не виявлені.

## Лабораторна робота №2. Визначення пористості піщаного ґрунту

Найважливішими ознаками гірських порід, що показують їх відношення до води, є пористість (шпаруватість). Пористістю (шпаруватістю) називається відношення об'єму пор (шпарин) до загального об'єму, зайнятого ґрунтом. Пористість обумовлена присутністю капілярних пор в породі, шпаруватість – наявністю всіляких пустот (пустоти більше 1 мм), незалежно від їх розміру і форми. Пористість визначається в відсотках або в частках одиниці:

$$n = V_n / V \quad (3.3)$$

де  $n$  – загальна пористість породи;

$V_n$  – об'єм пор (шпарин) в зразку породи;

$V$  – об'єм зразка.

Загальна пористість (шпаруватість) характеризується також коефіцієнтом пористості, який виражається відношенням об'єму всіх пор в породі до об'єму твердої фази породи (скелету):

$$\varepsilon = V_n / V_s \quad (3.4)$$

де  $V_s$  – об'єм твердої фази.

Пористість і коефіцієнт пористості пов'язані між собою наступними співвідношеннями:

$$n = \varepsilon / (1 + \varepsilon); \quad \varepsilon = n / (1 - n) \quad (3.5)$$

Показники  $n$  і  $\varepsilon$  ґрунту дуже важливі при оцінці стійкості фундаментів споруд. В залежності від коефіцієнту пористості встановлюють розрахункові характеристики піщаних та глинистих ґрунтів.

Пористість більшості ґрунтів визначається розрахунком. Лабораторні методи часто виявляються непридатними в зв'язку з тим, що при заповненні пор водою деякі породи набухають і значення природної пористості змінюється. Розрахунок загальної пористості проводиться за формулою:

$$n = (1 - \delta / \gamma) \cdot 100\% \quad (3.6)$$

де  $\delta$  – щільність твердої фази ґрунту, г/см<sup>3</sup>;

$\gamma$  – щільність ґрунту, г/см<sup>3</sup>.

Таким чином, для розрахунку пористості ґрунту необхідно лабораторне визначення його характеристик  $\delta$ ,  $\gamma$ .

Щільність твердої фази – маса одиниці об'єму мінеральних частинок (твердої фази або скелету) породи. Визначається як відношення маси частинок до об'єму витисненої ними рідини. При цьому для видалення адсорбованого повітря і розчленування агрегатів ґрунту з водою (суспензію) кип'ятять не менше 30 хвилин для пісків та супісків і на протязі однієї години для суглинків та глин.

**Щільність** (об'ємна маса,  $\Delta$ ) – маса одиниці об'єму ґрунту при природній пористості і вологості. Щільність обумовлює будівельні властивості ґрунтів і використовується для розрахунків тиску ґрунту, стійкості укусу каналів, виїмок, насипів.

Щільність ґрунту визначається в двох станах: пухкому і щільному. Відповідно до цих випадків вона має мінімальне і максимальне значення.

### **Визначення щільності твердої фази піщаного ґрунту.**

#### **Завдання роботи:**

1. Визначити щільність твердої фази піщаного ґрунту.
2. Встановити щільність піщаного ґрунту в щільному і пухкому станах.
3. Розрахувати пористість та коефіцієнт пористості (шпаруватості) піщаного ґрунту в щільному і пухкому станах.

**Матеріали:** Проба піщаного ґрунту в повітряно-сухому стані, мірні посудини, сита з отворами 2 мм і 5 мм, ступка з товкачем, термометр з ціною поділки 0,5°C, технічні терези, пікнометри, водяна баня, розрихлювач, дистильована вода, скляна лійка.

#### 1. Підготовка зразку:

а) зразок повітряного-сухого ґрунту подрібнюється в порцеляновій ступці гумовим товкачем;

б) методом квартування відбирається середня проба масою 100-200 г;

в) проба просіюється через сито з отворами 2 мм (залишок на ситі роздрібнюється і з'єднується з основною масою);

г) з перемішаного ґрунту відбираються проби на два пікнометри із розрахунку 15-20 г на 100 см<sup>3</sup> об'єму пікнометру.

2. Зважують добре висушені пікнометри і через лійку висипають ґрунт який досліджують.

3. В пікнометри до половини ємності доливають дистильовану воду, збовтують суспензію та кип'ятять на протязі 30 хвилин (час обчислення з моменту закипання).

4. Доливають пікнометри до мірної риски дистильованою водою і остуджують їх в ванні з водою до кімнатної температури (20°C)

5. Пікнометр з суспензією протирають і зважують з точністю до 0,01г.

6. Виливають з пікнометру суспензію, старанно сполоскують і наливають в нього (до мірної риски) дистильовану воду, що має температуру, при якій зважувався пікнометр із суспензією. Пікнометр з дистильованою водою зважують. Всі дані заносять в табл. 3.4.

Таблиця 3.4

Визначення щільності твердої фази ґрунту

№ пікнометру	Маса повітряно-сухого ґрунту, $m_1$	Гігроскопічна вологість, %, $W_r$	Маса ґрунту з поправкою на гігроскопічну воду, $m_0$	Маса пікнометру		Щільність твердої фази ґрунту, г/см <sup>3</sup> , $\gamma$	Середнє значення щільності твердої фази ґрунту, г/см <sup>3</sup> , $\gamma$
				з ґрунтом і водою, г, $m_2$	з водою, г, $m_3$		
1	2	3	4	5	6	7	8



7. Величину щільності твердої фази ґрунту визначають за формулою:

$$\gamma = m_0 \cdot \gamma_v / m_0 + m_3 - m_2, \quad (3.7)$$

де  $m_0$  – маса ґрунту з поправкою на гігроскопічну воду, г;

$$m_0 = m_1 / (1 + 0,01 \cdot W_r), \quad (3.8)$$

де  $m_1$  – маса ґрунту в повітряно-сухому стані, г;

$W_r$  – гігроскопічна вологість, % (для даного ґрунту рекомендується прийняти за результатами попередніх випробувань  $W_r = 2,5\%$ );

$m_2$  – маса пікнометра з водою та ґрунтом, г;

$m_3$  – маса пікнометра з водою, г;

$\gamma_v$  – густина води, г/см<sup>3</sup>.

8. Визначення щільності однієї проби проводять два рази (використовують два пікнометри). В якості показника щільності використовують середнє значення. Допустима різниця в значеннях одиничних визначень не більше 0,02 г/см<sup>3</sup>.

#### ***Визначення щільності піщаного ґрунту в пухкому і щільному стані.***

1. Повітряно-сухий ґрунт просіюють крізь сито з отворами в 2 мм. Включення крупніше 2 мм усувають.

2. Мірний циліндр зважують з точністю до 0,01г і в нього опускають розрихлювач, який представляє собою дротяну спіраль, в центрі якої знаходиться стержень.

3. В циліндр через лійку насипають пісок, після цього розрихлюють, повільно обертаючи та виймають із циліндра. Кількість насипаного піску має доходити до позначки, що встановлює об'єм зразку (об'єм зразку рекомендується приймати рівним 100 см<sup>3</sup>).

4. Циліндр з піском зважують з точністю до 0,01г.

5. Визначають вагу піску, який заповнює даний об'єм:

$$m = m_{ц.г.} - m_{ц.}, \quad (3.9)$$

де  $m_{ц.г.}$  – вага циліндру з ґрунтом;

$m_{ц.}$  – вага циліндру.

6. Щільність піску в пухкому стані визначається за формулою:

$$\delta_{min} = m_r / V, \quad (3.10)$$

де  $V$  – об'єм циліндру, зайнятого піском.

7. Для встановлення щільності піску в щільному стані пісок в циліндрі висипають невеликими порціями, постійно утрамбовуючи його шляхом стукання по стінках та днищу циліндра дерев'яною або резиноюю трамбівкою.

8. Заповнений циліндр зважують з точністю до 0,01г і визначають  $\delta_{max}$  за формулою:

$$\delta_{\max} = m_1/V, \quad (3.11)$$

де  $m_1$  – вага піску в щільному стані.

9. Досліди повторюють не менше трьох разів і розраховують середнє арифметичне значення  $\delta_{\max}$  і  $\delta_{\min}$ . Результати дослідів заносять у табл. 3.5.

Таблиця 3.5

## Визначення щільності піщаного ґрунту

Номер дослідів і стан ґрунту	Маса, г			Об'єм зразка, см <sup>3</sup>	Щільність ґрунту, г/см <sup>3</sup>	Середнє значення щільності, г/см <sup>3</sup>
	циліндру	циліндру з ґрунтом	ґрунту			
1	2	3	4	5	6	7

**Визначення пористості піщаного ґрунту в пухкому і щільному станах.**

Використовуючи результати визначення щільності (табл. 3.5), розрахувати пористість піщаного ґрунту за формулою 3.6.

Коефіцієнт пористості визначається за формулою 3.5. Розрахунок проводять двічі, тобто використовуються значення щільності піщаного ґрунту в пухкому і щільному станах. Розрахунки з визначення максимальних і мінімальних значень пористості і коефіцієнту пористості зводять в табл. 3.6.

Таблиця 3.6

## Визначення пористості ґрунту

Щільність твердої фази ґрунту, г/см <sup>3</sup>	Щільність ґрунту г/см <sup>3</sup>		Пористість ґрунту		Коефіцієнт пористості	
	в пухкому стані	в щільному стані	в пухкому стані	в щільному стані	в пухкому стані	в щільному стані
1	2	3	4	5	6	7

### Лабораторна робота №3. Визначення коефіцієнту фільтрації піщаного ґрунту

Водопроникністю порід (ґрунтів) називається здатність їх пропускати крізь себе воду, фільтруючи її по порах, тріщинах і іншим пустотам.

Фільтрація води в породах проходить під впливом різних факторів: сили тяжіння – гравітаційне переміщення води; різниці напорів; стиснення порід під навантаженням капілярних сил, що розвиваються на поверхні розділу вода – повітря; осмотичних сил, які обумовлені різницею концентрацій розчинених в воді речовин; електричного струму, що викликає електрокінетичні явища.

Водопроникність ґрунтів характеризується коефіцієнтом фільтрації  $K$ .

Згідно лінійному закону фільтрації Дарсі швидкість фільтрації визначається за формулою:

$$V = Q/F = K \cdot J, \quad (3.12)$$

де  $V$  – швидкість фільтрації;

$Q$  – кількість води, яка профільтрувалась крізь ґрунт;

$F$  – площа перерізу породи, крізь який фільтрується вода;

$K$  – коефіцієнт фільтрації;

$J$  – напірний градієнт.

Виходячи з формули 3.12, коефіцієнт фільтрації – це кількість води, що проходить в одиницю часу крізь переріз одиничної площі при напірному градієнті рівному одиниці ( або швидкість фільтрації при напірному градієнті рівному одиниці). Якщо  $J = 1$ , то формула 3.12 буде мати вигляд:

$$V = K \quad (3.13)$$

Коефіцієнт фільтрації вимірюється в м/с або м/добу.

Величина водопроникності різних порід коливається в широких межах. Вона залежить від цілого ряду факторів, головними з яких в пухких породах є розмір та форма зерен і шпарин, структура породи; в кристалічних породах – характер, розмір, форма шпарин, тріщин та інших порожнеч. Спостерігаються наступні закономірності. Для пухких різновидів водопроникність породи прямо пропорційна розміру зерен та однорідності породи. Обкатані зерна збільшують водопроникність пухких порід, а гостро кутові неправильної форми зменшують її. Водопроникність різко знижується в неоднорідних за гранулометричним складом пухких породах, в яких проміжки між великими зернами заповнені більш мілкими. При глинистому заповнювачі велике значення грає стан цих часток: у скоагульованому стані вони мають більшу водопроникність, ніж в диспергованому. Наявність в глинистій фракції мінералів, які сильно набухають (група монтморилоніту), викликає зменшення водопроникності. Такий же вплив мають і органічні сполуки та речовини.

Присутність в порах породи повітря та зв'язаної води знижує водопроникність.

никність. Вода та повітря займають частину шпарин, роблять їх недоступними для просочування вільної води. Крім того під час фільтрації води крізь такі породи відбувається значне зменшення напору, який витрачається на проштовхування бульбашок газу. Водопроникність залежить також від температури води, що фільтрується. При низьких температурах збільшується в'язкість води, в силу чого водопроникність зменшується. В зв'язаних структурних породах водопроникність неоднорідна в різних напрямках. Такі породи володіють анізотропією водопроникності. Найбільш характерними породами, які мають цю властивість, є леси, лесовидні суглинки та стрічкові глини. Явище фільтраційної анізотропії в цих породах обумовлено особливостями їх структури. В лесах та лесовидних суглинках воно викликано наявністю крупних шпарин – макрошпарин, що орієнтовані вертикально і утворюють вертикальні канали, по яким фільтрація значно більша, ніж у горизонтальному напрямку. Різниця в водопроникності по цим двом напрямкам в лесовидних породах відрізняється до 30 разів.

В стрічкових глинах, що являють собою горизонтальне чергування тонких пісків з глинистим матеріалом, спостерігається інша картина: водопроникність в горизонтальному напрямку більше, ніж в вертикальному.

Величина водопроникності різних ґрунтів коливається в широких межах.

Більшість класифікацій підрозділяють всі гірські породи за ступенем водопроникності на три великі групи:

1. Водопроникні – коефіцієнт фільтрації більше 1 м/добу. До них відносяться сильно тріщинуваті кристалічні породи, крупно уламкові пухкі породи, гальки, піски.

2. Напівводопроникні – коефіцієнт фільтрації 1-0,001 м/добу. Це глинисті піски, супіски, леси, слаботріщинуваті кристалічні породи.

3. Практично водонепроникні (водотривкі) – коефіцієнт фільтрації менше 0,001 м/добу: масивні кристалічні породи, глини, нетріщинуваті мергелі, аргіліти.

Фільтраційні особливості порід визначаються в лабораторних та польових умовах. В лабораторії для встановлення коефіцієнта фільтрації запропоновано ряд приладів, принцип роботи яких заключається в тому, що порода розміщується в приборі і крізь неї під різними напірними градієнтами пропускається вода. Витрати води встановлюються, а потім за формулами проводиться розрахунок.

Для пісків коефіцієнт фільтрації може бути орієнтовано розрахований за емпіричними формулами, які відображають залежність коефіцієнта фільтрації від гранулометричного складу.

Найбільш достовірну характеристику водопроникності ґрунту дають польові дослідні роботи. Лабораторні визначення коефіцієнту фільтрації характеризують водопроникність окремих точок водоносного горизонту. Встаановлення коефіцієнту фільтрації шляхом розрахунку за даними механічного складу і пористості ґрунтів, застосовується тільки для пісків і являється наближеним.

**Розрахунок коефіцієнту фільтрації за формулою Хазена.**

Формула Хазена має вигляд:

$$K=C \cdot d_{10}^2 \cdot (0,7+0,03 \cdot t), \quad (3.14)$$

де  $K$  – коефіцієнт фільтрації, м/добу;

$C$  – емпіричний коефіцієнт чистоти та однорідності пісків,

$d_{10}$  – діючий діаметр частинок (зерен), мм;

$t$  – температура води, що фільтрується, °С.

Коефіцієнт  $C$  змінюється від 400 до 1200, і визначається за формулою О.К. Ланге в залежності від пористості:

$$C = 400+40(n-26), \quad (3.15)$$

де  $n$  – пористість ґрунту, %;

Формула Хазена застосовується для пісків, діючий діаметр частинок яких змінюється в межах від 0,1 до 3 мм, а коефіцієнт неоднорідності менше 5.

**Порядок визначення коефіцієнта фільтрації за номограмою до формули Хазена.**

1. Перевірити можливість застосування формули Хазена для піску даного складу.

2. На горизонтальній вісі номограми (рис. 3.2) знайти точку, яка відповідає встановленому значенню  $d_{10}$ .

3. Із цієї точки провести вертикальну лінію до перетину з кривою, відповідного для даного ґрунту значення  $C$ .

4. Точку перетину спроектувати на вертикальну вісь і знайти на ній значення коефіцієнта фільтрації  $K$  при температурі 0°С.

5. Для приведення знайденого при 0°С по номограмі значення  $K$  до температури досліду необхідно помножити це значення  $K$  на величину температурної поправки:

$$\tau=0,7+0,03 \cdot t/0,7, \quad (3.16)$$

де  $t$  – температура води, яка фільтрується, °С.

**Приклад використання формули Хазена.**

Дано: діючий діаметр  $d_{10} = 0,17$  мм; емпіричний коефіцієнт  $C = 800$ . Визначити  $K_{10}$ .

Розв'язання: знайшовши на горизонтальній вісі точку, яка відповідає  $d_{10} = 0,17$  мм, проводимо перпендикуляр до перетину з кривою  $C=800$ . Точку перетину проектуємо на вертикальну вісь і знаходимо на ній значення коефіцієнта фільтрації при  $t = 0^\circ\text{C}$ . Коефіцієнт фільтрації за номограмою дорівнює 16,3 м/добу.

Температурна поправка для 10°С (за формулою 3.16) буде складати 1,43. Таким чином, коефіцієнт фільтрації для 10°С буде дорівнювати  $K_{10} = K_{10} \cdot \tau = 16,3 \cdot 1,43 = 23,3$  м/добу.

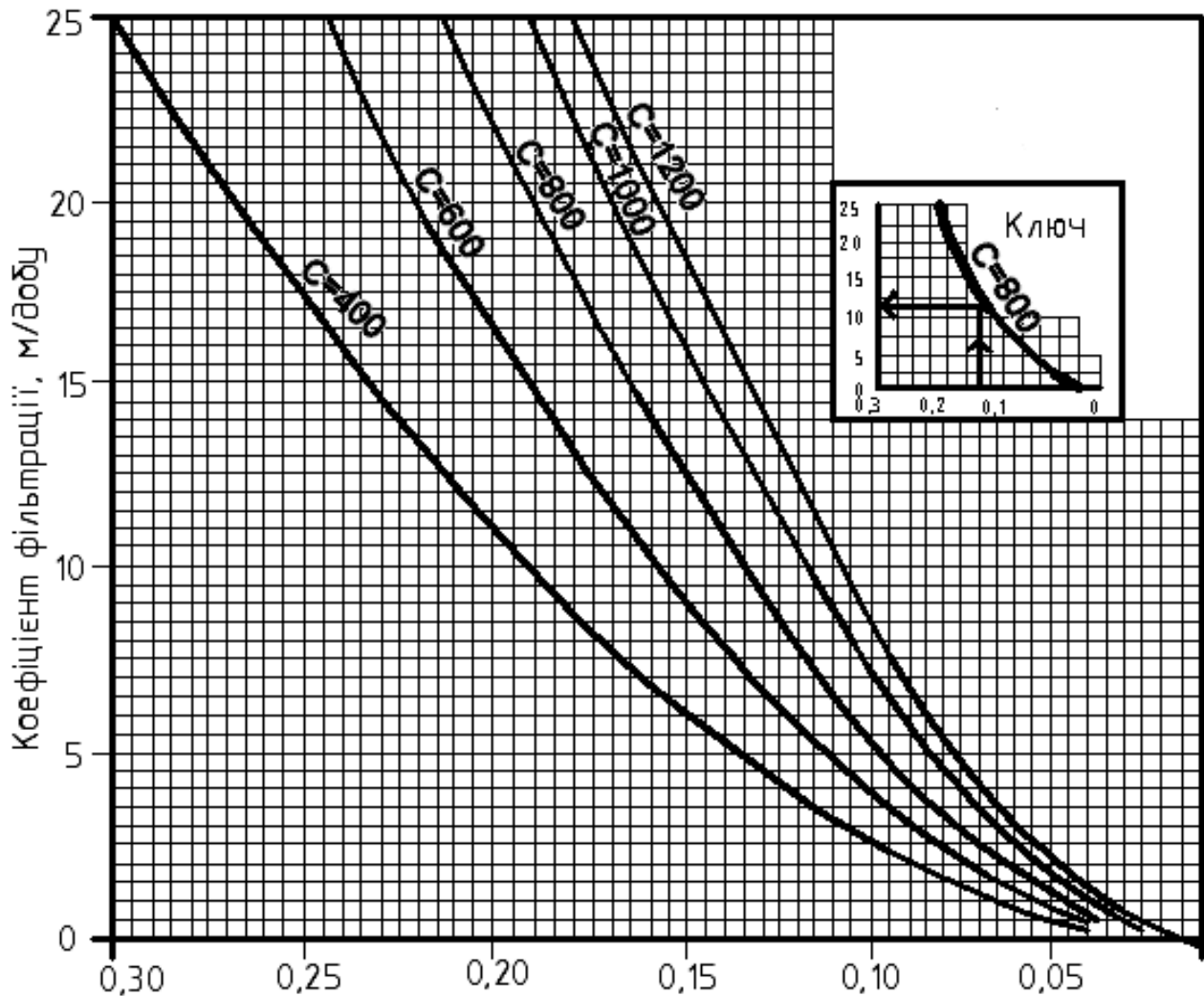


Рис. 3.2 Номограма Біндемана для визначення коефіцієнта фільтрації за формулою Хазена.

**Розрахунок коефіцієнта фільтрації за формулою Сліхтера.**

Формула Сліхтера для визначення коефіцієнта фільтрації при температурі  $t = 0^{\circ}\text{C}$  має вигляд:

$$K = 496 \cdot M \cdot d_{10}^2, \quad (3.17)$$

де  $K$  – коефіцієнт фільтрації, м/добу;

$M$  – величина, яка залежить від пористості;

$d_{10}$  – діючий діаметр частинок, мм.

Значення  $M$  встановлюють за таблицею 3.7.

**Порядок визначення коефіцієнта фільтрації за номограмою до формули Сліхтера:**

1. Перевірити можливість застосування формули Сліхтера для піску даного складу.
2. На правій вертикальній шкалі номограми (рис. 3.3) знайти точку, відповідно значенню  $d_{10}$ .

Залежність коефіцієнту М від пористості

Пористість, n, %	М	Пористість, n, %	М
26	0,1187	37	0,3808
27	0,1350	38	0,4154
28	0,1517	39	0,4524
29	0,1684	40	0,4922
30	0,1905	41	0,5339
31	0,2122	42	0,5789
32	0,2356	43	0,6267
33	0,2601	44	0,6776
34	0,2878	45	0,7295
35	0,3163	46	0,7838
36	0,3473	47	0,8456

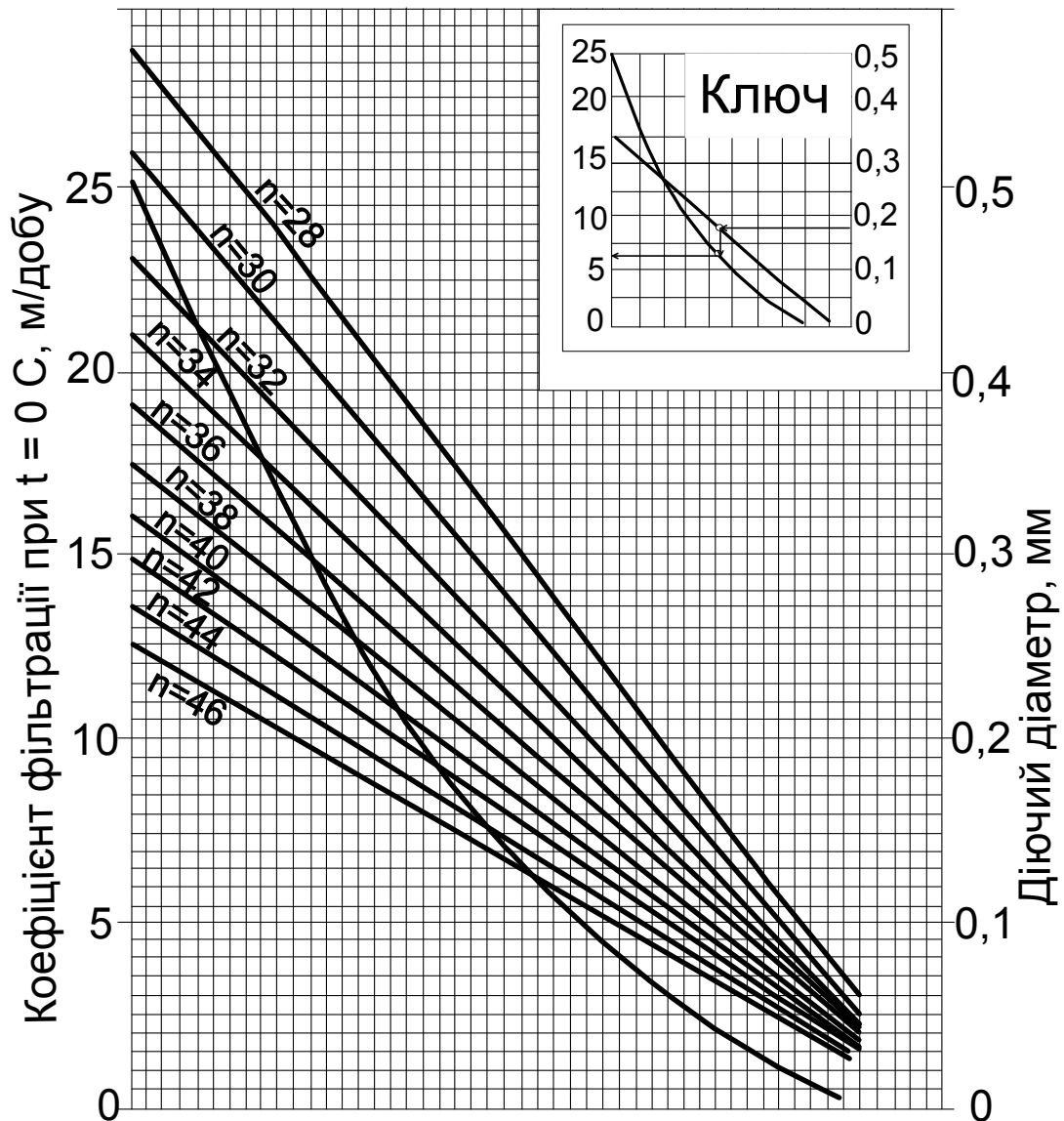


Рис. 3.3 Номограма Біндемана для визначення коефіцієнта фільтрації за формулою Сліхтера.

3. З цієї точки провести горизонтальну лінію до перетину з прямою, яка відповідає пористості ґрунту.

4. З точки перетину опустити перпендикуляр до перетину з пунктирною кривою.

5. Знайдену на пунктирній кривій точку спроектувати на ліву вертикальну шкалу і визначити на ній значення коефіцієнта фільтрації  $K$  при температурі  $0^\circ\text{C}$ .

6. Для приведення знайденого по номограмі значення коефіцієнта фільтрації  $K$  (при  $t=0^\circ\text{C}$ ), до температури в досліді, необхідно ввести температурну поправку Пуазейля:

$$\tau = 1 + 0,0337 \cdot t + 0,000221 \cdot t^2 \quad (3.18)$$

де  $t$  – температура води  $^\circ\text{C}$ , яка фільтрується,.

***Приклад використання формули Сліхтера.***

Діючий діаметр  $d_{10}=0,17$  мм, пористість піску  $n=38\%$ . Визначити  $K$  при  $t=10^\circ\text{C}$ .

Проводимо горизонтальну лінію від точки, яка відповідає  $d_{10}=0,17$  мм, до перетину з прямою  $n=38\%$ , з знайденої точки опускаємо перпендикуляр до перетину з кривою. Точку перетину перпендикуляра з кривою зносимо на ліву вертикальну шкалу і знаходимо значення коефіцієнта фільтрації при  $t=0^\circ\text{C}$ , яке дорівнює  $5,9$  м/добу. Температурна поправка для  $10^\circ\text{C}$  (за формулою 3.18) складає  $1,359$ . Таким чином коефіцієнт фільтрації  $K_{10} = K_0 \cdot \tau = 5,9 \cdot 1,359 = 8,01$  м/добу.



**Лабораторна робота № 4.**  
**Визначення коефіцієнту фільтрації піщаного ґрунту**  
**за допомогою трубки Каменського**

Трубка Каменського призначена для визначення наближених значень коефіцієнту фільтрації піщаних порід порушеної структури. Трубка Каменського (рис. 3.4) складається зі скляної трубки довжиною 24–25 см діаметром 2–4 см, батарейного стакану, штативу для затиску скляної трубки. На трубці зверху вниз нанесені позначки через 1 см від 0 до 20, а нижній її кінець обв'язується марлею або тонкою сіткою.

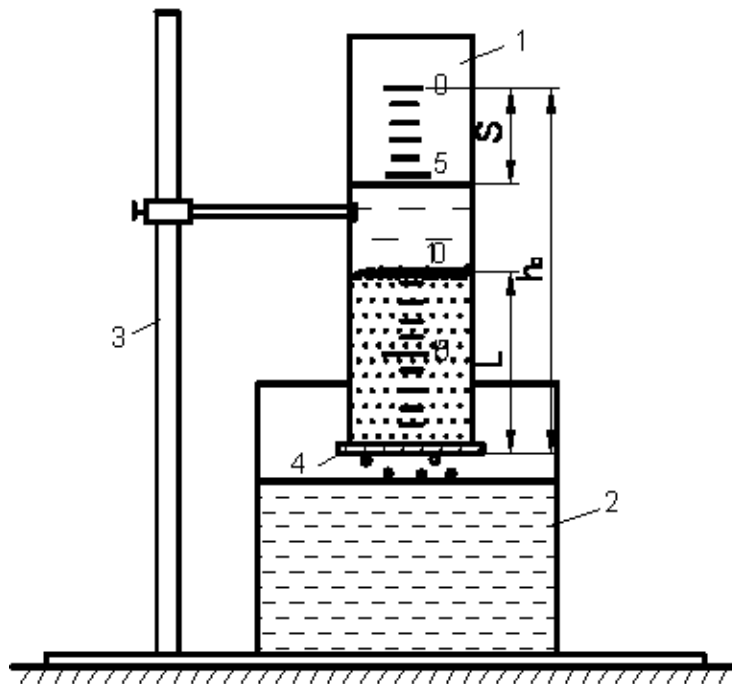


Рис. 3.4 Зовнішній вигляд трубки Каменського:

- 1 – скляна трубка;
- 2 – батарейний стакан;
- 3 – штатив;
- 4 – сітка.

**Завдання роботи:**

1. Визначити коефіцієнт фільтрації піщаного ґрунту при температурі  $t^{\circ}\text{C}$  привести його до  $10^{\circ}\text{C}$ .

**Устаткування:** трубка Каменського, батарейний стакан, штатив, секундомір (або часи), термометр, трамбівка, проба піщаного ґрунту і води, проба гравію.

**Хід виконання лабораторної роботи**

1. Встановлюють трубку в батарейний стакан і завантажують ґрунтом який на висоту 10 см. Наповнення її піском виконують прошарками по 2-3 см і супроводжують легкою трамбівкою та запитуванням водою, для чого в батарейний стакан доливають воду в такій кількості, щоб рівень її не перевищував висоти шару піску.

2. На поверхню піску в трубці насипають буферний шар гравію товщиною в 1-2 см для запобігання розмиву піску.

3. В батарейний стакан додають воду в такій кількості, щоб її рівень був вище рівня піску в трубці на 1-2,5 см, і чекають моменту появи в ній шару води в 3-5 мм.

4. В трубку зверху наливають воду до рівня на 1-2 см вище позначки 0.

5. Виймають трубку із батарейного стакану і закріплюють її на штативі.

6. Відмічають секундоміром (годинником) час зниження рівня води в трубці від поділки 0 до поділки 3, 5, 8 см.

7. В кінці досліду вимірюють температуру води.

8. Коефіцієнт фільтрації визначається за формулою:

$$K = 864 \cdot L / T \cdot \varphi(S/h), \quad (3.18)$$

де  $K$  – коефіцієнт фільтрації, м/добу;

$L$  – довжина шляху фільтрації (товщина шару піску без буферного шару гравію), см;

$T$  – час зниження (с) рівня води в трубці від позначки 0 до позначок 3, 5, 8 см;

$S$  – величина зниження рівня води в трубці, в см за час  $T$ ;

$h$  – початковий напір, см;

864 – перевідний коефіцієнт (з см/с в м/добу);

$$\varphi(S/h) = -\ln(1-S/h), \quad (3.19)$$

Для зручності розрахунків  $\varphi(S/h)$  користуються табл. 3.8.

Всі дані, отримані в процесі визначення коефіцієнта фільтрації, записують в табл. 3.9 і по них встановлюється середнє значення коефіцієнта фільтрації.

Для зручності порівняння значень коефіцієнтів фільтрації, отриманих розрахунковим та дослідним шляхом, необхідно привести  $K$  до температури 10°C. Для цього користуються температурною поправкою

$$\tau = 0,7 + 0,03 \cdot t^\circ, \quad (3.20)$$

де  $t$  – температура води С°, яка фільтрується.



## **Лабораторна робота №5.** **Визначення коефіцієнту фільтрації за допомогою приладу Дарсі**

Водопроникність порід визначається польовими методами – дослідними відкачками води з свердловин, наливками води в свердловини та шурфи. З польових методів найбільш часто використовуються дослідні відкачки з свердловин (шурфів, шахт та інших гірських виробіток). Вибір методів опробування порід на фільтрацію залежить від складу порід та ступеню їх обводнення. Обводненні уламкові, скельні та напівскельні породи необхідно досліджувати відкачками. Ці ж породи на ділянках напірних гідротехнічних споруд рекомендується опробувати і відкачками, і нагнітанням: зв'язані або тонкоуламкові слабо проникні породи – наливом води в свердловини, шурфи, відкачками методом «важкої рідини»; безводні зв'язані і уламкові породи – наливками, нагнітанням [8-11].

З польових методів визначення коефіцієнтів водопроникності порід найбільш надійними є методи дослідних відкачок. Польові роботи проводять наступним чином. На ділянках, де планується вивчати водопроникність порід, закладають одну чи декілька свердловин на водовмісний шар і відкачують воду. В результаті рівень підземних вод знижується і навколо свердловини утворюється воронка депресії. Дебіт свердловини залежить від величини коефіцієнта фільтрації, зниження рівня підземних вод та відстані, на яку поширюється депресійна воронка (радіус впливу). Встановивши під час відкачок дебіт свердловини, рівень та радіус впливу, можна розрахувати коефіцієнт фільтрації.

Відкачки бувають одиночні і кущові. Одиночні відкачки проводять з однієї свердловини без спостережень за депресійною воронкою. Радіус впливу при цьому береться з розрахункових таблиць на підставі даних механічного аналізу пройдених водовмісних порід.

При кущових відкачках бурять групу, куц свердловин, з яких одна (центральна) є дослідною, з неї беруть відкачку, а останні служать для спостереження за рівнем ґрунтових вод. Спостережні свердловини розміщуються по одному чи декількох (2-4) напрямках, від центральної свердловини. На кожному напрямку закладається не менш двох свердловин, які розташовані від дослідної на відстані 15-50 м в середньозернистих пісках і 25-100 м – в крупнозернистих. Спостережні свердловини необхідні для більш точного розрахунку коефіцієнта фільтрації, оскільки величини рівня води в дослідній свердловині часто бувають неточними.

Величина коефіцієнта фільтрації, що отримана за даними дослідних відкачок, є середньою і характеризує водопроникну породу в цілому в межах площі, де пробурені кущові свердловини.

Дослідні наливки в шурфи застосовуються для встановлення водопроникності порід зони аерації. Визначення водопроникності порід зони аерації необхідно для розрахунків поливних норм, а також для деяких видів інженерно-геологічних досліджень. В практиці найбільш широке використання для визначення  $K$  при фільтрації, яка встановилась, отримали методи А.К. Болдирева, М.С. Нестерова та М.К. Гирицького [7-9].

В середині ХІХ ст. французький гідравлік Анрі Дарсі провів дослід з фі-

льтрації води в циліндрі, наповненому піском (рис. 3.5). В циліндр подавалася вода, яка підтримувалась на одному рівні. Профільтрована крізь пісок вода виходила через кран (1) в посудину (2). В верхній і нижній кінці циліндру були вставлені зігнуті трубки (3 і 4), названі п'єзометрами. Вода в цих трубках встановлювалась на різних рівнях, в верхній – вище, в нижній – нижче. Це пояснюється тим, що в процесі фільтрації крізь ґрунт вода переборює опір і на це витрачається частина напору [1-3].

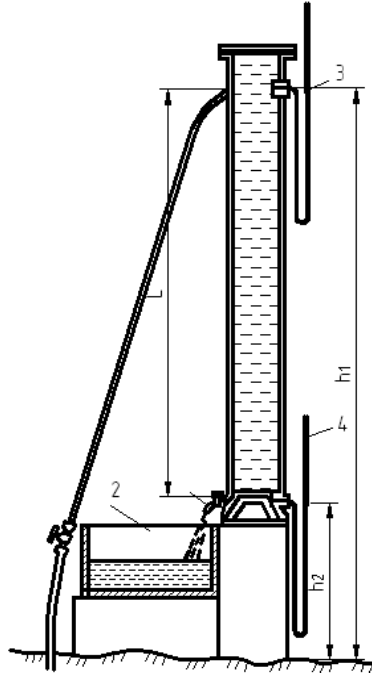


Рис. 3.5 Зовнішній вигляд приладу Дарсі:

- 1 – кран для випуску води з трубки;
- 2 – посудина для витоку води;
- 3,4 – п'єзометри;
- $h_1, h_2$  – рівень води в п'єзометричних трубках;
- $L$  – висота шару піску.

В результаті проведених дослідів А. Дарсі встановив, що кількість води, профільтрованої крізь пісок за одиницю часу, прямо пропорційна різниці рівнів води в п'єзометричних трубках  $h_1-h_2$ , віднесених до висоти шару піску ( $L$ ), площі перерізу циліндра ( $F$ ) і коефіцієнту  $K$ , останній залежить від властивостей піску, температури води і її в'язкості:

$$Q=K \cdot ((h_1-h_2) \cdot F) / L. \quad (3.21)$$

Рівняння 3.21 отримало назву закону А. Дарсі. Відношення  $(h_1-h_2)/L$  позначають літерою  $I$  і називають напірним градієнтом або гідравлічним нахилом, який показує величину падіння напору на одиницю довжини шляху фільтрації.

Коефіцієнт  $K$  носить назву коефіцієнту фільтрації або коефіцієнту водопроникності ґрунту.



**Лабораторна робота №6.**  
**Визначення коефіцієнту фільтрації в природних умовах**

**Метод А.К. Болдирєва.**

В досліджуваному ґрунті проходять вертикальну виробку квадратного або круглого перерізу до глибини, на якій передбачається провести дослід. На дні виробки задається заглиблений дослідний шурф круглого перерізу глибиною 15-20 см і діаметром 50 см з рівним чистим дном. В цьому дослідному шурфі з дном, прикритим шаром гравію товщиною близько 2 см, підтримується постійний шар води висотою 10 см (рис. 3.6). З моменту заповнення шурфу водою ведеться вимір кількості вилитої в шурф води за проміжок часу  $T$  або записується час, за який вилита чергова порція води. За даними дослідів розраховується середня фільтраційна витрата за кожний проміжок часу і будується графік залежності фільтраційної витрати від часу, з моменту заповнення шурфу водою.

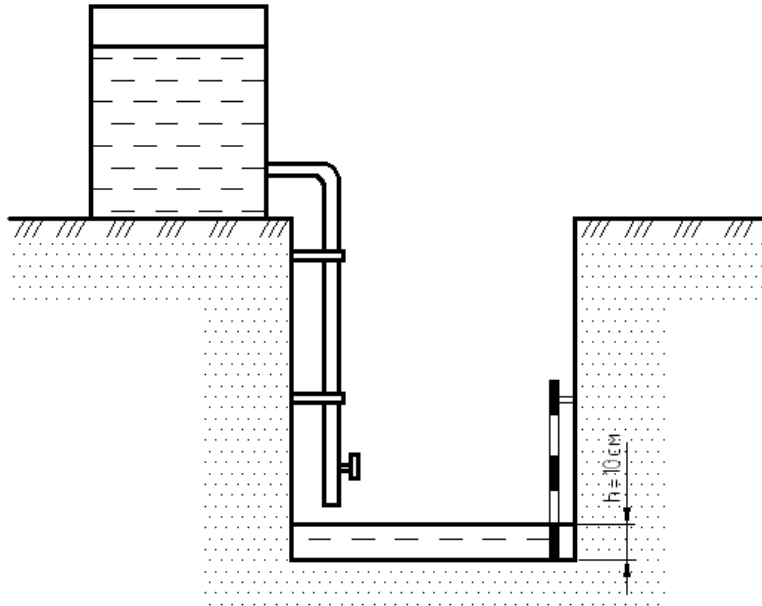


Рис. 3.6 Схема дослідів по наливанню води в шурф (спосіб Болдирєва).

Виміри проводяться через кожні 30 хв. Витрати води повинні відрізнятися від середньої витрати за останні 2 години не більше ніж на 10%. Орієнтовна тривалість дослідів в скельних породах, галечниках і пісках – 10-12 год., в супісках і суглинках – 24-48 годин.

Вважаючи, що рух води ламінарний та гідравлічний нахил дорівнює одиниці, коефіцієнт фільтрації (см/хв.) розраховується за формулою:

$$K=Q/F, \quad (3.23)$$

де  $Q$  – встановлена стабільна витрата води, см<sup>3</sup>/хв.;

$F$  – площа фільтрації, яка дорівнює змоченій поверхні шурфу, см<sup>2</sup>.

При дослідів в піску та галечнику, коли шурф має закріплені стінки, а зазор між стінками шурфу та кріплення забитий глиною, за площу фільтрації приймається площа кола  $F=\pi \cdot r^2$ .

**Метод М.С. Несторова.**

В днище дослідного шурфу діаметром 0,5 м на глибину 5-8 см концентрично вдавлюються, не порушуючи щільності ґрунту, два сталевих циліндри високою 20 см. Діаметр внутрішнього циліндру 25 см, зовнішнього – 50 см. Загальний вигляд дослідження наведений на рис. 3.7.

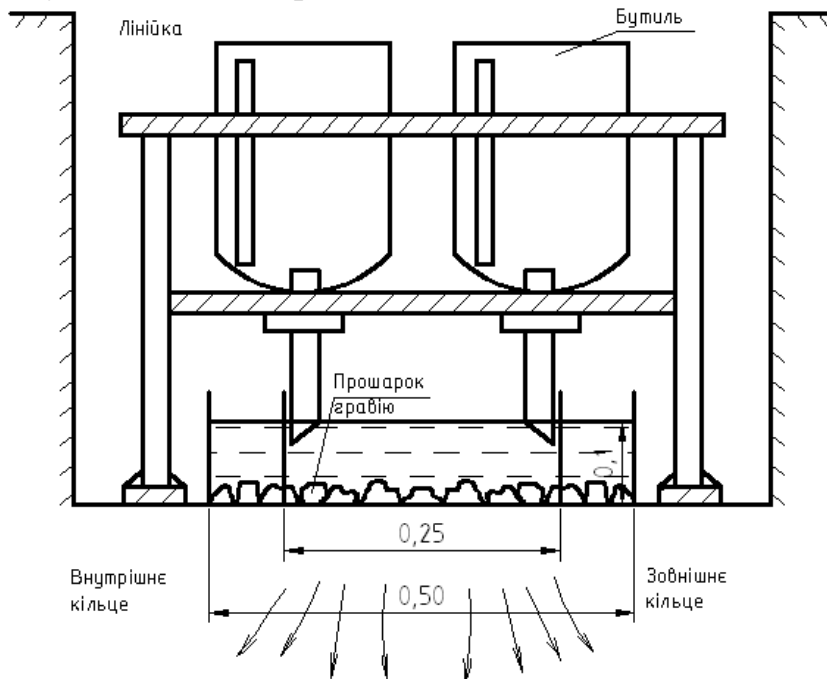


Рис. 3.7 Схема установки з визначення коефіцієнта фільтрації за методом М.С. Несторова.

У внутрішній циліндр і кільцевий зазор між стінками внутрішнього і зовнішнього циліндрів наливається вода шаром 10 см і підтримується на протязі всього дослідження на одному рівні. Постійний рівень можна підтримувати шляхом встановлення двох посудин Маріотта ємністю 3-5 л. Дослід продовжується до стабілізації витрати води.

Коефіцієнт фільтрації (см/хв.) розраховується за формулою:

$$K=Q/F_0, \quad (3.24)$$

де  $F_0$  – площа днища шурфу, обмежена внутрішнім циліндром,  $\text{см}^2$ .

За формулою 3.24 визначається трохи завищене значення коефіцієнта фільтрації, оскільки в даному випадку не враховується вплив капілярного тиску.

Більш точне значення коефіцієнта фільтрації (см/хв.) встановлюється за формулою:

$$K=Q/F_0 \cdot L/(z+1+H_a), \quad (3.25)$$

де  $Q$  і  $F_0$  – наведені вище;

$L$  – глибина просмокування води, рахуючи від дна шурфу, см;

$z$  – висота шару води в шурфі (10 см);

$H_a$  – капілярний тиск в ґрунті (м), який дорівнює 50% від максимальної висоти капілярного підняття, м (табл. 3.11).



Значення капілярного тиску в ґрунті

Назва ґрунту	Капілярний тиск, $H_a$ , м
Суглинок важкий	1,00
Суглинок легкий	0,80
Супісок важкий	0,60
Супісок легкий	0,40
Пісок дрібнозернистий	0,30
Пісок чистий	0,20
Пісок середньозернистий	0,10
Пісок крупнозернистий	0,05

**Розрахунок коефіцієнту фільтрації ґрунтів за методом А.К. Болдирєва.**

**Завдання роботи:** розрахувати коефіцієнт фільтрації лесовидних суглинків, користуючись даними спостережень за інфільтрацією води з шурфу (табл. 3.12).

**Вихідні дані.** Під час досліду в шурфі діаметром 50 см підтримувався шар води висотою  $Z=10$  см. Стінки шурфу не закріплені. При відборі зразків ґрунту з природною вологістю нижче днища шурфу визначено, що вологість ґрунту  $m=12,3\%$ , щільність  $\delta=1,48$  г/см<sup>3</sup>, шпаристість  $n=44,8\%$ .

**Порядок виконання завдання.** Витрата води за кожний проміжок часу наведена в стовпці 4 табл. 3.12. В стовпці 5 надається тривалість досліду від його початку до середини наступного інтервалу спостережень. Користуючись даними стовпців 4 і 5, необхідно скласти графік залежності  $Q$  від  $t_{cp}$ , по якому знайти сталу витрату. Приклад графіку наведений на рис. 3.8.

Таблиця 3.12

Витрати води за певний проміжок часу

№ спостережень	Кількість води, яка про-фільтрувалась, $W$ , см <sup>3</sup>	Час фільтрації $t$ , хв.	Витрата $Q$ , см <sup>3</sup> /хв	Час спостережень від початку досліду $t_{cp}$ , хв
1	2	3	4	5
1	22000	30	733	15
2	31000	60	517	60
3	25000	60	417	120
4	21000	60	350	180
5	20000	60	333	240
6	38000	120	317	330
7	37000	120	308	450

В завданні стала витрата води дорівнює 310 см<sup>3</sup>/хв.

Площа фільтрації  $F$  складає:

$$F = \pi \cdot r \cdot (r + 2z) = 3,14 \cdot 25(25 + 2 \cdot 10) = 3532 \text{ см}^2$$

Коефіцієнт фільтрації встановлюється за формулою 3.25

$$K = Q/F_0 = 310/3532 = 0,088 \text{ см/хв.} = 1,27 \text{ м/добу}$$

Вихідні дані для розрахунків коефіцієнту фільтрації за методом А.К. Болдирєва наведені у таблиці 3.13.

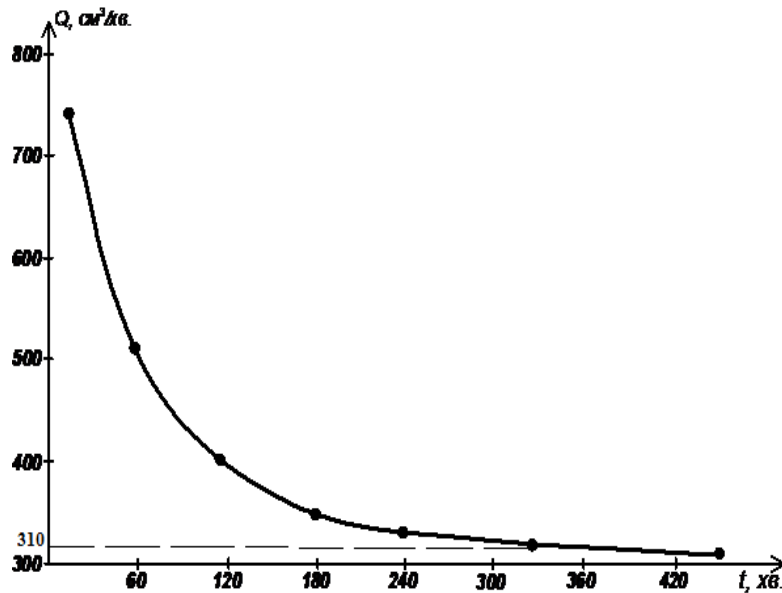


Рис. 3.8 Графік залежності витрати води від часу

Таблиця 3.13

Витрата води за проміжок часу (вихідні дані)

№ варіантів	Витрата води $Q$ , см <sup>3</sup> за час $T_{cp}$ .						
	15 хв.	60 хв.	120 хв.	180 хв.	240 хв.	330 хв.	450 хв.
1	1760	1509	1420	1350	1330	1310	1305
2	780	540	430	370	330	320	315
3	1793	1580	1469	1385	1350	1325	1315
4	740	495	405	320	285	270	265
5	920	740	635	565	538	520	515
6	985	767	658	583	557	540	535
7	1017	835	715	633	617	600	592
8	636	415	320	242	207	180	168
9	973	768	657	581	556	530	517
10	1315	1108	997	912	886	868	860
11	1080	886	771	696	670	658	650
12	808	601	396	332	312	298	290
13	1517	1300	1196	1121	1090	1065	1058
14	1730	1508	1396	1323	1300	1287	1280
15	576	365	258	176	158	143	135
16	986	778	669	587	559	550	545
17	1276	1068	973	899	873	861	853
18	896	683	569	494	475	461	449
19	1446	1259	1147	1076	1051	1037	1029
20	937	741	639	556	529	514	507
21	678	465	359	387	351	340	331
22	805	602	495	428	400	583	570
23	487	279	189	127	106	97	88
24	1376	1159	1080	1004	989	963	951
25	954	749	651	587	554	541	537

## Лабораторна робота №7. Визначення пластичності та консистенції ґрунту

При проектуванні і будівництві доволі часто зустрічаються ґрунти, які складаються з суміші піщаних, пілуватих та глинистих часток. Найбільший вплив на властивості ґрунтів мають глинисті частки. Враховуючи це, ґрунти класифікують в залежності від кількості таких часток. Глини, суглинки та супіски називають пілуватоглинистими ґрунтами і при наявності в них переважаючої по масі кількості пілуватих часток до їх найменування додають слово «пілуваті». Визначення вмісту пілуватих і глинистих часток пов'язано з доволі складним аналізом, а тому пілуватоглинисті ґрунти класифікують за числом пластичності, яке вказує до якого ступеню ґрунт здатний проявляти цю властивість [4 - 6].

Пластичністю називається здатність ґрунту деформуватися без порушення суцільності під зовнішньою дією та зберігати свою форму після її зняття.

Пластичність характеризується числом пластичності  $W_p$ , визначення якого зводиться до визначення границь текучості та розкочування.

Пластичність встановлюється наявністю між частками пілуватоглинистого ґрунту плівки води, при цьому чим товще плівка води, тим менша міцність ґрунту, і навпаки. Зміни товщини плівки води навкруги часток ґрунту призводять до зміни його стану від рідкого до твердого. При малій товщині плівок води пілуватоглинисті ґрунти володіють зчепленням, яке в значній мірі обумовлено наявністю зв'язаної води. Такі ґрунти мають властиву цій воді повзучість. Зволоження пілуватоглинистих часток ґрунту призводить до збільшення товщини плівок води між частками та супроводжується збільшенням об'єму ґрунту, тобто ґрунт набрякає. Навпаки, при висиханні пілуватоглинисті ґрунти зменшуються в об'ємі завдяки зменшенню товщини плівок води (ґрунт отримує усадку).

Зв'язаність (міцність) ґрунту, яка залежить від товщини шару пухкозв'язаної води, може іноді знижуватися при порушенні існуючого розташування молекул води і часток ґрунту. Подібний процес відбувається при динамічних навантаженнях або зминанні ґрунтів.

Для визначення консистенції ґрунту знаходять характерні параметри вологості, які відповідають межі розкочування (пластичності)  $W_p$  та межі текучості  $W_L$ ,

$W_p$  – вологість ґрунту, при якій він втрачає здатність розкочуватися в шнур діаметром 2-3 мм.

$W_L$  – вологість ґрунту, при якій стандартний конус занурюється в зразок на глибину 10 мм. Різниця між цими вологостями називається числом пластичності:

$$I_p = W_L - W_p \quad (3.26)$$

### ***Визначення пластичності і консистенції зразку ґрунту.***

**Обладнання:** сито з отворами 0,5 мм; конус вагою 76 г зі стаканчиком і підставкою; алюмінієві бюкси; ексікатор; лист цупкого паперу; технічні терези з різновагами; резиновий товкач.

Границя текучості  $W_n$  визначається вологістю ґрунту в момент переходу його з пластичного стану в текучий.

**Порядок виконання завдання.** Пробу повітряно-сухого ґрунту подрібнюють гумовим товкачем. Пропускають крізь сито з отворами 0,5 мм і розводять дистильованою водою до отримання густої пасти. Якщо проба представлена вологим ґрунтом, то її розминають, інколи з додаванням води, і протирають крізь сито з отворами 0,5 мм. Отриману пасту витримують не менше 2 годин в ексикаторі, а потім поміщають в стаканчик приладу.

На поверхню ґрунту в стаканчик спокійно опускають конус. Якщо на протязі 5 с конус зануриться на глибину 1,0 см (до риски), то вологість ґрунту відповідає границі текучості. Якщо конус за той же час зануриться на глибину менше 1,0 см або більше 1,0 см, тоді в ґрунт добавляють відповідно воду або сухий ґрунт і після ретельного перемішування повторюють дослід.

Для визначення вологості із стаканчика відбирають пробу ґрунту і розміщують в бюксу, вага якої відома. Рекомендується бюксу заповнювати ґрунтом, щоб він займав 60-90% її об'єму. Бюксу з ґрунтом зважують на технічних терезах з точністю до 0,01г і поміщають в сушильну шафу, де ґрунт висушують на протязі 3-5 годин при температурі 100-105°C. Бюксу з сухим ґрунтом з сушильної шафи переносять в ексикатор для охолодження. Після охолодження бюксу зважують і знову поміщають в сушильну шафу. Через 1-2 години проводять контрольне зважування. Якщо різниця між двома зважуваннями не перевищує 0,02 г, висушування закінчують. Вологість визначають за формулою:

$$W_L = ((g_2 - g_3) / (g_3 - g_1)) \cdot 100\%, \quad (3.27)$$

де  $g_1$  – вага бюкси, г;

$g_2$  – вага бюкси з вологим ґрунтом, г;

$g_3$  – вага бюкси з висушеним ґрунтом, г.

Результати дослідів заносять в таблицю 3.14.

Таблиця 3.14

Форма запису даних для визначення вологості ґрунту

№ зразку	№ бюкси	Вага бюкси			Вологість ґрунту $W_B$ %	Середнє значення вологості ґрунту $W_B$ %
		без ґрунту, $g_1$ , Г	з вологим ґрунтом, $g_2$ , Г	з висушеним ґрунтом $g_3$ , Г		
1	1	14,25	105,25	92,35	16,5	16,7
	2	14,05	106,16	92,91	16,8	

Вологість виражають в цілих відсотках. Проводять два паралельних визначення границі текучості та приймають середнє арифметичне значення вологості. Розбіжність в паралельних дослідів не повинна перевищувати 2%.

**Визначення границі розкочування.** Границя розкочування  $W_p$  – це вологість ґрунту в момент переходу його із пластичного стану в твердий. В ґрунтову пасту, яка залишилась після визначення границі текучості, добавляють небагато сухого ґрунту і перемішують її. Частина підготовленого таким чином ґрунту долонею розкочують на листі цупкого паперу в шнур діаметром близько 3 мм. Розкочування ведуть так, щоб шнур не виступав із-під долоні. Якщо ґрунт при діаме-

трі шнура 3 мм розпадається на окремі кусочки, то його вологість відповідає границі розкочування. Якщо в шнурі діаметром 3 мм ґрунт зберігає пластичність, то його переминають, а потім знову розкочують.

Вологість визначають за методикою, описаною вище і виражають в цілих відсотках. Проводять два паралельних визначення границі розкочування і приймають середнє арифметичне значення вологості. Розбіжність в паралельних визначеннях не повинна перевищувати 2%.

**Визначення числа пластичності і показника консистенції.** Число пластичності  $I_p$  визначається за формулою 3.26. Назва глинистого ґрунту згідно класифікації по числу пластичності встановлюється за табл. 3.15. Наприклад, якщо  $W_L = 38\%$ , а  $W_p = 24\%$ , то  $I_p = 38 - 24 = 14$ , таким чином ґрунт є суглинком, тому що  $7 \leq I_p = 14 \leq 17$ .

Таблиця 3.15

## Класифікація ґрунтів за числом пластичності

Назва ґрунту	Число пластичності
Супісок	$1 \leq W_n \leq 7$
Суглинок	$7 \leq W_n \leq 17$
Глина	$W_n \geq 17$

По заданій природній вологості ґрунту (індивідуальне завдання) визначається показник консистенції глинистого ґрунту:

$$B = (W - W_p) / I_p, \quad (3.28)$$

де  $W$  – природна вологість ґрунту в %;

$W_p$  – вологість ґрунту на границі розкочування в %;

$I_p$  – число пластичності.

Назва глинистого ґрунту за консистенцією надається, згідно класифікаційної табл. 3.16. Наприклад, для суглинку, у якого  $I_p = 14$ ,  $W = 16,7\%$ ,  $B = -0,52 \leq 0$ . За таблицею 3.16 таке значення  $B$  відповідає твердим суглинкам.

Таблиця 3.16

## Класифікація глинистих (непросадочних) ґрунтів за консистенцією

Назва	Показник консистенції
Супіски	
Тверді	$B \leq 0$
Пластичні	$0 \leq B \leq 1$
Текучі	$B \geq 1$
Суглинки і глини	
Тверді	$B \leq 0$
Напівтверді	$0 \leq B \leq 0,25$
Тугопластичні	$0,25 \leq B \leq 0,5$
М'якопластичні	$0,5 \leq B \leq 0,75$
Текучопластинчаті	$0,75 \leq B \leq 1,0$
Текучі	$B \geq 1$

### Запитання для самоконтролю:

1. Що розуміється під гранулометричним складом ґрунту?
2. Яке практичне значення мають дані про гранулометричний склад ґрунту?
3. В чому полягає ситовий метод визначення гранулометричного складу піщаного ґрунту?
4. Який порядок випробувань піщаного ґрунту ситовим методом?
5. Як проводиться контроль результатів гранулометричного аналізу?
6. Що таке сумарний вміст фракцій і як він визначається?
7. Як визначається назва піщаного ґрунту?
8. Як будується сумарна крива гранулометричного складу?
9. Що таке діючий діаметр  $d_{10}$ , діаметр  $d_{60}$ , коефіцієнт неоднорідності  $K_n$  ?
10. На підставі чого можна стверджувати про ступінь неоднорідності ґрунту?
11. Що таке шпаруватість і коефіцієнт шпаруватості ґрунту?
12. Навести розрахункові формули для визначення пористості і коефіцієнту пористості, пояснити величини, які в них входять.
13. Який порядок випробувань при визначенні щільності твердої фази піщаного ґрунту?
14. Навести розрахункову формулу для визначення щільності твердої фази піщаного ґрунту, пояснити величини, які в неї входять.
15. Що таке гігроскопічна вологість ґрунту?
16. Що таке молекулярна вологість ґрунту?
17. Що таке щільність ґрунту?
18. Яка послідовність випробувань при визначенні щільності піщаного ґрунту в пухкому стані?
19. Яка послідовність дій при визначенні щільності піщаного ґрунту в щільному стані?
20. Що таке водопроникність ґрунтів?
21. Надати визначення коефіцієнта фільтрації. Його практичне значення.
22. Методи визначення коефіцієнта фільтрації.
23. Навести емпіричну формулу Хазена і пояснити величини, які входять до неї.
24. Межі застосування формули Хазена.
25. Як визначити коефіцієнт фільтрації за номограмою до формули Хазена?
26. Навести формулу Сліхтера та пояснити величини, які в неї входять.
27. Межі застосування формули Сліхтера.
28. Як визначити коефіцієнт фільтрації за номограмою до формули Сліхтера?
29. Як визначається температурна поправка до формули Сліхтера і для чого вона служить?
30. Порівняти коефіцієнт фільтрації, визначений за формулою Хазена і Сліхтера для однакових вихідних даних.
31. Що називається пластичністю ґрунту?
32. Дати визначення границі текучості.
33. Дати визначення границі розкочування.
34. Що можливо визначити за числом пластичності?
35. За якою формулою встановлюється показник консистенції?

### Перелік використаної літератури

1. Богомоллов Г.В. Гидрогеология с основами инженерной геологии: Учебник. / Г. В. Богомоллов. – М.: Высшая школа, 1962. – 288 с.
2. Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии: Учебник / В. А. Всеволожский. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 351 с.
3. Гидрогеология / Под. ред. В.М. Шестакова, М.С. Орлова. – М.: Изд-во МГУ, 1984. – 317 с.
4. Гордеев П.В. Гидрогеология: Учеб. для геол.-развед. техникумов / П.В. Гордеев, В.А. Шемелина, О.К. Шулякова. – М.: Высш. шк., 1990. – 448 с.
5. Кац Д.М. Основы геологии и гидрогеологии / Д. М. Кац. – М.: Колос, 1981. – 351 с.
6. Кац Д.М. Мелиоративная гидрогеология / Д.М. Кац, В.М. Шестаков. – М.: Изд-во МГУ, 1981. – 296 с.
7. Кац Д.М. Мелиоративная гидрогеология / Д.М. Кац, И.С. Пашковский. – М.: Агропромиздат, 1988. – 256 с.
8. Кирюхин В.А. Общая гидрогеология: Учебник для вузов / В.А. Кирюхин, А.И. Коротков, А.Н. Павлов. – Л.: Недра, 1988. – 359 с.
9. Климентов П.П. Методика гидрогеологических исследований: Учеб. для студ. горно – геолог. спец. вузов / П.П. Климентов, В.М. Кононов. – М.: Высш. шк., 1989. – 448 с.
10. Кратенко Л.Я. Загальна геологія: Навч. посібник / Л.Я. Кратенко. – Дніпропетровськ: Національний гірничий університет, 2003. – 196 с.
11. Пікареня Д.С. Методичні вказівки до виконання практичної роботи №6 «Визначення потужності геологічних тіл» гірських порід з дисципліни «Геологія з основами геоморфології» для студентів за напрямом підготовки 6.040106 - «Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування». – Дніпродзержинськ: ДДТУ, 2013. – 10 с.
12. Паранько І.С. Загальна геологія: Навч. посібник / І.С. Паранько, А.О. Сіворонов, В.Д. Євтехов. – Кривий Ріг: Мінерал, 2003. – 464 с.
13. Паранько І. Геологія з основами геоморфології: Навчальний посібник / І. Паранько, А. Сіворонов, О. Мамедов. – Кривий Ріг: Мінерал, 2008. – 373 с.
14. Толстой М.П. Геология и гидрогеология: Учебник для вузов. / М.П. Толстой, В.А. Малыгин. – М.: Недра, 1988. – 318 с.
15. Кирюхин В.А. Общая гидрогеология: Учебник / В.А.Кирюхин. – Санкт-Петербург: Изд-во Государственного горного института (технического университета), 2008. – 439 с.

## Каталог мінералів

Клас мінералів	Назва мінералу, хімічна формула	Діагностичні ознаки	Практичне використання
1	2	3	4
Самородний	Золото Au	Колір золотисто-жовтий. Риса жовта, блискуча. Твердість 2,5-3. Щільність 16,6-19,3 г/см <sup>3</sup> . Спайність відсутня. Злам занозистий. Ковке. Кристали октаедричного габітусу, дрібні зерна, листуваті, в розсипах – самородки.	Валютний метал. Використовується в ювелірній та зубопротезній справі, в електронній промисловості, в космічних апаратах і ядерних реакторах.
	Графіт C	Колір сталевосірий, чорний. Риса темно-сіра. Твердість 1. Щільність 2,1-2,3 г/см <sup>3</sup> . Спайність цілком досконала. Блиск напівметалевий. Кристали таблитчасті, також зернисті агрегати та луски.	Використовується в електротехнічній і атомній промисловості, як мастило, як сировина для виготовлення електродів, вогнетривких тиглів, штучних алмазів.
	Сірка S	Колір жовтий, медово-жовтий, світло-коричневий. Риса жовтувата. Твердість 1,5-2. Щільність 2,1 г/см <sup>3</sup> . Спайність середня. Блиск алмазний. Горить з характерним запахом. Кристали утворює рідко, частіше у вигляді землястих або натічних мас.	Використовується в резинотехнічній промисловості, в хімічній для виготовлення сірчаної кислоти, фарб, сірників, в піротехніці, для вироблення засобів боротьби з шкідниками та ін.
Сульфідний	Пірит FeS <sub>2</sub>	Колір солом'яно-жовтий, золотистий. Риса чорна. Твердість 6-6,5. Щільність 4,9-5,2 г/см <sup>3</sup> . Спайність недосконала. Злам нерівний до раковистого. Кристали у формі куба або пентагондодекаедрів.	Сировина для одержання сірчаної кислоти, частково – як залізна руда. Пірит часто вміщує золото.
	Халькопірит CuFeS <sub>2</sub>	Колір латунно-жовтий, золотистий. Риса зеленувато-чорна, оксамитова. Твердість 3-4. Щільність 4,1-4,3 г/см <sup>3</sup> . Спайність недосконала. Блиск металевий. Кристали утворює рідко, частіше суцільні зернисті маси, вкраплення.	Руда на мідь.
	Галеніт PbS	Колір свинцево-сірий. Риса свинцево-сіра. Твердість 2-3. Щільність 7,4-7,6 г/см <sup>3</sup> . Важкий. Спайність досконала по кубу. Кристали в вигляді куба, гексаедрів і октаедрів, зернисті агрегати, друзи.	Руда на свинець.
	Сфалерит ZnS	Колір бурий, жовтий, світло-коричневий, чорний (залежно від домішок). Риса світло-бура. Твердість 3,5-4. Щільність 3,5—4,2 г/см <sup>3</sup> . Спайність досконала в шести напрямках. Блиск алмазний. Крихкий. Кристали тетраедричної форми, зернисті агрегати, друзи.	Руда на цинк.
	Кіновар HgS	Колір яскраво-червоний, темно-червоний. Риса червона. Твердість 2-3. Щільність 8-8,2 г/см <sup>3</sup> . Важкий. Спайність досконала. Блиск алмазний. Кристали ромбоедричної форми.	Руда на ртуть. Використовується для виготовлення червоної фарби.
Оксидний і гідроксидний	Кварц SiO <sub>2</sub>	Прозорий, колір різних, переважно світлих, відтінків. Твердість 7. Щільність 2,65 г/см <sup>3</sup> . Спайність відсутня, злам раковистий, блиск скляний. Прихованокристалічний різновид кварцу – халцедон.	Використовують у точному приладобудуванні, для виготовлення прикрас, скла і хімічного посуду і як полірувальний матеріал.
	Магнетит Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	Колір чорний, темно-сірий, риса чорна, блиск металевий. Твердість 6. Магнітний. Зустрічається у вигляді зернистих агрегатів і щільних суцільних мас, а також окремих кристалів. Спайність відсутня.	Найважливіша руда на залізо.
	Гематит Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Колір – сірий, чорний, у землястих масах та прожилках – вишнево-червоний, риса – бурувато-червона, вишнева. Твердість 5. Зустрічається у вигляді кристалів чорного кольору, лускатих і натічних агрегатів темного кольору, землястих утворень буро-червоного кольору. Блиск змінюється від металевого до матового. Спайність відсутня, злам землястий.	Найважливіша руда на залізо, використовується для виготовлення фарби – залізний сурик, що є антикорозійним покриттям.



## Продовження додатку А

1	2	3	4
	Піролюзит $MnO_2$	Колір чорний, риса чорна оксамитова, блиск металевий, до матового. Твердість від 1 (землисті агрегати) до 6 (суцільні маси). Спайність візуально не спостерігається. Злам землистий. Зустрічається у виді землястих агрегатів, окремих оолітів або їхніх зростків. Бруднить руки. Розчиняється в соляній кислоті з виділенням хлору.	Руда на марганець, використовується для приготування фарби.
	Лімоніт (бурий залізняк) $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$	Колір темно-коричневий до жовтувато-бурого. Риса жовто-бура. Твердість 2 (землисті маси) – 4 (суцільні маси). Щільність 3,3-4,4 г/см <sup>3</sup> . Спайність досконала, в агрегатах непомітна. Блиск напівметалевий до матового. Утворює зернисті, натічніні, пористі, порошокваті, землясті агрегати, ооліти, жеоди, конкреції.	Руда на залізо. Використовується для виготовлення фарб.
Галогідний	Галіт $NaCl$	Колір білий, частіше безбарвний, риса біла, блиск скляний. Твердість 2. Спайність досконала в 3 напрямках – по кубу. Зустрічається у вигляді суцільних зернистих і кристалічних мас. Має солоний смак, розчиняється у воді.	Застосовується як харчовий продукт, консервант.
	Флюорит $CaF_2$	Колір водяно-прозорий, рожевий, зелений, фіолетовий, Риса біла, світло-сіра. Твердість 4. Спайність досконала. Утворює зернисті агрегати, друзи, кристали, рідше – землясті маси	Сировина для отримання плавикової кислоти (HF).
Карбонатний	Кальцит $CaCO_3$	Колір безбарвний, молочно-білий, жовтий, рожевий, блакитний, бурий, чорний. Риса біла. Твердість 3. Щільність 2,7-2,9 г/см <sup>3</sup> . Спайність досконала в 3-х напрямках по ромбоєдру. Блиск скляний. Різновиди: ісландський шпат – прозорий, безбарвний, має подвійне променезаломлення. Реагує із соляною кислотою. Кристали різної форми, зернисті агрегати, натічні форми, друзи, щітки, конкреції, землясті агрегати.	Карбонатні породи широко використовуються для виготовлення цементу, вапна, як флюсова сировина в металургії, ісландський шпат – в оптиці, лазерній техніці, голографії.
Сульфатний	Гіпс $CaSO_4 \cdot nH_2O$	Колір білий, сірий, жовтий, рожевий, блакитний, бурий, інколи чорний. Риса біла. Твердість 2. Щільність 2,3 г/см <sup>3</sup> . Спайність цілком досконала. Злам дрібнозернистий, занозистий у волокнистих різновидів. Блиск скляний, перламутровий, шовковистий. Морфологія: суцільні маси, зернисті, волокнисті, пластинчасті агрегати, кристали, друзи, двійники.	Широко використовується в будівництві, цементній промисловості, в медицині, при виробництві паперу, як добриво.
Фосфатний	Апатит $Ca_5(PO_4)_3 \cdot (F, Cl, OH)$	Колір зелений, блакитний, рожевий, сірий. Риса біла. Твердість 5. Спайність відсутня. Утворює зернисті кристалічні агрегати, призматичні кристали. Має дуже характерний сахаровидний облік.	Сировина для вилучення фосфору для виробництва фосфорної кислоти та мінеральних добрив.
Силікатний	Гранат	Колір червоний, зелений, жовтий, червоний з фіолетовим відтінком, чорний. Твердість 6,5-7. Щільність 3,5—4,3 г/см <sup>3</sup> . Спайність недосконала. Злам нерівний, раковистий. Блиск скляний. Кристали в вигляді ромбододекаєдрів, пентагон-додокаєдрів, тетрагон-додокаєдрів, а також суцільні маси.	Гранати – абразивна сировина. Прозорі гранати (піроп, альмандин) використовують як коштовне каміння в ювелірній справі.
	Рогова обманка	Колір зелений, бурий, чорний. Риса блідо-сіра. Твердість 5,5-6. Щільність 3,1-3,3 г/см <sup>3</sup> . Спайність досконала. Злам занозистий. Блиск скляний. Морфологія: довгопризматичні, інколи стовпчасті кристали.	
	Тальк	Колір безбарвний, жовтуватий, зеленкуватий. Риса біла. Твердість 1. Щільність 2,7-2,8 г/см <sup>3</sup> . Спайність цілком досконала. Блиск перламутровий. Морфологія: листи, луски, суцільні маси. Особливі властивості: жирний на дотик	Тальк використовують у виробництві паперу, в парфумерії, у виробництві фарб, в текстильній і гумовій промисловості, в медицині. Тальк – кислото- і вогнетривкий матеріал.

## Продовження додатку А

1	2	3	4
Силікатний	Мусковіт	Колір безбарвний, жовтуватий, зеленкуватий. Риса біла. Твердість 2-3. Щільність 2,7-3,1 г/см <sup>3</sup> . Спайність цілком досконала. Блиск перламутровий. Морфологія: суцільні листувато-зернисті і лускаті агрегати.	Використовується в електро- і радіотехнічній промисловості як надійний діелектрик, теплоізолятор, а також в авіації, в хімічному, паперовому та гумовому виробництві.
	Біотит	Колір чорний, бурий. Риса біла, світло-сіра. Твердість 2-3. Щільність 3 г/см <sup>3</sup> . Спайність цілком досконала. Блиск перламутровий. Морфологія: пластинчасті та зернисті маси.	Поширений породоутворюючий мінерал. Використовують біотит, як теплоізоляційний матеріал. Лепідоліт – руда на літій.
	Каолініт	Колір білий, сірий, жовтуватий, рожевий, бурий. Риса біла. Твердість 1. Щільність 2,6 г/см <sup>3</sup> . Спайність цілком досконала. Блиск матовий. Жирний на дотик. Липне до язика. Гігроскопічний, Морфологія: землісті, пухкі та щільні тонкозернисті агрегати. Кристали зустрічаються рідко і малих розмірів (до 1 мм).	Використовують каолініт в фарфоровій, фаянсовій, хімічній, текстильній, паперовій, лакофарбовій промисловості. Каолініт – вогнетривкий матеріал, тепло- і електроізолятор.
	Ортоклаз (калієвий польовий шпат)	Колір світло-рожевий, жовтий, бурий, сірий, м'ясо-червоний, зелений. Риса біла. Твердість 6-6,5. Щільність 2,5-2,6 г/см <sup>3</sup> . Спайність досконала. Злам нерівний. Блиск скляний, перламутровий (на гранях). Близький до ортоклазу мінерал – мікроклін. Розрізняються ці мінерали тільки під мікроскопом.	Використовується в скляній, фарфоровій та керамічній промисловості.
	Лабрадор (натрієво-кальцієвий польовий шпат)	Колір темно-сірий і зеленкувато-сірий, на площинах спайності спостерігається характерний синій відлив (іризація). Риса світло-сіра. Твердість 6. Щільність 2-2,7 г/см <sup>3</sup> . Спайність досконала. Злам нерівний. Блиск скляний. Морфологія: суцільні крупнозернисті агрегати, призматичні кристали зустрічаються рідко.	Лабрадор – цінний облицовальний матеріал, використовується для виготовлення прикрас, для спорудження пам'ятників.
Викопних смол	Янтар (бурштин)	Скам'яніла смола давніх хвойних дерев з включеннями комах, рослинних рештків, газових включень. Колір медово-жовтий, вишнево-червоний, коричневий, білий, зелений, чорний (близько 100 відтінків). Твердість 2-3. Щільність 1,01-1,10 г/см <sup>3</sup> . В'язкий. Злам раковистий. Спайності немає. Блиск скляний або матовий. При терті електризується. Горить.	Сировина для виготовлення янтарної кислоти, лаків, каніфолі, фарб, емалей, застосовується в парфумерії, медицині, лазерній техніці, в ювелірній промисловості як ювелірний камінь.

## Виміри елементів залягання шарів гірських порід в різних точках

№ пп	Номери точок спостереження																			
	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10	
	$Q_2$	$A$	$Q_2$	$\alpha$	$Q_2$	$\alpha$	$Q_2$	$\alpha$	$Q_2$	$\alpha$	$Q_2$	$\alpha$	$Q_2$	$\alpha$	$Q_2$	$\alpha$	$Q_2$	$\alpha$	Прост	$\alpha$
1	5	23	53	16	90	78	167	60	180	62	241	70	302	31	354	10	312	10	112	90
2	7	25	56	14	143	22	166	47	252	63	191	88	285	40	337	9	65	9	281	90
3	12	27	72	12	140	55	93	45	210	71	255	50	343	45	280	13	92	13	212	90
4	22	44	62	10	96	14	135	40	193	5	267	65	346	22	283	8	216	8	33	90
5	6	33	77	70	170	15	93	27	213	12	185	51	340	57	279	33	314	33	123	90
6	34	52	54	22	103	18	135	24	230	5	198	81	325	23	282	12	136	12	15	90
7	15	61	68	65	117	23	161	22	266	52	205	78	293	25	350	44	69	44	313	90
8	4	31	76	63	94	21	163	3	265	14	220	52	270	27	248	15	187	15	45	90
9	32	74	60	60	108	33	165	31	223	17	190	69	327	44	292	18	35	18	236	90
10	47	14	71	57	145	37	102	54	196	10	258	61	344	33	310	23	168	23	217	90
11	54	25	70	22	153	42	95	52	192	9	224	85	345	52	274	21	250	21	78	90
12	18	31	88	45	173	48	114	50	254	13	202	74	315	61	272	22	58	62	296	90
13	29	40	50	40	160	64	116	64	263	8	215	55	324	31	276	88	154	63	237	90
14	31	45	65	31	100	50	176	48	245	33	204	63	352	74	275	50	338	71	157	90
15	33	22	51	25	128	52	172	41	200	12	182	82	284	14	355	65	228	5	42	90
16	14	57	81	14	163	54	105	37	235	44	269	78	295	37	277	51	75	12	326	90
17	17	60	78	74	175	31	104	33	248	15	195	22	336	33	290	81	307	5	146	90
18	1	62	52	31	113	3	158	21	208	18	256	55	333	21	286	78	106	52	207	90
19	35	63	61	61	115	22	162	23	206	23	257	14	300	23	348	52	243	14	25	90
20	30	22	69	52	133	24	91	18	183	21	227	15	288	18	320	69	132	17	268	90
21	23	70	85	33	174	27	120	15	240	33	201	18	291	15	342	61	329	10	152	90
22	40	10	74	44	148	40	111	14	188	37	229	23	305	14	353	85	48	33	316	90
23	25	12	55	27	125	45	153	55	197	42	184	21	294	55	330	74	262	21	85	90
24	2	14	63	25	155	47	97	22	260	48	226	33	278	22	356	18	60	23	332	90
25	24	16	82	23	99	60	130	78	186	64	225	37	335	78	287	23	323	52	110	90

Примітка. Умовні знаки елементів залягання наносяться за допомогою гірничого компасу

## Виміри елементів залягання шарів гірських порід в різних точках

№ пп	Номери точок спостереження																				
	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		
	Q <sub>z</sub>	A	Q <sub>z</sub>	α	Q <sub>z</sub>	α	Q <sub>z</sub>	α	Q <sub>z</sub>	α	Q <sub>z</sub>	α	Q <sub>z</sub>	α	Q <sub>z</sub>	α	Q <sub>z</sub>	α	Q <sub>z</sub>	α	Прост
1	59	9	26	70	98	33	134	65	267	8	194	10	278	23	311	15	93	23	213	90	
2	67	13	36	88	101	21	141	63	189	33	215	9	271	18	359	18	3	25	269	90	
3	89	8	39	50	107	23	178	60	250	12	221	13	270	15	331	23	8	27	158	90	
4	79	33	43	65	109	52	149	57	180	44	249	8	304	14	350	21	6	44	208	90	
5	0	12	41	51	118	70	143	22	239	15	187	33	358	55	273	62	62	33	113	90	
6	87	44	10	81	142	88	105	45	185	18	233	12	357	22	330	63	202	52	32	90	
7	80	15	46	78	110	50	164	40	218	23	260	44	355	78	309	71	131	61	186	90	
8	42	18	19	52	137	65	100	31	268	21	214	15	289	88	340	5	237	31	315	90	
9	57	45	45	69	120	51	166	25	244	33	220	18	273	50	306	12	28	74	263	90	
10	56	37	20	61	179	81	119	14	230	37	199	23	328	65	300	5	152	14	272	90	
11	68	42	21	85	144	78	90	78	242	42	193	21	336	51	297	52	219	25	141	90	
12	66	48	27	74	121	33	175	22	240	48	211	62	295	81	321	14	82	31	352	90	
13	76	64	3	55	130	52	159	55	247	64	183	63	290	78	339	17	137	40	303	90	
14	12	50	44	63	138	14	170	14	222	16	255	71	298	52	335	10	156	45	72	90	
15	68	52	9	82	160	17	122	15	261	14	200	5	282	69	317	33	228	22	44	90	
16	73	54	38	78	115	10	169	18	257	12	232	12	322	61	275	21	289	57	96	90	
17	86	31	42	22	124	9	165	23	203	10	225	5	353	85	318	23	27	74	277	90	
18	83	3	11	55	147	13	95	21	190	70	246	52	345	74	299	52	111	31	207	90	
19	64	22	16	14	140	8	126	33	195	22	231	14	341	55	285	70	246	61	167	90	
20	84	24	13	15	125	33	171	37	264	65	205	17	301	63	320	88	63	52	356	90	
21	7	64	49	18	127	12	150	42	238	63	182	10	351	15	305	50	70	33	271	90	
22	73	16	28	23	139	22	155	48	235	60	209	33	274	14	303	65	343	44	118	90	
23	56	14	8	21	145	78	129	64	259	57	210	21	319	55	286	51	88	27	349	90	
24	86	12	37	33	135	88	151	50	265	22	234	23	308	22	354	81	172	25	323	90	
25	75	10	48	37	131	50	177	76	219	45	245	52	280	78	349	78	188	23	302	90	

Примітка. Умовні знаки елементів залягання наносяться за допомогою транспорту

ТАБЛИЦЯ ТРИГОНОМЕТРИЧНИХ ФУНКЦІЙ

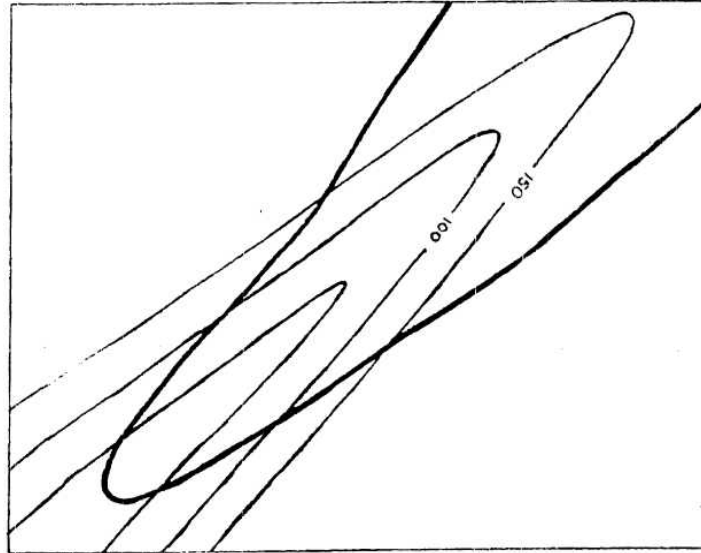
Градус	Sin	Tg	Cos	Ctg	Градус
0	0,0000	0,0000	1,0000	—	
1	0,0175	0,0175	0,9998	57,2900	90
2	0,0349	0,0349	0,9994	28,6363	89
3	0,0523	0,0524	0,9986	19,0811	88
4	0,0698	0,0699	0,9976	14,3007	87
5	0,0872	0,0875	0,9962	11,4301	86
6	0,1045	0,1051	0,9945	9,5144	85
7	0,1219	0,1128	0,9925	8,1444	84
8	0,1392	0,1405	0,9903	7,1154	83
9	0,1564	0,1584	0,9877	6,3138	82
10	0,1736	0,1763	0,9848	5,6713	81
11	0,1908	0,1944	0,9816	5,1448	80
12	0,2079	0,2126	0,9781	4,7048	79
13	0,2250	0,2309	0,9744	4,3315	78
14	0,2419	0,2493	0,9703	4,0108	77
15	0,2588	0,2579	0,9659	3,7321	76
16	0,2756	0,2867	0,9613	3,4874	75
17	0,2924	0,3057	0,9563	3,2710	74
18	0,3090	0,3249	0,9511	3,0777	73
19	0,3256	0,3443	0,9455	2,9042	72
20	0,3420	0,3640	0,9397	2,7475	71
21	0,3584	0,3839	0,9336	2,6051	70
22	0,3746	0,4040	0,9272	2,4751	69
23	0,3907	0,4245	0,9205	2,3560	68
24	0,4067	0,4452	0,9135	2,2460	67
25	0,4226	0,4663	0,9063	2,1445	66
26	0,4384	0,4877	0,8988	2,0503	65
27	0,4540	0,5095	0,8910	1,9626	64
28	0,4695	0,5317	0,8829	1,8807	63
29	0,4848	0,5543	0,8746	1,8041	62
30	0,5000	0,5774	0,9660	1,7321	61
31	0,5150	0,6009	0,8572	1,6643	60
32	0,5299	0,6249	0,8480	1,6003	59
33	0,5446	0,6494	0,8387	1,5399	58
34	0,5592	0,6745	0,8290	1,4826	57
35	0,5736	0,7002	0,8192	1,4281	56
36	0,5878	0,7265	0,8090	1,3764	55
37	0,6018	0,7536	0,7986	1,3270	54
38	0,6157	0,7813	0,7880	1,2799	53
39	0,5293	0,8098	0,7771	1,2349	52
40	0,6428	0,8391	0,7660	1,1918	51
41	0,6561	0,8693	0,7547	1,1504	50
42	0,6691	0,9004	0,7431	1,1106	49
43	0,6820	0,9325	0,7314	1,0724	48
44	0,6947	0,9657	0,7193	1,0355	47
45	0,7071	1,0000	0,7071	1,0000	46
Градус	Cos	Ctg	Sin	Tg	Градус

Абсолютні позначки поверхні шару, зустрінутого  
свердловинами А, Б, В (в метрах)

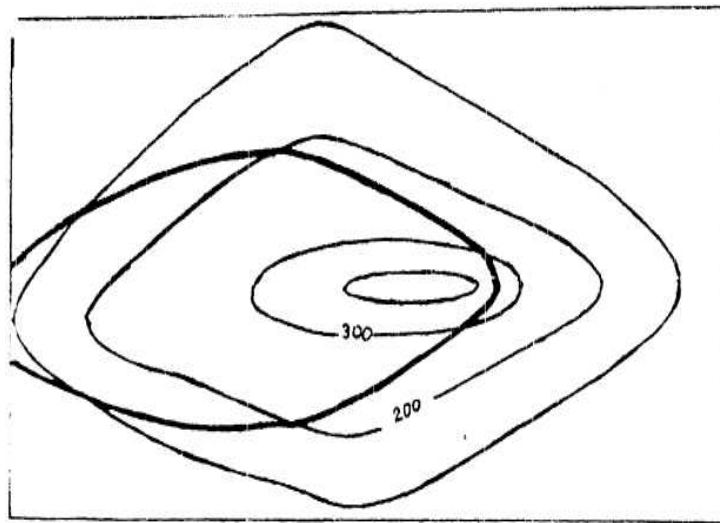
№ пп	Задача 1			Задача 2			Задача 3		
	Свердловини			Свердловини			Свердловини		
	А	Б	В	А	Б	В	А	Б	В
1	25	70	25	27	53	-5	37	60	57
2	110	110	82	32	10	45	-77	-103	-68
3	-10	30	-10	45	70	15	52	7	17
4	72	114	114	84	50	100	84	87	60
5	15	38	15	23	-10	47	-10	8	25
6	61	80	61	67	100	25	-15	10	5
7	43	25	43	215	183	236	48	46	33
8	61	65	61	-30	-15	-47	22	43	33
9	60	20	20	210	240	160	75	97	87
10	100	78	78	55	17	90	11	37	33
11	0	-10	0	81	45	108	164	140	130
12	40	40	24	64	112	70	6	17	-15
13	45	12	12	114	150	60	215	225	220
14	35	17	17	200	170	221	55	62	70
15	43	43	80	-100	-140	-78	37	11	46
16	31	55	31	-114	-88	-170	90	74	83
17	24	47	47	-40	-70	-14	-8	-53	-43
18	112	80	98	68	100	70	114	100	100
19	40	40	62	82	30	115	7	10	-15
20	180	156	180	53	22	71	70	88	93
21	480	520	520	74	98	60	27	43	14
22	180	180	217	26	-13	50	-45	-38	-30
23	300	272	272	114	136	80	-43	-20	-29
24	345	311	325	80	45	98	77	77	60
25	418	450	418	-5	15	-40	74	27	50

Бланки геологічних мінікарт

Геологічна карта №1  
Масштаб 1:10000



Геологічна карта № 2  
Масштаб 1. 10000



Завдання для виконання лабораторної роботи з визначення потужності шарів гірських порід

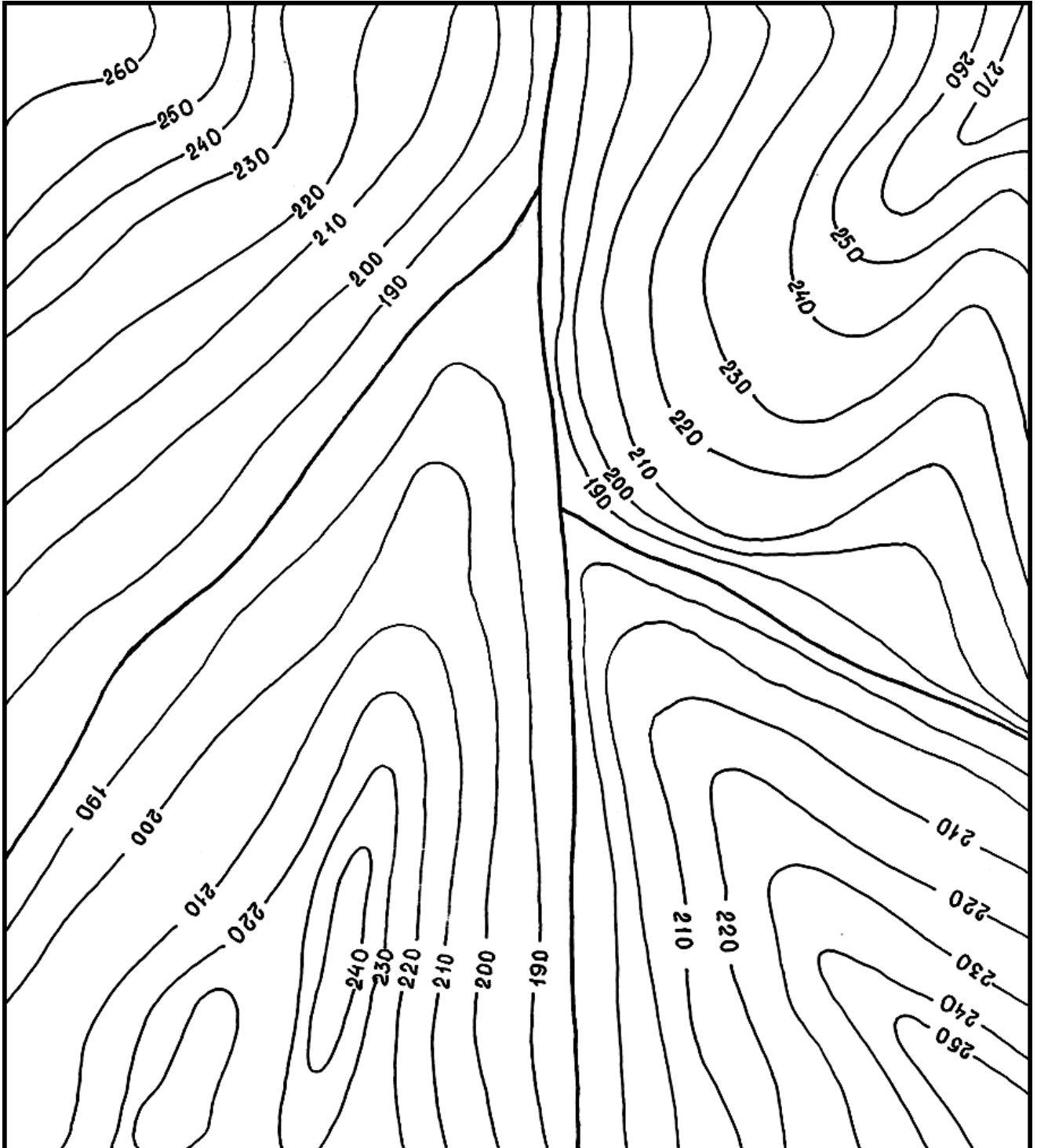
№ пп	Задача 1		Задача 2			Задача 3		Задача 4		Задача 5			Задача 6			Задача 7			Задача 8			
	$\beta$	$Mс$	$\alpha$	$\beta$	$t$	$\alpha$	$t$	$\alpha$	$t$	$\alpha$	$\beta$	$Mс$	$\alpha$	$\beta$	$Mс$	$\alpha$	$\beta$	$t$	$\beta$	$t$		
1	10	100	70	20		20	30	15	10	20	80		40	10		10	10		10			
2	15	95	67	22		25	25	20	15	25	75		30	15		15	20		15			
3	20	90	65	25		30	20	25	18	30	70		30	20		20	30		20			
4	25	85	60	27		35	15	30	20	35	65		30	25		25	40		25			
5	30	80	50	30		40	20	35	23	40	60		25	30		30	35		30			
6	35	75	45	32		45	25	40	25	45	65		25	35		35	30		35			
7	40	70	40	30		40	30	45	30	50	60		25	37		40	25		40			
8	45	65	35	48		35	35	50	35	55	55		25	40		45	20		45			
9	50	60	30	40		30	30	55	37	60	50		20	37		50	15		50			
10	55	55	25	42	50+2*№ по журналу	30	25	60	35	65	45	100+2*№ по журналу	20	35	100+2*№ по журналу	55	12	50+2*№ по журналу	55	50+2*№ по журналу		
12	60	50	20	45		20	20	65	32	70	40		20	30		60	10		60		10	60
11	65	45	15	47		25	15	70	30	75	35		25	15		65	7		70		7	70
13	70	40	20	50		25	20	65	28	70	35		22	10		70	10		65		10	65
14	65	35	25	52		60	25	60	25	65	35		20	12		75	12		75		12	75
15	60	30	30	55		35	30	55	23	60	55		20	7		70	15		73		15	73
16	55	25	35	60		40	35	50	20	55	65		20	5		65	17		68		17	68
17	50	30	40	62		45	40	45	18	50	20		23	7		60	20		63		20	63
18	45	35	42	65		50	35	40	15	45	60		23	10		55	17		58		17	58
19	40	40	45	70		55	30	35	12	40	70		23	12		50	15		53		15	53
20	35	45	47	72		50	25	30	10	35	20		28	10		45	12		48		12	48
21	30	50	50	75		45	20	25	30	30	25		28	12		40	10		43		10	43
22	25	55	52	77		40	15	20	35	25	30		30	10		35	7		38		7	38
23	20	60	55	80		35	20	15	40	20	40		32	15		30	10		33		10	33
24	15	65	60	75		35	25	20	45	25	50		35	10		25	12		28		12	28
25	10	70	55	60		50	30	25	40	30	45		40	12		20	15		23		15	23

Примітка. Кут  $\alpha$  і  $\beta$  наведені в градусах, потужність – у метрах.

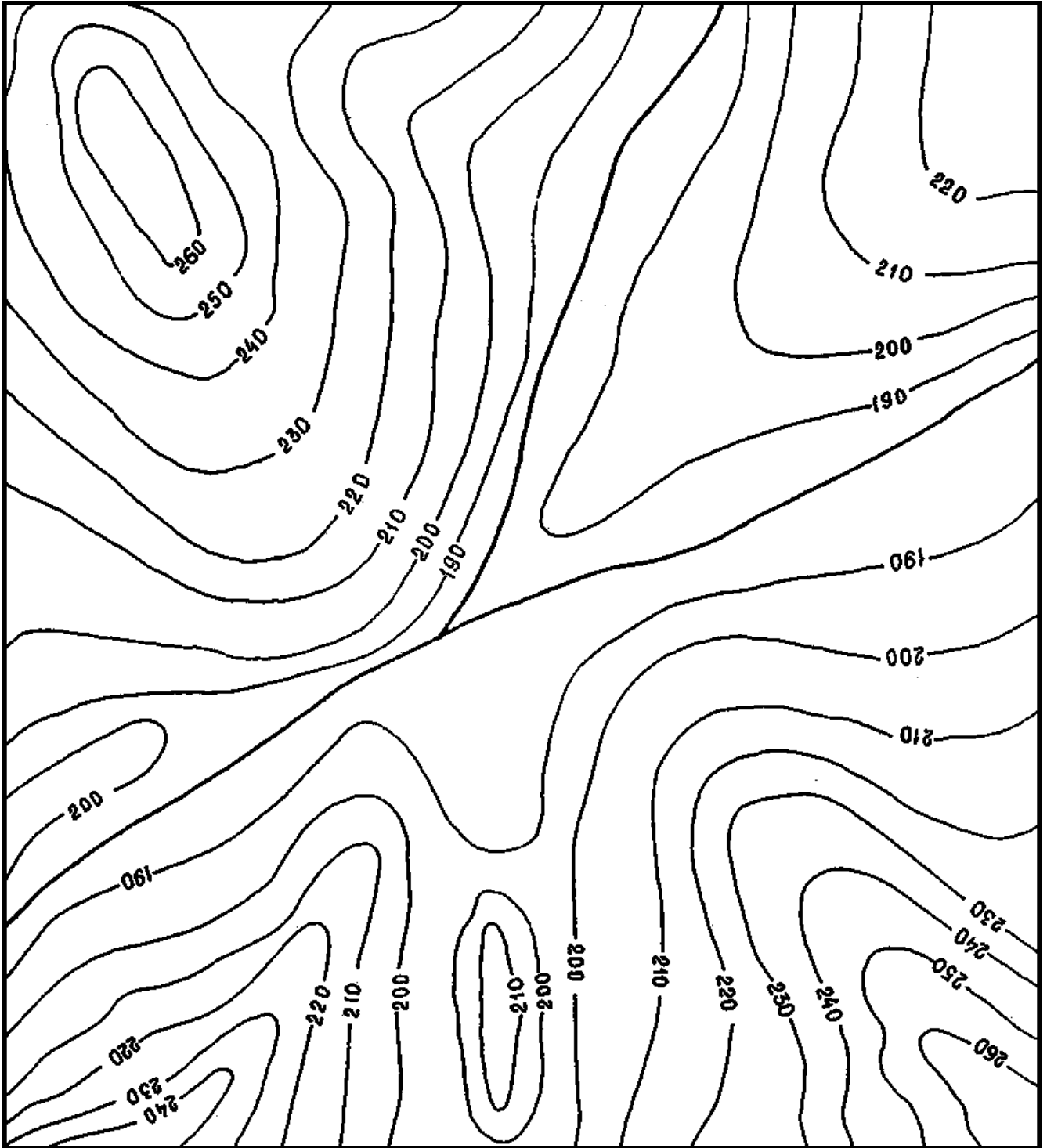




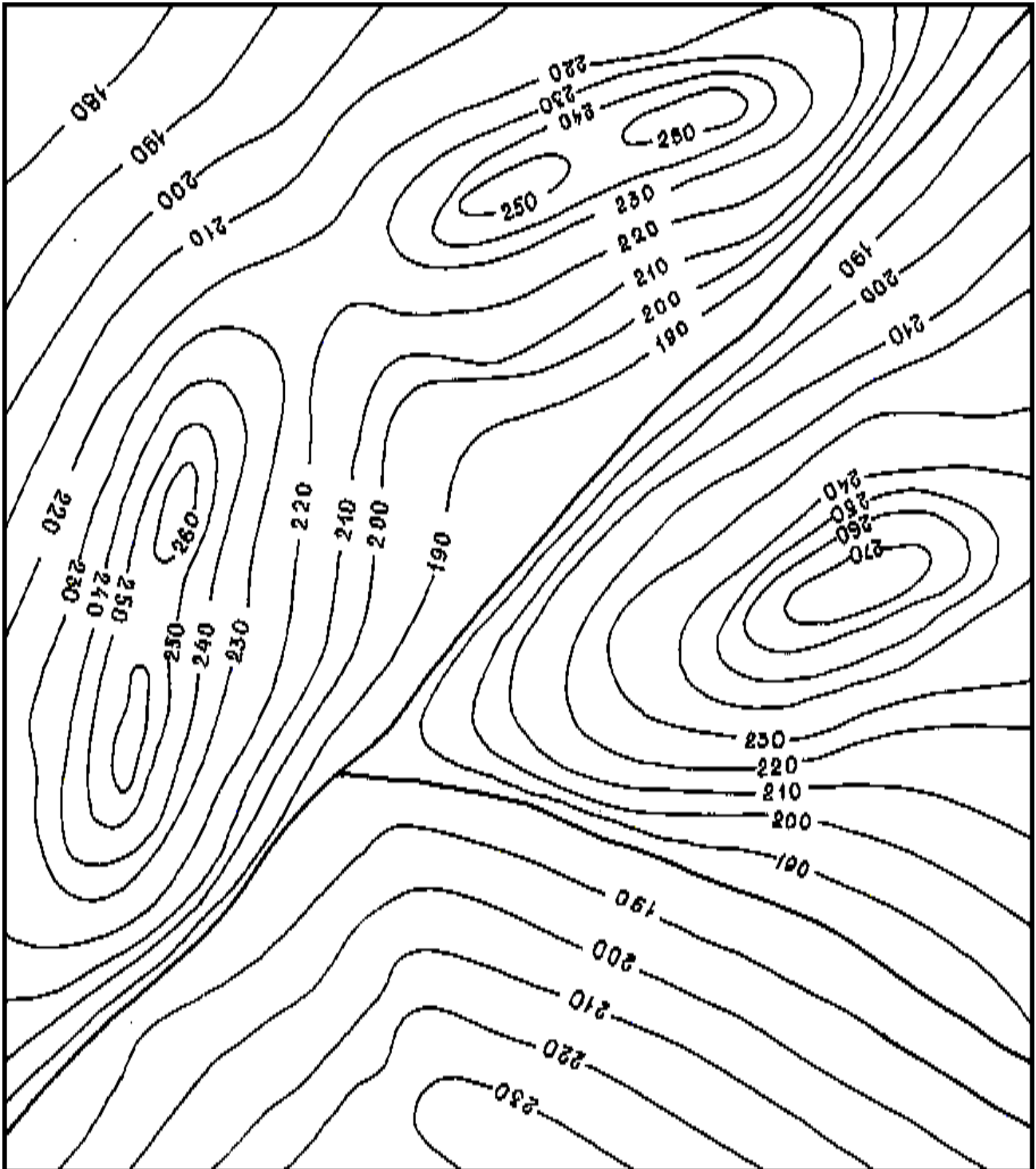
Топографічний бланк №1 для виконання роботи з побудови геологічних карт гірських порід, що залягають горизонтально



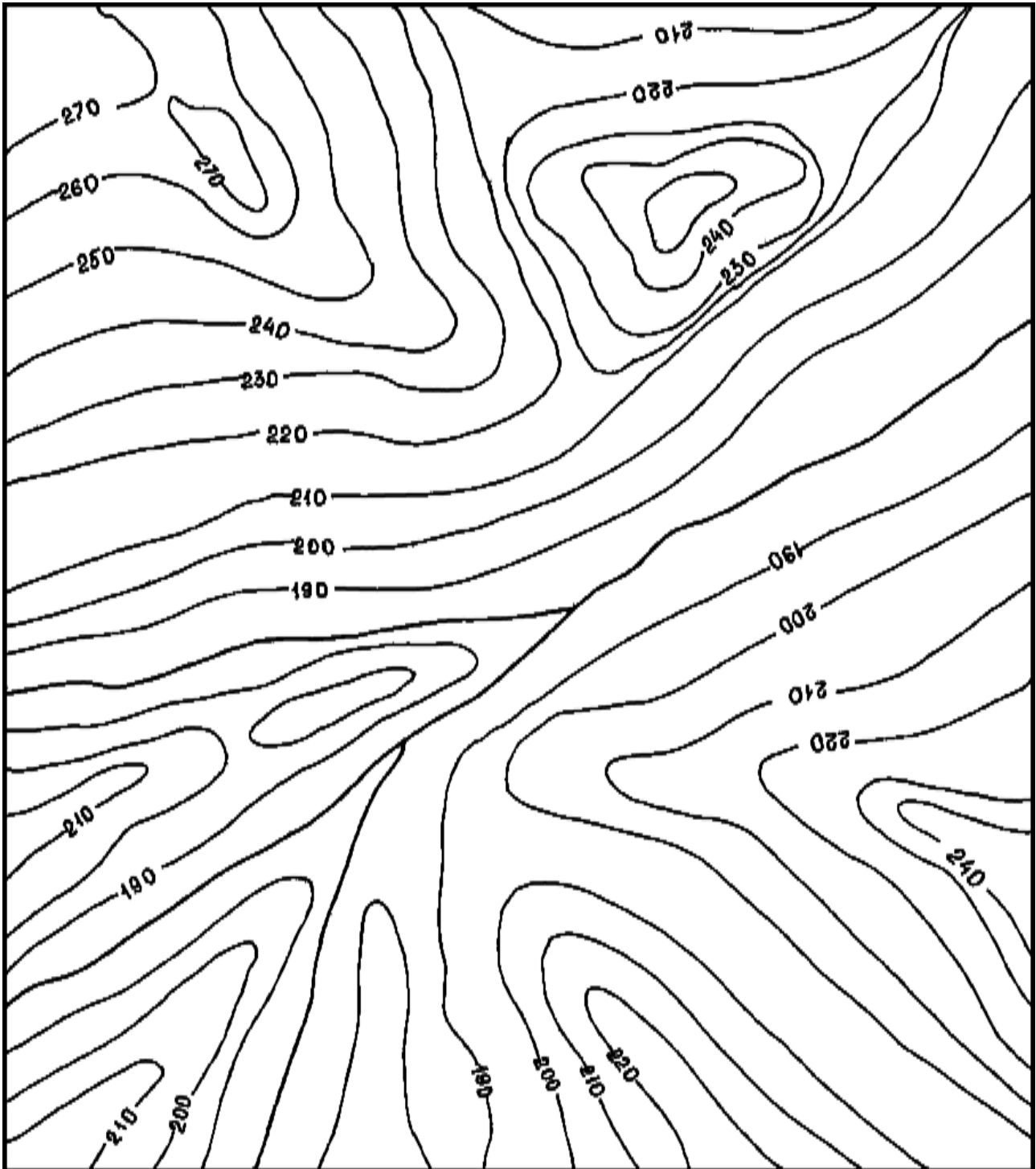
Топографічний бланк №2 для виконання роботи з побудови геологічних карт  
гірських порід, що залягають горизонтально



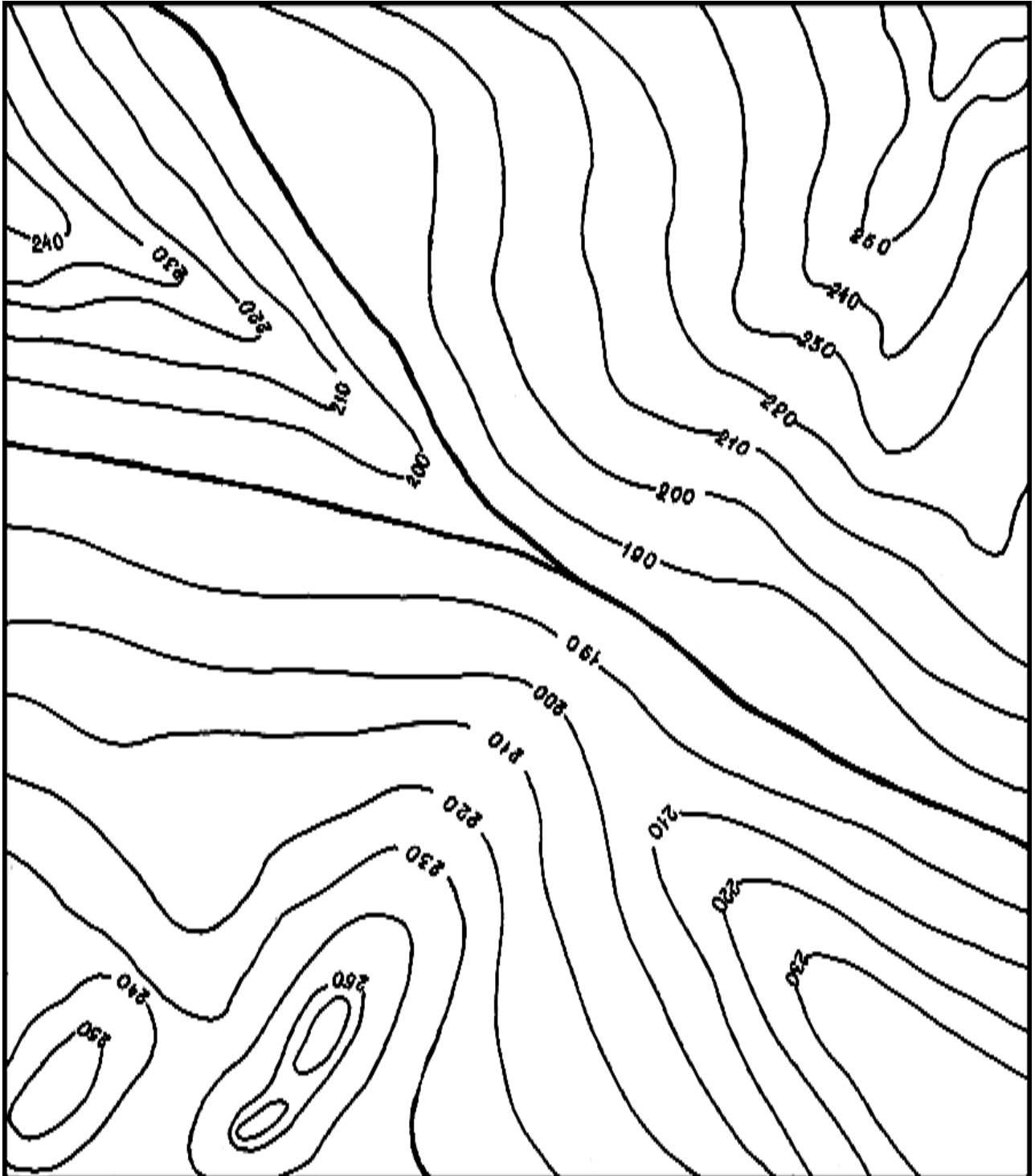
Топографічний бланк №3 для виконання роботи з побудови геологічних карт гірських порід, що залягають горизонтально



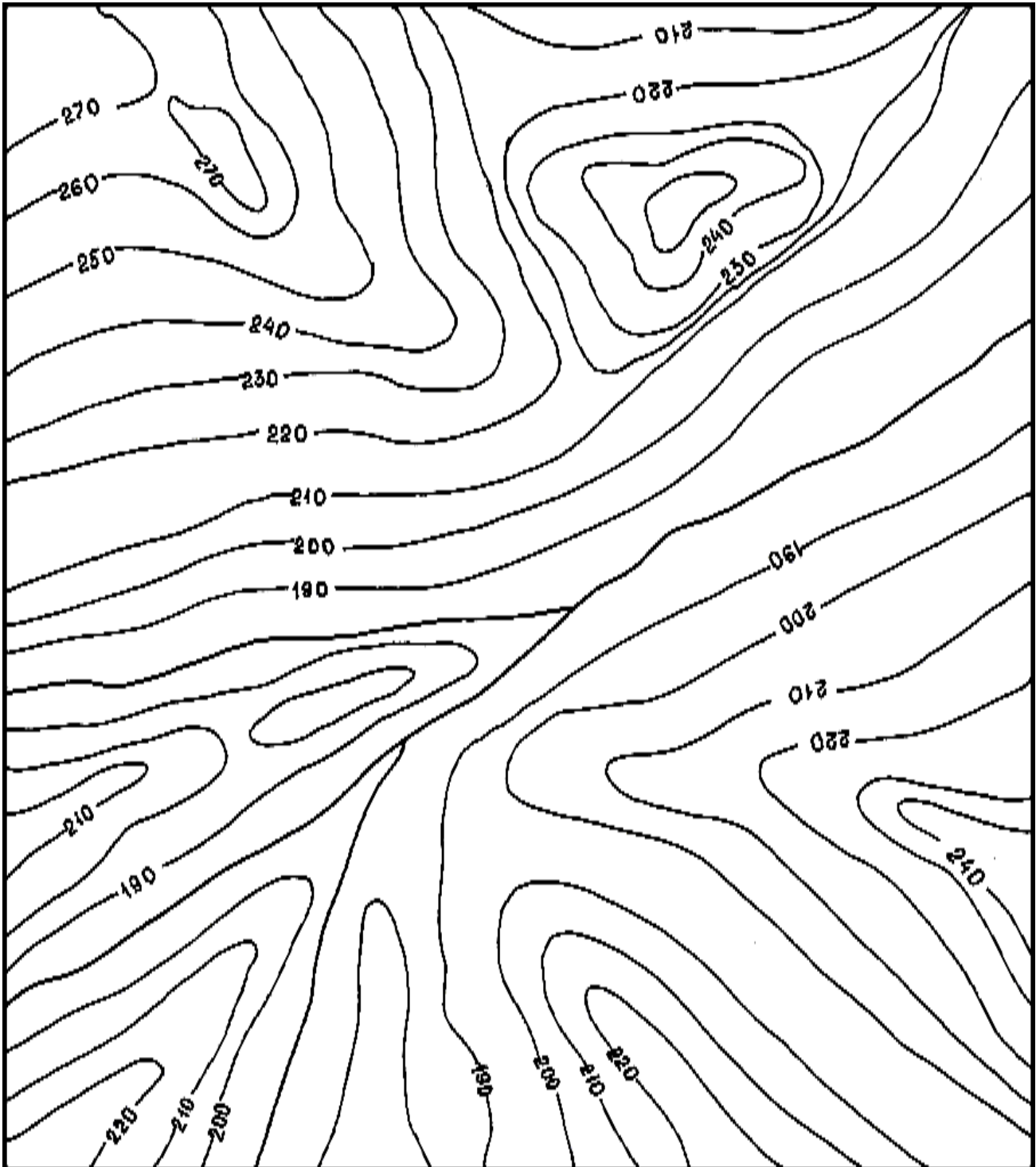
Топографічний бланк №4 для виконання роботи з побудови геологічних карт гірських порід, що залягають горизонтально



Топографічний бланк №5 для виконання роботи з побудови геологічних карт гірських порід, що залягають горизонтально



Топографічний бланк №6 для виконання роботи з побудови геологічних карт гірських порід, що залягають горизонтально



## Геохронологічна та стратиграфічна шкали Європи

Еон Еоно- тема	Ера Ера- тема	Період (система)	Епоха (відділ)	Вік (ярус)	Індекс	Колір	Вік нижньої межі, млн. років	
Фанерозойський Фанерозойська (РН)	Кайнозойська KZ	Четвертинний (четвертинна) Q	Сучасна (-ий)		Q <sub>IV</sub>	Сіро-жовтий	1,8	
			Пізньо-(верхньо-) чет- вертинна (-ий)		Q <sub>III</sub>			
			Середньо- (середньо) четвертинна		Q <sub>II</sub>			
			Ранньо-(нижньо-) чет- вертинна (-ий)		Q <sub>I</sub>			
		Неогеновий (неогенова) N	Пліоценова (верхній) N <sub>2</sub>	Апшеронський	N <sub>2ap</sub>	Світлий	Лимонно-жовтий	23±1
				Акчагильський	N <sub>2a</sub>			
				Куяльницький	N <sub>2kl</sub>			
				Кіммерійський	N <sub>2km</sub>			
			Міоценова (нижній) N <sub>1</sub>	Понтичеський	N <sub>2p</sub>	Темний		
				Меотичеський	N <sub>1m</sub>			
				Сарматський	N <sub>1s</sub>			
				Конкський	N <sub>1kn</sub>			
	Караганський			N <sub>1kr</sub>				
	Чокракський			N <sub>1ch</sub>				
	Палеогеновий (палеогенова) P	Олігоценова (верхній) P <sub>3</sub>	Хатський	P <sub>3h</sub>	Світ- лий	Помаранчевий	65±3	
			Рюпельський	P <sub>3r</sub>				
		Еоценова (середній) P <sub>2</sub>	Приабонський	P <sub>2p</sub>	Помірний			
	Бартонський		P <sub>2b</sub>					
	Лютецький		P <sub>2l</sub>					
	Палеоценова (нижній) P <sub>1</sub>	Ипрський	Ипрський	P <sub>2i</sub>	Темний			
			Тенетський	P <sub>1t</sub>				
			Монський	P <sub>1m</sub>				
	Мезозойський MZ	Крейдяний (крейдяна) K	Пізньокрейдяна (верхньокрейдяний) K <sub>2</sub>	Датський	P <sub>1d</sub>	Світлий	Трав'яно-зелений	130±5
				Маастрихтський	K <sub>2m</sub>			
				Кампанський	K <sub>2km</sub>			
				Сантонський	K <sub>2st</sub>			
				Коньякський	K <sub>2k</sub>			
Ранньокрейдяна (нижньокрейдяний) K <sub>1</sub>			Туронський	K <sub>2t</sub>				
			Сеноманський	K <sub>2s</sub>				
			Альбський	K <sub>1al</sub>				
			Аптський	K <sub>1a</sub>				
			Баремський	K <sub>1br</sub>				
Юрський (юрська) J		Пізньоюрська (верхньоюрський) J <sub>3</sub>	Готеривський	K <sub>1g</sub>	Темний			
			Валанжинський	K <sub>1v</sub>				
			Бариасський	K <sub>1b</sub>				
		Середньоюрська (середньоюрський) J <sub>2</sub>	Титонський	J <sub>3t</sub>		Світлий	Синій	204±5
			Кимериджський	J <sub>3km</sub>				
Ранньоюрська (нижньоюрський) J <sub>1</sub>	Окфордський	J <sub>3o</sub>	Помірний					
	Келовейський	J <sub>2k</sub>						
	Батський	J <sub>2bt</sub>						
	Байоський	J <sub>2b</sub>						
Гетангський	Ааленський	J <sub>2a</sub>	Темний					
	Гоарський	J <sub>1t</sub>						
	Плінсбахський	J <sub>1p</sub>						
Синемюрський	J <sub>1s</sub>							
Гетангський	J <sub>1h</sub>							



## Продовження додатку И

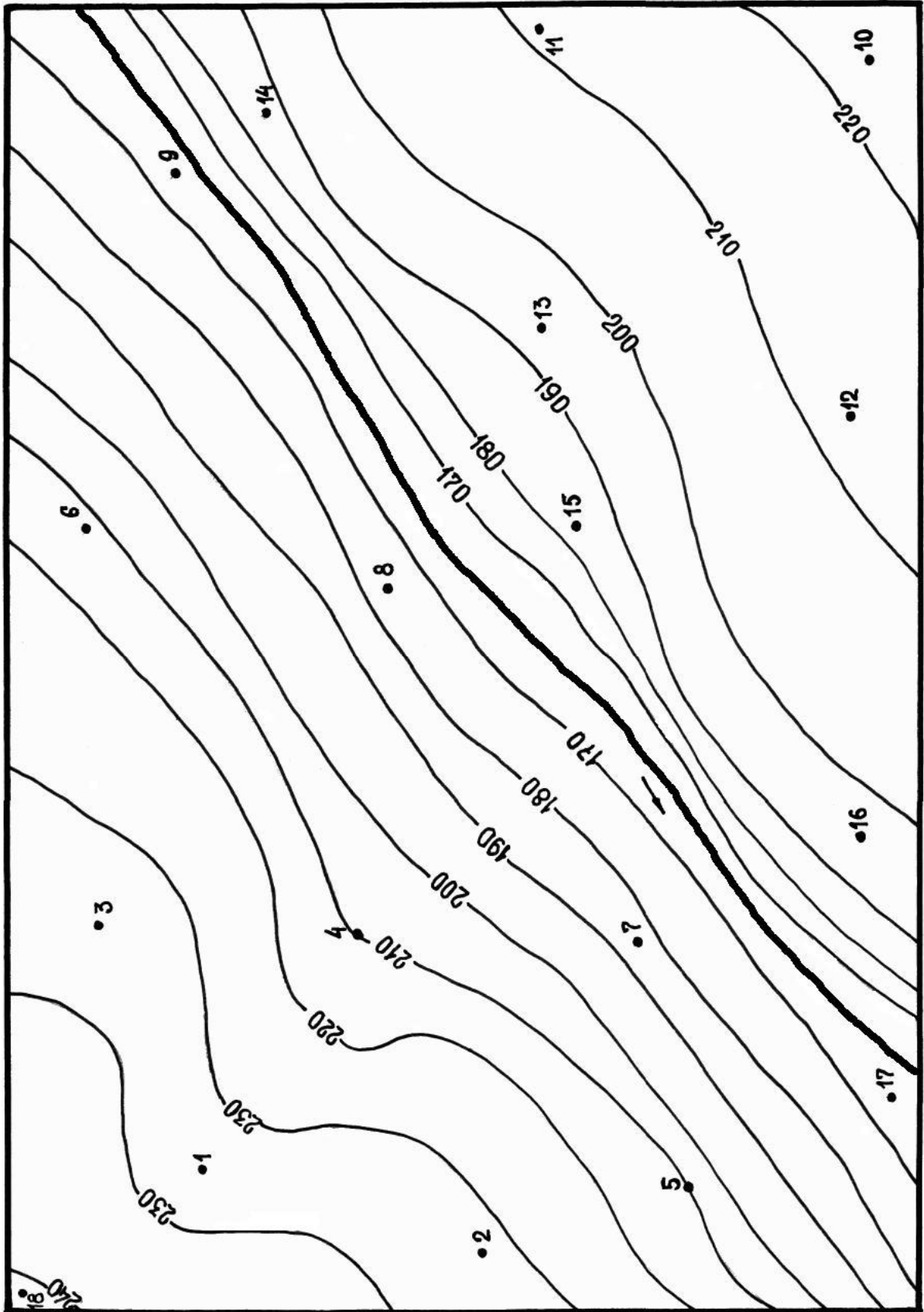
Еон	Епоно-тема	Ера	Ера-тема	Період (система)	Епоха (відділ)	Вік (ярус)	Індекс	Колір	Вік нижньої межі, млн. років
Фанерозойський	Фанерозойська (РН)	Мезозойська	MZ	Триасовий (тріасова) T	Пізньотриасова (верхньотриасовий) T <sub>3</sub>	Ретський	T <sub>3r</sub>	Світлий	245±10
						Норійський	T <sub>3n</sub>		
						Карнійський	T <sub>3k</sub>		
					Середньотриасова (середньотриасовий) T <sub>2</sub>	Ладинський	T <sub>2l</sub>	Помірний	
						Анізійський	T <sub>2a</sub>		
						Ранньотриасова (нижньотриасовий) T <sub>1</sub>	Оленекський		
		Пермський (пермська) P	Пізньопермська (верхньопермський) P <sub>2</sub>	Індський	T <sub>1i</sub>	Темний			
				Татарський	P <sub>2t</sub>				
				Казанський	P <sub>2ks</sub>				
			Ранньопермська (нижньопермський) P <sub>1</sub>	Уфимський	P <sub>2u</sub>	Світлий			
				Кунгурський	P <sub>1k</sub>				
				Артинський	P <sub>1ar</sub>				
	Кам'яновугільний (кам'яновугільна) C	Пізньо- (верхньо-) кам'яновугільна C <sub>3</sub>	Сакмарський	P <sub>1s</sub>	Темний				
			Асельський	P <sub>1a</sub>					
			Касимовський	C <sub>3k</sub>					
		Середньо- (середньо-) кам'яновугільна C <sub>2</sub>	Гжельський	C <sub>3g</sub>	Світлий				
			Московський	C <sub>2m</sub>					
			Башкирський	C <sub>2b</sub>					
	Ранньо- (нижньо-) кам'яновугільна C <sub>1</sub>	Сerpуховський	C <sub>1s</sub>	Темний					
		Візейський	C <sub>1v</sub>						
		Турнейський	C <sub>1t</sub>						
	Девонський (девонська) D	Пізньо- (верхньо-) девонська D <sub>3</sub>	Фаменський	D <sub>3fm</sub>	Світлий				
			Франський	D <sub>3f</sub>					
			Середньо- (середньо-) девонська D <sub>2</sub>	Живетський		D <sub>2g</sub>			
		Ранньодевонська (нижньодевонський) D <sub>1</sub>	Ейфельський	D <sub>2ef</sub>	Помірний				
			Емський	D <sub>1e</sub>					
			Празький	D <sub>1p</sub>					
	Сілурийський (сілурийська) S	Пізньо- (верхньо-) сілурийська S <sub>2</sub>	Лохковський	D <sub>1l</sub>	Темний				
Пржидольський			S <sub>2p</sub>						
Лудловський			S <sub>2ld</sub>						
Ранньо- (нижньо-) сілурийська S <sub>1</sub>		Венлокський	S <sub>1w</sub>	Світлий					
		Лландоверийський	S <sub>1l</sub>						
		Ашгільський	O <sub>3as</sub>						
Ордовикський (ордовикська) O	Пізньоордовикська O <sub>3</sub>	Карадокський	O <sub>2k</sub>	Св.					
		Лландейлський	O <sub>2ld</sub>						
		Лланвірнський	O <sub>2l</sub>						
	Середньоордовикська (середньоордовикський) O <sub>2</sub>	Аренігський	O <sub>1a</sub>	Помірний					
		Тремадокський	O <sub>1t</sub>						
		Ранньо- (нижньо-) ордовикська O <sub>1</sub>	Аюсоканський		Є <sub>3as</sub>				
Кембрійський (кембрійська) Є	Пізньокембрійська (верхньокембрійська) Є <sub>3</sub>	Сакський	Є <sub>3s</sub>	Світлий					
		Аксайський	Є <sub>3ak</sub>						
		Амгінський	Є <sub>2am</sub>						
	Середньо- (середньо-) кембрійська Є <sub>2</sub>	Майський	Є <sub>2m</sub>	Помірний					
		Алданський	Є <sub>1a</sub>						
		Ленський	Є <sub>1l</sub>						
Протерозойський PR	PR	Пізньопротерозойська (неопротерозой) PR <sub>3</sub>	Венд	PR <sub>3v</sub>	Світлий				
			Рифей	PR <sub>3r</sub>					
			Середньопротерозойська (мезопротерозой) PR <sub>2</sub>	PR <sub>2</sub>					
			Ранньопротерозойська (палеопротерозой) PR <sub>1</sub>	PR <sub>1</sub>					
Архейський (AR)		Загальноприйнятих підрозділів немає	AR	Червоний	1900±90				
					650+20				
					1700±50				
					2000±70				
					2600±70				

## Вихідні дані для побудови карти гідроізопіс

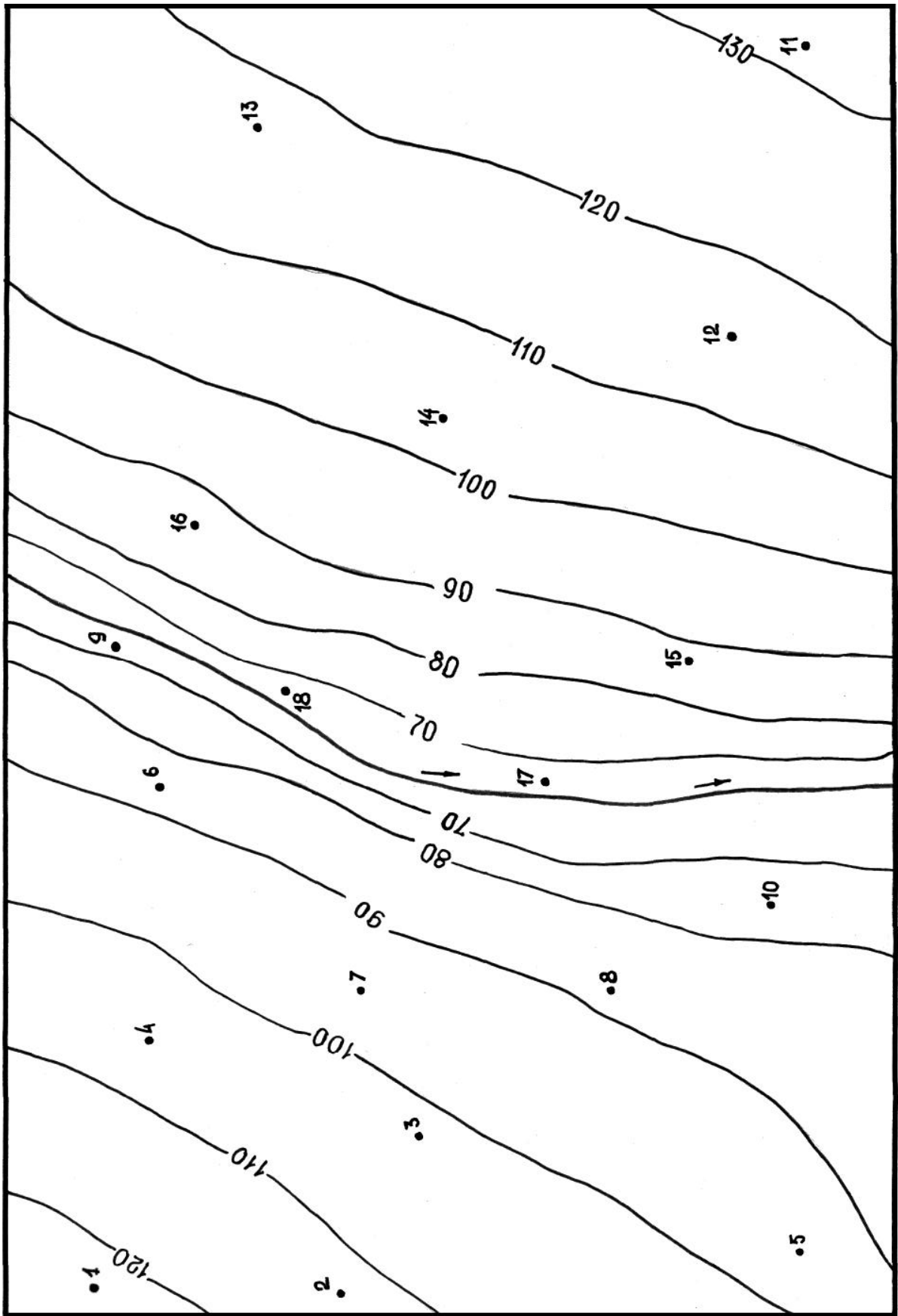
## Глибина до поверхні ґрунтових вод

№ сверд.	Варіанти																								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
1	7,5	10,1	14,8	19,6	23,3	14,8	17,6	19,5	24,3	26,8	14,0	17,5	20,3	24,4	26,9	15,0	19,1	24,0	28,9	32,3	14,1	17,5	21,2	23,9	27,1
2	8,2	11,3	16,2	21,4	25,0	9,8	12,3	15,2	18,1	21,4	5,1	8,6	11,1	13,0	15,5	11,1	15,5	20,2	24,3	27,9	7,5	10,1	8,5	16,2	19,8
3	7,8	9,9	13,9	20,5	24,2	4,6	6,3	7,9	10,2	12,7	3,0	5,9	8,3	11,2	12,0	7,4	11,9	14,5	18,1	21,6	3,2	5,1	7,3	9,5	11,9
4	5,1	7,7	13,0	17,3	21,5	6,1	7,5	8,9	12,8	16,2	2,5	5,1	7,0	8,5	10,5	3,7	6,6	8,9	11,2	14,3	2,3	3,5	5,1	7,0	8,5
5	5,3	7,5	12,6	17,1	20,8	2,7	5,0	7,5	9,6	10,2	1,5	2,1	3,9	4,9	6,3	2,5	4,5	6,2	7,8	9,2	1,2	1,9	2,6	3,3	4,0
6	4,7	7,3	11,8	15,4	20,1	2,5	4,8	6,9	8,2	9,7	1,2	1,7	2,6	3,5	4,5	2,0	3,1	4,3	5,7	7,2	0,5	0,8	1,2	1,6	2,1
7	2,8	3,5	6,3	9,8	13,5	2,3	4,5	6,4	7,9	9,5	0,8	1,3	1,7	2,5	3,2	0,8	1,2	1,6	2,0	2,5	12,5	15,7	18,1	22,6	25,2
8	1,5	2,7	3,9	4,8	7,1	2,1	4,2	6,1	7,6	9,2	2,0	2,9	4,1	5,2	6,9	0,7	0,9	1,1	1,3	1,5	2,9	5,3	6,9	9,0	11,1
9	0,8	1,7	2,8	3,6	4,7	0,7	1,1	1,5	1,9	2,5	4,1	5,2	6,8	8,1	10,7	5,3	8,9	12,0	14,1	16,4	2,5	5,1	6,1	7,9	9,6
10	7,6	12,3	14,8	22,5	25,6	1,6	1,9	2,5	3,8	4,8	6,7	9,0	11,7	14,5	16,3	3,7	6,5	8,9	11,2	13,1	1,2	1,9	2,7	3,4	4,1
11	2,5	5,1	9,7	12,5	17,8	12,5	15,7	18,6	22,3	26,1	10,8	14,9	18,1	22,3	22,5	2,5	4,3	5,9	8,3	9,9	0,7	1,0	1,4	1,8	2,2
12	2,7	7,5	10,1	15,0	18,1	4,6	7,5	9,1	12,8	15,7	13,8	16,9	20,5	23,9	27,2	1,7	3,1	4,8	6,0	7,2	9,8	15,6	18,9	22,5	25,3
13	3,9	6,2	7,9	12,0	14,5	4,1	6,8	8,7	12,0	14,5	9,7	13,0	16,2	18,9	21,8	1,5	2,2	3,0	3,7	4,5	5,5	8,2	11,0	12,9	16,2
14	2,3	4,5	5,3	7,8	10,3	3,5	5,8	8,0	9,9	12,0	5,1	7,9	10,8	12,9	15,1	0,5	1,1	1,7	2,4	3,0	4,2	7,1	9,7	12,0	14,3
15	2,0	4,1	3,7	6,0	8,2	2,1	3,1	4,2	5,8	7,1	2,9	5,0	7,1	9,5	11,4	11,5	15,7	19,1	22,9	26,1	3,4	5,3	7,6	10,0	12,1
16	2,9	4,2	6,4	10,1	13,7	1,9	2,9	4,0	5,3	7,0	2,7	4,1	6,2	8,0	9,8	5,5	8,3	11,8	13,5	15,6	3,0	4,5	6,8	8,1	10,7
17	0,7	1,5	2,4	3,2	3,9	1,0	1,3	1,8	2,3	2,7	2,4	3,8	5,7	7,1	9,0	4,3	6,1	7,9	9,1	10,1	1,8	2,9	3,9	5,1	6,1
18	30,2	15,6	19,8	24,3	28,9	1,2	1,8	2,4	3,6	4,9	2,0	3,0	3,9	4,5	5,1	3,8	5,2	6,3	7,5	8,6	0,8	1,4	2,1	2,8	3,5
PB	167,5	165,0	164,2	162,8	161,1	65,0	64,5	64,0	63,5	63,0	86,0	85,0	84,5	83,7	83,5	26,5	25,7	25,0	24,5	24,0	144,0	143,5	142,0	141,8	141,5
річки																									
серед.																									
Карта №1	Водоносний горизонт; Q <sub>1</sub> – суглинки вапняк; N <sub>3</sub> – Q <sub>1</sub> – пісковики тріщинуваті; N <sub>1</sub> – червоно-бурі глини;					Q <sub>1</sub> – пісковики тріщинуваті; N <sub>1</sub> – крейда тріщинувата; N <sub>2</sub> – алевроліти з прошарками аргілітів; Підлога водомісного шару горизонтальна - Н <sub>4,ср</sub> 58,5м.					eQ <sub>1</sub> – пісковики тріщинуваті; суглинки та суглинки; P <sub>3</sub> – N – піски з прошарками суглинки; P <sub>2</sub> – аргіліти, мергелі; Підлога водомісного шару горизонтальна - Н <sub>4,ср</sub> 82,5м.					Q <sub>1</sub> – пісковики тріщинуваті; глинистими прошарками; N <sub>1</sub> S – тріщинуваті вапняки, пісковики; P <sub>2,3</sub> – вапняк суглинки; Підлога водомісного шару горизонтальна - Н <sub>4,ср</sub> 130,8м.					Карта №5				

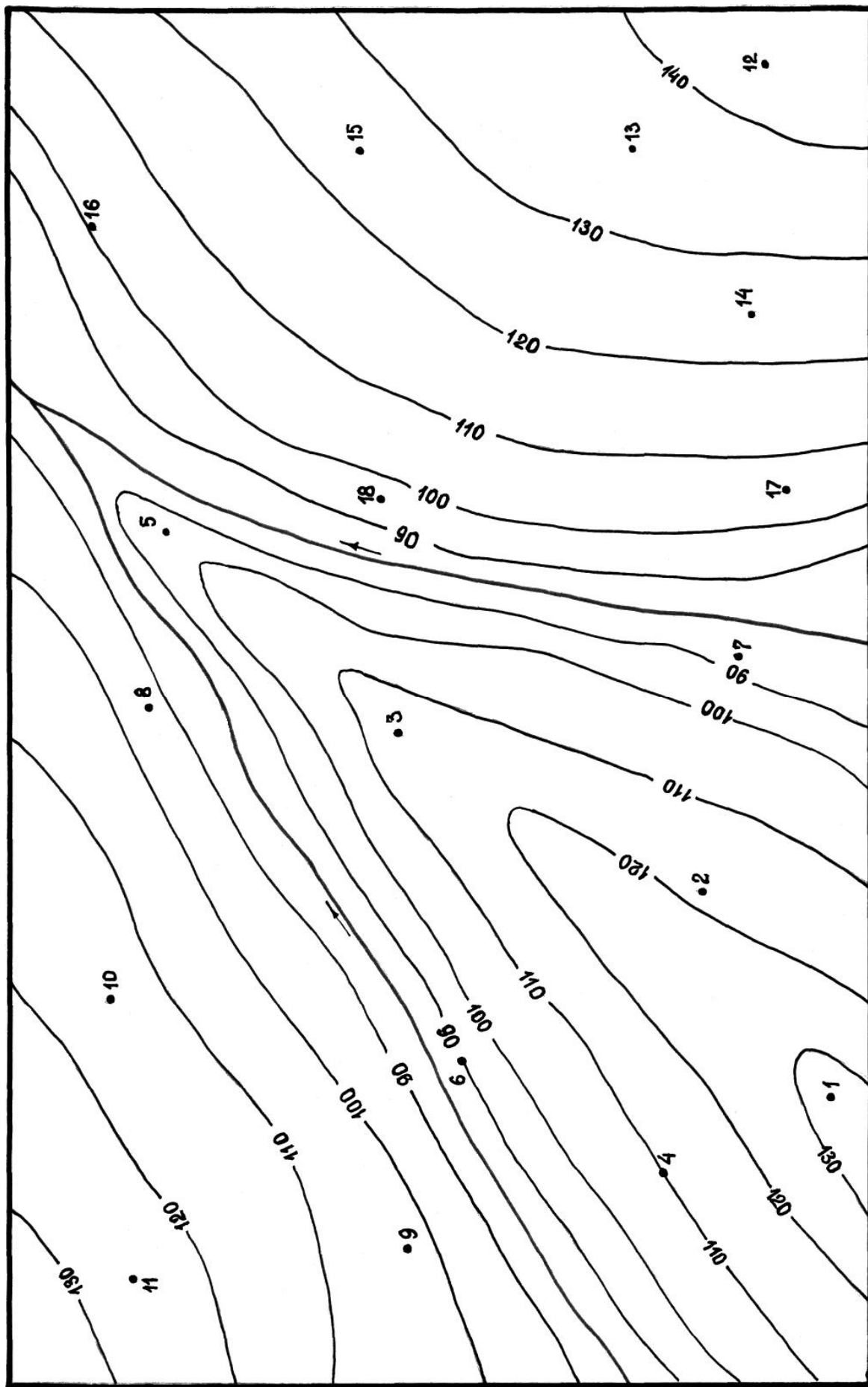
Топографічна карта №1 для виконання роботи з побудови карти гідроізогіпс  
Масштаб 1:1000



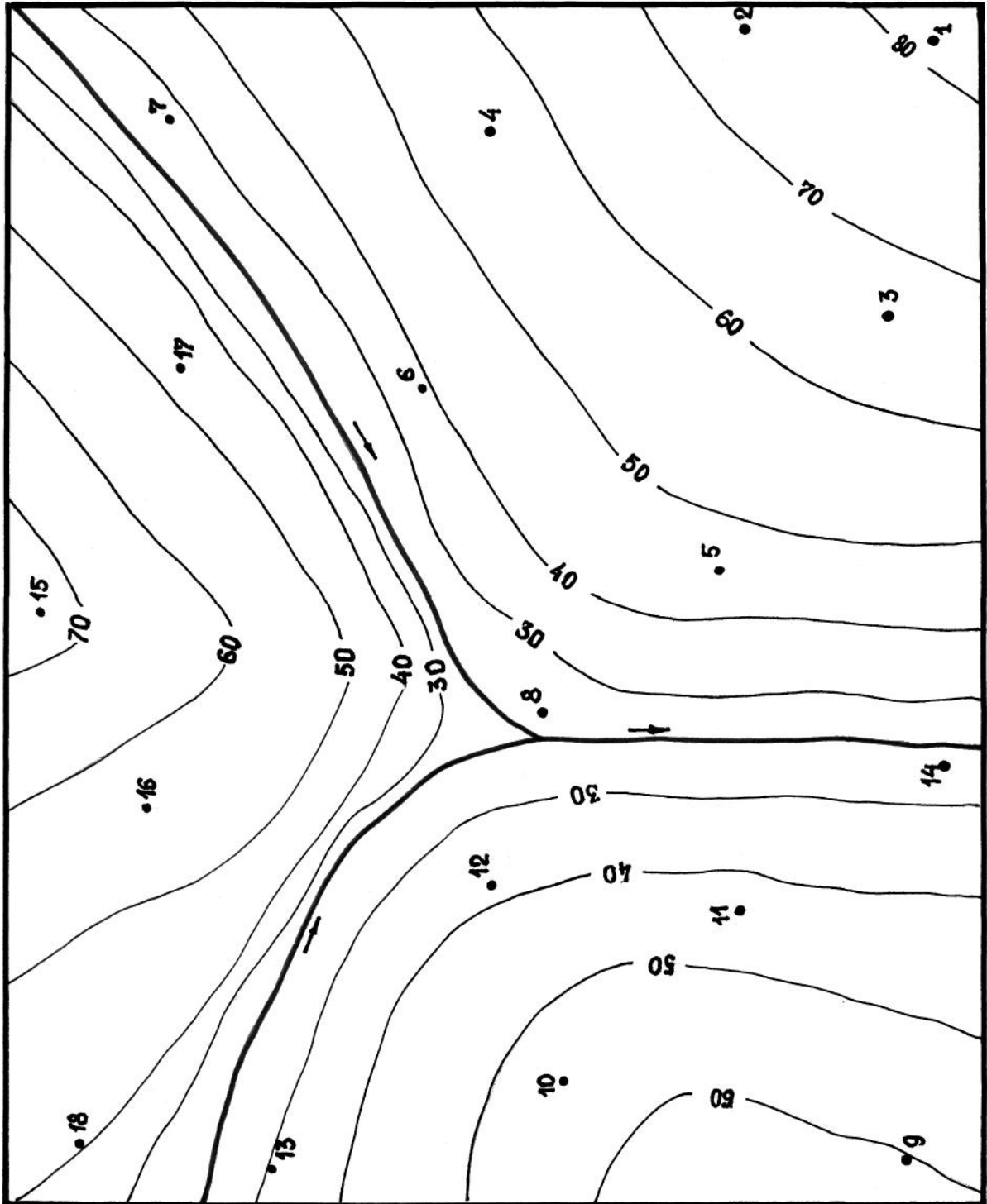
Топографічна карта №2 для виконання роботи з побудови карти гідроізогіпс  
Масштаб 1:1000



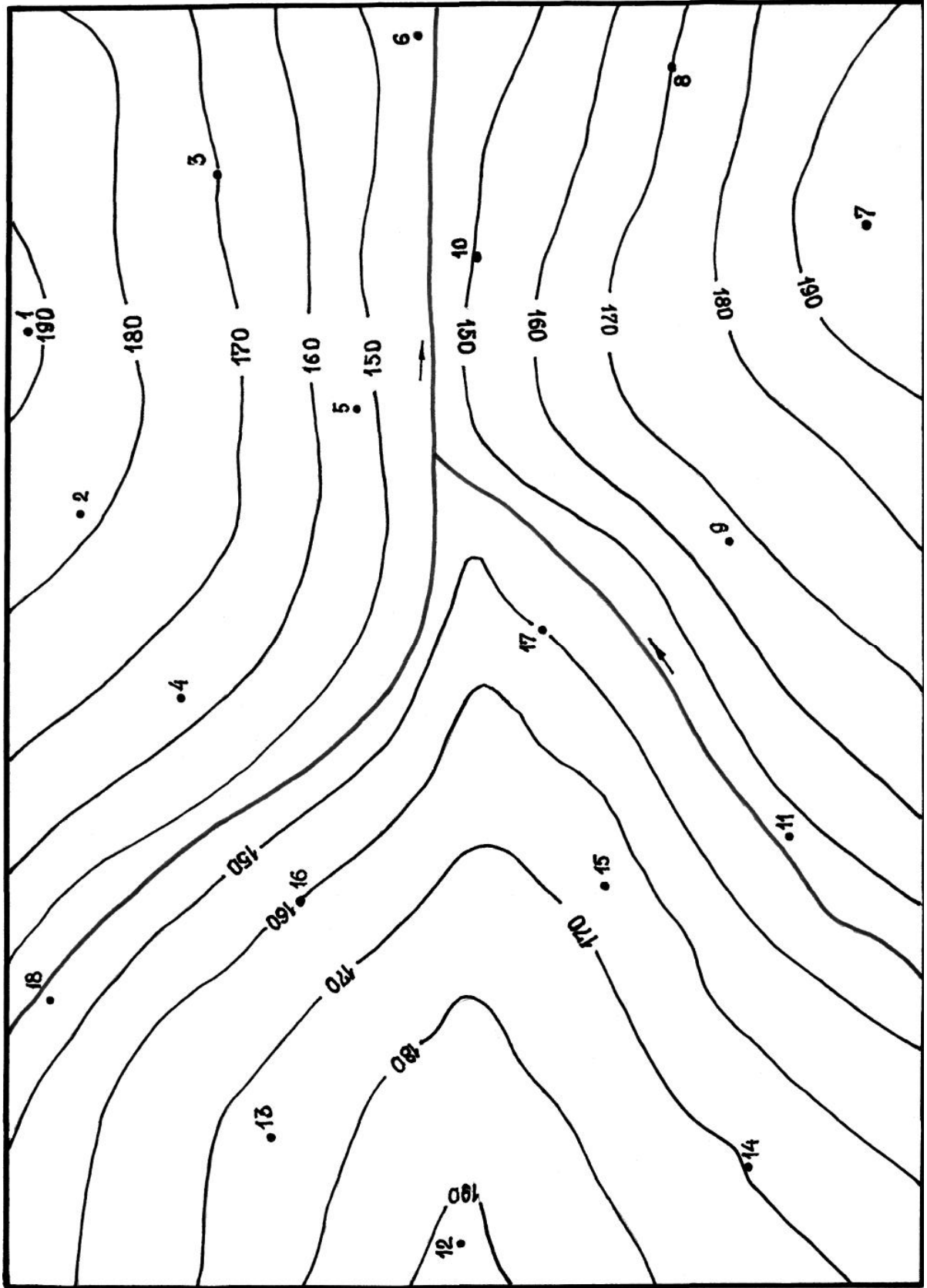
Топографічна карта №3 для виконання роботи з побудови карти гідроізогіліє  
Масштаб 1:1000



Топографічна карта №4 для виконання роботи з побудови карти гідроізогіпс  
Масштаб 1:1000



Топографічна карта №5 для виконання роботи з побудови карти гідроізогіпс  
Масштаб 1:1000



Навчальне видання

**ОРЛІНСЬКА Ольга Вікторівна**  
**ПІКАРЕНЯ Дмитро Сергійович**  
**ЛЮБЧЕНКО Валентина Вікторівна**  
**ЧУШКІНА Ірина Вікторівна**

**ПРАКТИКУМ З ДИСЦИПЛІНИ**  
**«ГЕОЛОГІЯ І ГІДРОГЕОЛОГІЯ»**

*НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК*