

Міністерство освіти і науки України
Відокремлений структурний підрозділ «Любешівський технічний фаховий коледж Луцького
національного технічного університету»

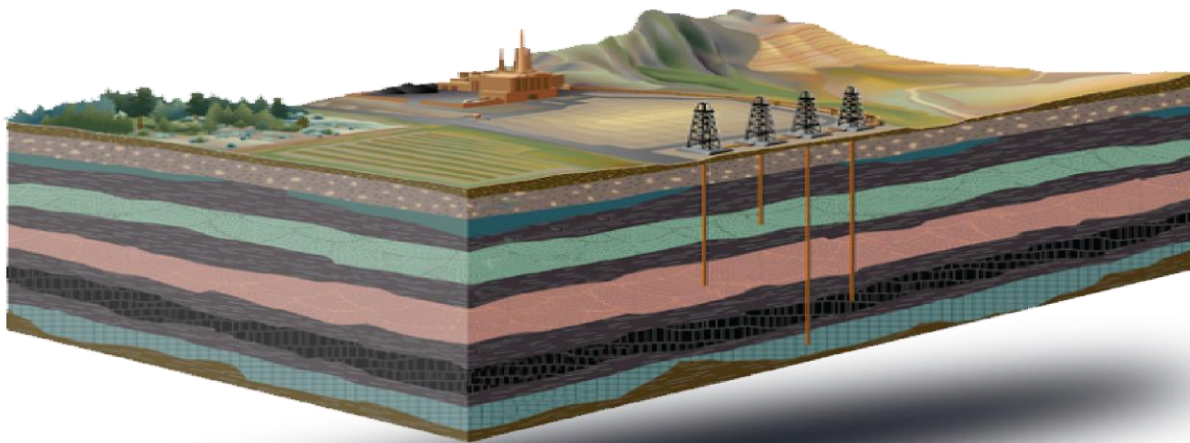


ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ

КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ

для здобувачів освітньо-професійного ступеня **фаховий молодший бакалавр**
освітньо-професійної програми «**Опорядження будівель і споруд та**
будівельний дизайн»

галузі знань **19 Архітектура та будівництво**
спеціальності **192 Будівництво та цивільна інженерія**
денної форми навчання



Любешів 2022

УДК
І
До друку

Голова методичної ради ВСП «Любешівський ТФК Луцького НТУ»
_____ Герасимик-Чернова Т.П.

Електронна копія друкованого видання передана для внесення в репозитарій коледжу
Бібліотекар _____ М.М.Демих

Затверджено методичною радою ВСП «Любешівський ТФК Луцького НТУ»,
протокол № _____ від «_____» _____ 2022 р.

Рекомендовано до видання на засіданні циклової методичної комісії педпрацівників
будівельного профілю ВСП «Любешівський ТФК Луцького НТУ»,
протокол № _____ від «_____» _____ 2022 р.
Голова циклової методичної комісії _____ Данилік С.М

Укладач: _____ Данилік С.М., викладач вищої категорії

Рецензент: _____
Відповідальний за випуск: _____ С.М.Данилік, викладач вищої категорії, голова
циклової методичної комісії педпрацівників будівельного профілю ВСП «Любешівський
ТФК Луцького НТУ».

Основи геології [Текст]: конспект лекцій для здобувачів освіти освітньо професійного
ступеня: фаховий молодший бакалавр, галузь знань 19 Архітектура та будівництво,
спеціальності 192 Будівництво та цивільна інженерія за освітньо-професійною програмою
«Опорядження будівель і споруд та будівельний дизайн» денної форми навчання/ уклад.
С.М.Данилік – Любешів: ВСП «Любешівський ТФК Луцького НТУ», 2022. – 88с.

Методичне видання складене відповідно до діючої програми курсу «Основи геології» з
метою вивчення та засвоєння теоретичних знань.

С.М. Данилік, 2022

ПЕРЕДМОВА

Конспект лекцій розроблений відповідно до програми з дисципліни "Основи геології" для здобувачів освіти освітньо-професійного ступеня: фаховий молодший бакалавр, галузь знань 19 Архітектура та будівництво, спеціальності 192 Будівництво та цивільна інженерія за освітньо-професійною програмою «Опорядження будівель і споруд та будівельний дизайн»

Мета курсу - ознайомити здобувачів освіти з основами геології, гідрогеології і, основним чином, широким колом питань інженерної геології для вирішення завдань будівництва будівель і споруд у різних геологічних умовах, у тому числі на лесових просадних ґрунтах, пливунах, насипних ґрунтах, а також у зоні зсувів та області поширення мерзлоти та карсту.

Завдання курсу - освоєння здобувачами освіти теоретичних основ з геології, гідрогеології та інженерної геології.

Володіючи діалектичним методом пізнання, здобувачі освіти **повинні знати:**

- фізичні властивості Землі;
- будову і склад Землі;
- найбільш розповсюджені види мінералів та гірських порід, їх властивості, умови утворення, залягання і використання в практиці будівництва;
- інженерно-геологічну класифікацію ґрунтів, їх фізико-механічні характеристики;
- інженерно – геологічні явища і процеси.

Здобувачі освіти **повинні вміти:**

- диференціювати розповсюджені види гірських порід за їх естетичними, функціональними та конструктивними характеристиками

ВСТУП

Як самостійна наука геологія сформувалась наприкінці вісімнадцятого сторіччя, коли накопичився значний запас відомостей про Землю, явища, які відбуваються в ній, та пояснень цих явищ. Дев'ятнадцяте та початок двадцятого сторіччя позначаються бурхливим розвитком геології. У цей період було проведено багато досліджень та експедицій, створена науково обґрунтована геологічна теорія. Внаслідок цього деякі розділи геології відокремились у самостійні наукові дисципліни: *мінералогію* (наука про склад, походження і властивості мінералів — природних хімічних сполук); *петрографію* (наука про агрегати мінералів — гірські породи, їх склад, властивості, умови залягання та розповсюдження); *історичну геологію* (наука про вік Землі); *динамічну геологію* (наука про динамічні процеси, які відбуваються в надрах Землі та на її поверхні); *гідрогеологію* (наука про підземні води); *інженерну геологію* та ін.

Що являє собою інженерна геологія як наука? Засновник інженерної геології російський учений Ф. П. Саваренський дав таке визначення: "Інженерна геологія є геологічною наукою, яка трактує питання застосування геології до інженерної справи". Іншими словами, інженерна геологія використовує досягнення усіх геологічних наук для застосування їх в інженерній практиці людини. У будівельній справі ці досягнення використовуються в інженерно - будівельній діяльності людини.

Історія розвитку інженерної геології.

Як уже зазначалось, геологія як наука сформувалась наприкінці XVIII сторіччя, в період розпаду так званої енциклопедичної науки, яка називалась філософією.

Першою капітальною роботою в області геології була робота видатного російського ученого М. В. Ломоносова "О слоях земных" (1763 р.), в якій автор виділяє дві групи сил, що змінюють земну поверхню: дію зовнішніх агентів — дощу, вітру, річок, морів, температури та ін. і дію "внутреннего жара земного". Таких же поглядів дотримувався і шотландський учений Д. Геттон, який надавав великого значення виключно внутрішнім силам Землі (так званий плутонізм; Плутон — бог підземного царства у стародавніх римлян).

Інженерна геологія виникла приблизно одночасно в багатьох країнах. Це пов'язано з потребою практики у зведенні складних інженерних споруд. У Великобританії і США в кінці XIX — початку XX ст. до вишукувань при будівництві каналів, доріг, залізниць та інших будівельних об'єктів були залучені найбільш відомі геологи, такі, як В. Сміт і Ч. Берклі. У 1925 р. вийшла монографія німецького вченого К. Терцагі "Будівельна механіка ґрунтів" і у 1929 р. "Інженерна геологія" К. А. Редліха, Р. Кампе, К. Терцагі.

Подальший розвиток інженерної геології в нашій країні відображений в працях Н. В. Коломенського, В. А. Приклонського, І. В. Попова, Є. М. Сергєєва, М. М. Маслова та ін.

У розвитку інженерної геології можна виділити три етапи. Перший (1923—1945) характеризується виникненням інженерної геології як нової наукової дисципліни, що складалась з ґрунтознавства та інженерної геодинаміки, тісно пов'язаних з дисциплінами геологічного циклу і будівельними дисциплінами. Другий етап (1946—1978) визначився формуванням нового наукового напрямку — регіональної інженерної геології, пов'язаного з дослідженням масивів ґрунтів. На третьому етапі, з 1978 р., перед інженерною геологією стоять задачі з розробки таких обґрунтувань інженерно-будівельної діяльності, які виключають або зводять до мінімуму негативні наслідки інженерної діяльності людини в літосфері. З подання радянських вчених у 1980 р. на Генеральній асамблеї Міжнародної асоціації інженерної геології (МАІГ), що проходила на XXVI Міжнародному геологічному конгресі, була прийнята Декларація, в якій всіх вчених, що працюють в напрямках інженерної геології, закликали взяти на себе відповідальність за охорону і раціональне використання геологічного середовища.

В наш час українська наукова школа з інженерної геології пов'язана з іменами таких учених, як В. І. Вернадський, О. З. Широков, А. М. Дранніков, М. М. Алексєєв.

Тема 1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ

1.1 . Земля у космічному просторі

Земля — одна з дев'яти планет Сонячної системи, третя за відстанню від Сонця (149,5 млн км). Це найбільша з чотирьох кам'яних планет, розташованих близько до Сонця, і обертається навколо нього за 365,26 доби, рухаючись із швидкістю 29,7 км/с по майже круговій орбіті. Період обертання навколо своєї осі — 23 год 56 хв. Сонце в свою чергу — усього одна з сотень мільярдів зірок, які утворюють Галактику Чумацького шляху (Млечного пути).

Спіральна Галактика Чумацького шляху — одна з багатьох галактик різного розміру та форми, які існують у Всесвіті. Через те, що Сонце і Земля розташовані усередині нашої Галактики, то Чумацький шлях нам здається не спіральним скупченням, а просто смугою зірок, яка перетинає небо.

Чумацький шлях має форму диска з діаметром біля 100 тис. світлових років і товщиною в центрі диска біля 20 тис. св. років (1 св. рік відповідає відстані, яку проходить світло за 1 рік, що дорівнює приблизно $9,6 \cdot 10^{12}$ км, або 9,6 трильйона км). Сонце розташовується приблизно на 3/5 відстані від центра нашої Галактики до її тонкого зовнішнього краю. Усі зірки Галактики обертаються навколо галактичного центру, і наше світило завершує один оберт за 250 млн років, рухаючись з швидкістю 240 км/с.

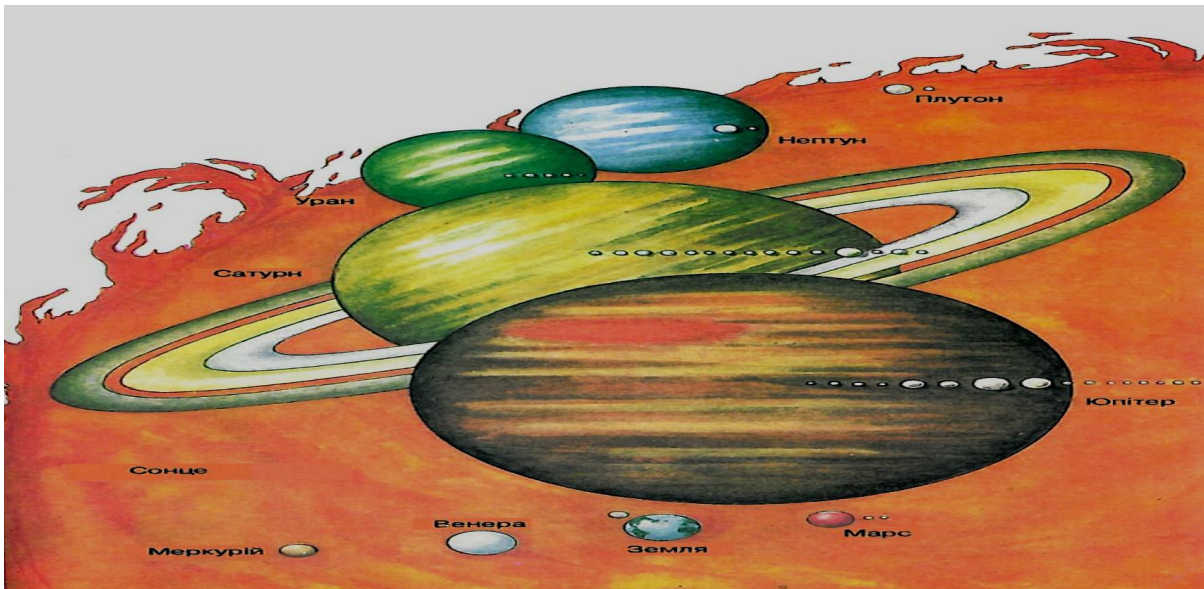


Рис. 1.1 – Планети Сонячної системи та їх супутники

1.2. Фізичні особливості Землі

Земля, як і інші планети Сонячної системи, має форму кулі, але не точно геометричної, а дещо сплюсненою у напрямку полюсів. Таку форму називають сфероїдом, а оскільки поверхня Землі не є рівною (морські западини, гірські хребти), то таку неправильну геометричну форму називають геоїдом.

Перші спроби визначити форму Землі та її будову відносяться до VI—IV ст. до н. е.

Перше наукове обґрунтування кулястості Землі зробив грецький філософ Аристотель (384—322 р.р. до н.е.). Він указував, що якби Земля не мала форми кулі, то тінь, яку вона відкидає на поверхню Місяця при його затемненні, не була б обмежена дугою кола. Виходячи з цього, послідовник Аристотеля грецький учений Ератосфен Кіренський (276—194 рр. до н.е.), який мешкав в Олександрії, вперше досить точно визначив радіус земної кулі. Зробив він це надто оригінально, не покидаючи подвір'я Олександрійської бібліотеки, де працював бібліотекарем.

Екваторіальний радіус	6378 км.
Поверхня	510 млн км ² .
Водна поверхня	361 млн км ² .
Суша	149 млн км ² .

Об'ємкм³.
Маса кг.
Середня щільність 5520 кг/м³.
Середня щільність поверхневих порід 2700-2800 кг/м³.

Сучасними дослідженнями встановлено, що земна куля складається з ряду концентричних оболонок, які називаються геосферами. Чотири з них—атмосфера, гідросфера, біосфера та частина літосфери доступні для безпосередніх спостережень, а внутрішні геосфери вивчаються тільки за допомогою геофізичних методів—різкими змінами швидкості розповсюдження пружних хвиль.

Атмосфера—газова оболонка Землі, точна межа якої не визначена і знаходиться приблизно на висоті біля 3 тис. км, де щільність атмосфери майже зрівнюється з щільністю міжпланетного простору.

В атмосфері виділяють три концентричні оболонки. Перша з них від поверхні Землі—тропосфера, яка охоплює понад 80% загальної маси атмосфери і розповсюджується до висоти 8—15 км. Далі йдуть: стратосфера—від 8—15 км до 100 км та іоносфера.

Найбільше впливає на змінення поверхні Землі атмосфера, її агенти—сонячні промені, електричні розряди, температурні коливання, вітер, водяна пара—виконують велику геологічну роботу в процесах руйнування, перенесення продуктів руйнування та їх накопичення.

Гідросфера —водна несучільна оболонка, яка містить воду океанів, морів, озер, річок, льодовиків, підземну та атмосферну воду. Гідросфера не утворює суцільного шару і покриває земну поверхню на 70,8%.

Гідросфера—надзвичайно важливий геологічний фактор в історії Землі і особливо земної кори. З одного боку, під впливом гідросфери відбувається інтенсивне руйнування гірських порід, з другого—вона є потужним утворюючим фактором, завдяки якому в межах водоймищ накопичується значна товща різноманітних осадів. У водоймищах утворилось багато мінералів та осадових гірських порід (фосфорит, галіт, глауконіт, вапняк, крейда та ін.).

Біосфера—зона життєдіяльності організмів—тварин та рослин. У тій чи іншій мірі вона має місце в атмосфері та земній корі.

Нижня та верхня межі існування живих організмів визначаються температурою та тиском. На суші нижня межа існування живих організмів 2—3 км (окремі бактерії), у морських басейнах—до 11 км.

У склад організмів входять більше 60 хімічних елементів. Це в основному кисень, водень, вуглець, натрій, кальцій, магній, калій та ін. Надзвичайно велике значення організмів як концентраторів деяких хімічних елементів: вуглецю у торфі, вугіллі, нафті, кальцію та вуглецю у вапняках, крейді, фосфору у фосфоритах. Дуже велика роль організмів в утворенні гірських порід та корисних копалин.

Вищезгадані оболонки земної кулі відносяться до зовнішніх геосфер. Внутрішні геосфери – це літосфера, мантія та ядро (див. рис. 1.1).

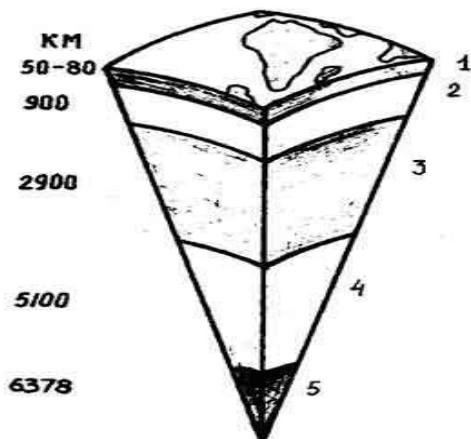


Рисунок 1.2 —Будова Землі:

1 – земна кора; 2 – верхня мантія; 3 – нижня мантія; 4 – зовнішнє ядро; 5 – внутрішнє ядро

Літосфера – верхня тверда оболонка Землі, називається інакше земною корою (лат. "літос" – камінь). Товщина (потужність) її неоднакова і коливається в межах 5—6 км під дном океанів та до 70—80 км у гірських районах континентів (Гімалаї, Тянь-Шань та ін.). Середня потужність земної кори 35 км.

У літосфері виділяють три пояси (рис. 1.2). Верхній її пояс складають різноманітні за складом осадові гірські породи—глини, піски, вапняки, піщаники та ін., які несучільним чохлом покривають літосферу з поверхні. Потужність осадового шару неоднакова і змінюється від одиниць метрів (на Українському, Балтійському щитах та ін.) до 15 км у западинах (Західно-Сибірська, Дніпрово-Донецька та ін.). Щільність осадового шару 1800—2500 кг/м³, швидкість розповсюдження сейсмічних хвиль —1—4 км/с.

ОКЕАН

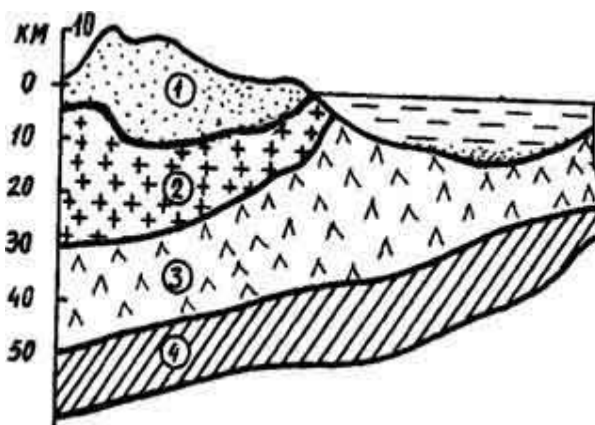


Рисунок 1.3—Будова земної кори:

1—осадовий чохол; 2—гранітний шар; 3—базальтовий шар; 4—верхня мантія

Середній пояс земної кори складається з порід типу граніту і тому називається гранітним. Він не суцільний і розповсюджується в основному на континентах, а на глибоководних ділянках океану - відсутній. Середня потужність гранітного шару на континентах становить близько 15 км, у гірських районах – до 35—40 км. Щільність цього шару —2500—2750 кг/м³, континентальна швидкість сейсмічних хвиль—5,5—6,3 км/с. У складі осадового та гранітного поясів переважають кремній (лат. "сіліцій") та алюміній (лат. "алюмініум"), і тому їх часто об'єднують під загальною назвою сіаль або сіалістська оболонка.

Нижче гранітного залягає базальтовий пояс. Його потужність складає 20—30 км на материках і 5—7 км—під дном океану. Щільність змінюється в межах 2750—3000 кг/м³, швидкість сейсмічних хвиль—6,1—7,4 км/с.

Виділяють два типи літосфери: океанічний та материковий. Кора материкового типу складається з гранітного шару потужністю до 35 км, вкритого на окремих ділянках (прогинах) осадовим чохлом потужністю до 15 км і більше. В океанічній корі гранітний шар відсутній і земна кора складається тільки з базальтового шару, вкритого зверху тонким чохлом (не більше 1 км) осадових порід.

Хімічні аналізи показали, що більше ніж на 98% маса земної кори складається тільки з восьми елементів (див. табл. 1.1). Решту складають приблизно ще 10 елементів. На долю інших припадає 0,353%. Слід відзначити, що у різних авторів доля тих чи інших елементів у земній корі неоднакова, але відрізняється не суттєво.

Таблиця 1.1 —Хімічний склад земної кори

Елемент	Символ	Маса, %
1. Кисень	O	46,5
2. Кремній	Si	25,7
3. Алюміній	Al	7,65
4. Залізо	Fe	6,24
5. Кальцій	Ca	5,79

6. Натрій	Na	1,81
7. Калій	K	1,34
8. Магній	Mg	3,23
Решта	-	1,74

Мантия—це суцільна оболонка, що залягає безпосередньо під базальтовим поясом і властивості якої різко відрізняються від літосфери.

У ній виділяють верхню мантию до глибини 900 км та мантию— до глибини 2900 км.

Верхня частина мантиї потужністю близько 900 км називається періодитовою зоною у зв'язку з переважанням у її складі ультраосновних або лужних речовин.

Нижня частина мантиї потужністю близько 1900 км називається рудною зоною, у складі якої багато заліза, нікелю, кремнію та магнію.

Щільність речовини в цій зоні досягає 4700—9400 кг/м³, тиск становить 134 ГПа, а температура—2800—3800°C.

Ядро Землі починається з глибини 2900 км, має радіус 3470 км. Воно неоднорідне за своїм складом, і в ньому виділяють зовнішнє ядро— з глибини 2900 км до 4980 км, внутрішнє — з глибини 5120 км до центра Землі та проміжну зону—4980—5120 км.

Добра електропровідність та висока щільність ядра (від 11500 до 17300 кг/м³) дають підставу вважати, що воно складене нікелем та залізом з домішками сірки та кремнезему. Тому його називають ще "нафе" від латинських символів цих елементів. Тиск у центрі Землі досягає 350 ГПа (3500 тс/см²), а температура—3800—4000°C.

Якщо брати хімічний склад (гіпотетичний) Землі в цілому, то більше як на 98% вона складається теж із восьми елементів, але співвідношення їх не таке, як у літосфері (див. табл. 1.2).

Таблиця 1.2 —Хімічний склад Землі

Елемент	Символ	Маса, %
Кисень	O	29,50
Залізо	Fe	34,60
Кремній	Si	15,20
Магній	Mg	12,70
Сірка	S	1,43
Нікель	Ni	2,39
Кальцій	Ca	1,13
Алюміній	Al	1,46
Решта	—	1,46

Теплова енергія Землі має внутрішнє та зовнішнє походження. Основним джерелом внутрішнього тепла є енергія радіоактивного розпаду хімічних елементів у надрах планети. Зовнішнє джерело надходження тепла—промениста енергія Сонця. Кожна ділянка поверхні Землі площею 1 см², яка орієнтована перпендикулярно променям Сонця, одержує за хвилину 8,13 Дж тепла. Ця величина називається сонячною постійною. Усього за рік Земля одержує від Сонця близько Дж тепла, що складає 99,5% енергії, яка поступає в земну кору.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Визначення інженерної геології і та основні задачі.
2. Які геологічні науки входять до складу курсу?
3. Що повинен знати і вміти інженер-будівельник, вивчивши курс?
4. Назвіть основні етапи розвитку геології та інженерної геології.
5. Основні гіпотези про походження Сонячної системи та Землі.
6. Яким чином Ератосфен визначив радіус Землі?
7. Будова Землі. Назвіть зовнішні та внутрішні геосфери.
8. Що таке геотермічний ступінь та градієнт? Приклади.

Тема 2. ПОРОДОУТВОРЮЮЧІ МІНЕРАЛИ

2.1. Мінерали, їх фізичний стан та будова

Мінералами (лат. "мінера" - породжуючий метал, тобто руду) називаються природні хімічні сполуки або самородні елементи, які утворюються внаслідок різних фізико-хімічних процесів у земній корі або на її поверхні.

Більшість мінералів—тверді (кварц, кальцит, алмаз та ін.), але є і рідинні (вода, ртуть та ін.), а також гази (кисень, азот, вуглекислота та ін.).

Вважають, що в земній корі знаходяться більше 3000 мінералів та їх різновидів, але з відомих 3000 мінералів порівняно небагато мають широке розповсюдження в природі. Ці мінерали, а їх усього близько 50 складають численні гірські породи, а тому їх і називають породоутворюючими.

У будівельній практиці людина зустрічається з агрегатами мінералів—гірськими породами, а їх будівельні властивості і характер поведінки при взаємодії з інженерними спорудами залежать перш за все від мінерального складу та будови як самих мінералів, так і їх сполук—гірських порід. Ось чому важливо знати склад, будову та властивості мінералів.

Тверді мінерали можуть мати кристалічну та некристалічну будову. При кристалічній будові елементарні частинки (атоми, молекули, іони) розташовуються в точно визначеному порядку—у вузлах кристалічної решітки. Кристали мають форму правильних багатогранників: куба, призми, піраміди, октаедра, тетраедра тощо; листка, луски, волокна, пластинки. Правильна геометрична форма кристалів є важливою зовнішньою ознакою кристалічної будови мінералів. Наприклад, мінерал пірит часто зустрічається у вигляді кристалів кубічної форми, кварц—пірамідальної або призматичної. Мінерали, кристалічна будова яких виявляється тільки під мікроскопом, називають прихованокристалічними.

Властивості та особливості кристалічного мінералу залежать не тільки від властивостей елементарних частинок, з яких він складається, а й від характеру їх розміщення. Наприклад, атоми вуглецю в алмазі розміщуються суворо на однакових відстанях один від одного в кутах тетрагональної кристалічної решітки. Кожний атом алмазу пов'язаний з чотирма іншими сильним ковалентним зв'язком, який забезпечує винятково високу твердість (10), а компактна тетрагональна кристалічна решітка забезпечує високу питому вагу (35 кН/м³). У графіті атоми вуглецю розташовуються шарами, які складаються з гексагональних кілець. Кожний атом у шарі ковалентно пов'язаний з трьома іншими, а зв'язок між шарами слабкий (див. рис. 2.1).

Характерною особливістю багатогранників є симетрія, під якою розуміють: по-перше, закономірну повторюваність при обертанні кристала однакових граней; по-друге, дзеркальну рівність частин фігури (одні частини кристала наче дзеркально відображують інші).

У кристалах виділяють: грані—площини багатогранників, ребра—лінії перетинання граней, вершини—перетинання трьох і більше ребер.

Знайдені такі елементи симетрії (рис. 2.2).

1. Площина симетрії—уявна площина, яка ділить кристал на дві рівні частини, причому одна з них наче дзеркально відображує іншу.

2. Вісь симетрії (L)—пряма лінія, при обертанні навколо якої на 360° кристал декілька разів повторює своє початкове положення в просторі. Кількість повторень початкового положення кристала при обертанні навколо осі симетрії називається її порядком. Для осей симетрії різних порядків прийняті такі позначення: L_2 —вісь симетрії другого порядку; L_3 —вісь симетрії третього порядку і т.д. У кристалів можуть бути тільки осі симетрії другого, третього, четвертого та шостого порядку. В одному і тому ж кристалі може бути декілька осей симетрії одного порядку або різних порядків.

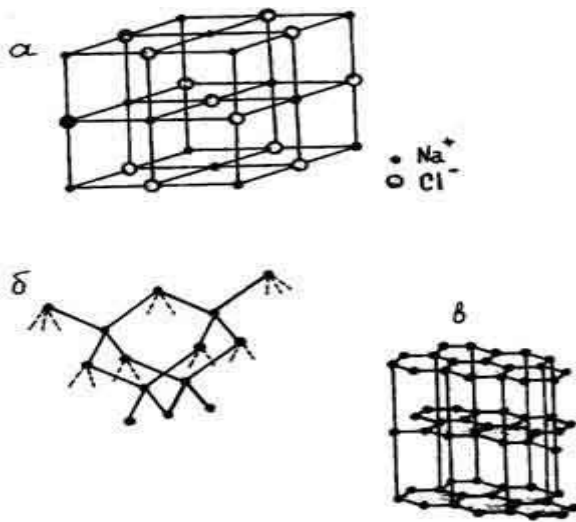


Рисунок 2.1 —Будова кристалічних решіток:

а – галіту; б – алмазу; в – графіту

3. Центр симетрії—точка перетинання елементів симетрії в даному кристалі.

У кристалах можливі 32 комбінації елементів симетрії, і ці 32 комбінації називають кристалографічними класами, або видами, симетрії. Кристалографічні класи об'єднуються у сингонії (грецьке "сингонія"—схожість кутів). Таких сингоній сім: триклинна, моноклинна, ромбічна, тригональна, тетрагональна (квадратна), гексагональна (шестикутна), кубічна. Перші три – це нижчі категорії, три наступні—середні, а кубічна сингонія—вища. Характерні елементи симетрії для перелічених вище сингоній приведені в табл. 2.1.

Форма мінералів—одна з ознак, необхідних для швидкого визначення деяких із них; наприклад, за формою можна впізнати кристали галіту, піриту, флюориту, галеніту (куби) і т.д.

Для характеристики різних форм кристалів вживається така термінологія.

1. Ізометричні зерна мають однакову ширину та висоту. Агрегати таких зерен називають зернисто - кристалічними.

2. Вигляд зерен, які витягнуті у одному напрямку, характеризується такими термінами: стовпчастий, шестуватий, голкуватий, волокнистий.

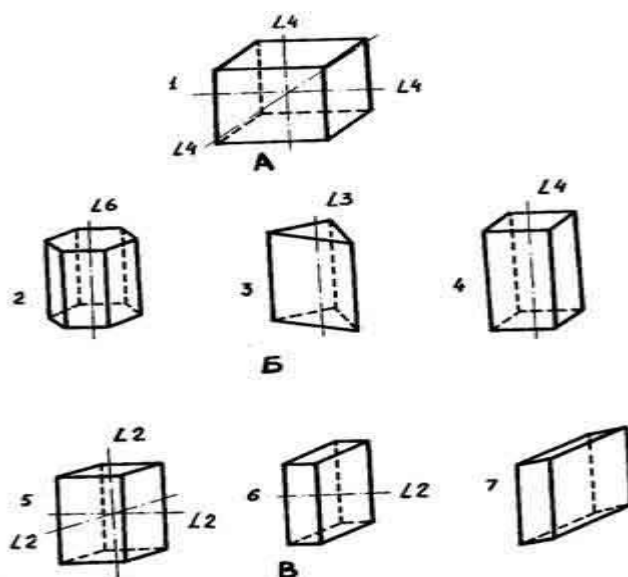


Рисунок 2.2 —Кристалографічні сингонії:

а – вища сингонія; б – середні сингонії; в – нижчі сингонії;

1 – кубічна; 2 – гексагональна; 3 – тригональна; 4 – тетрагональна; 5 – ромбічна; 6 – моноклинна; 7 – триклинна

Таблиця 2.1 - Характеристика кристалографічних сингоній

Категорія	Сингонія	Характерні елементи симетрії
Нижча	Триклинна	Нема елементів симетрії або є один центр симетрії
	Моноклинна	Вісь симетрії другого порядку й площина симетрії одна
	Ромбічна	Кількість осей симетрії другого порядку й кількість площин симетрії досягає трьох
Середня	Тригональна	Характерна одна вісь симетрії третього порядку
	Тетрагональна	Характерна одна вісь симетрії четвертого порядку
	Гексагональна	Характерна одна вісь симетрії шостого порядку
Вища	Кубічна	Має чотири осі симетрії третього порядку (поряд із другим або четвертим)

Для опису агрегатів, які складені подовженими зернами, якщо спостерігається їх упорядковане розташування, вживають такі приставки: паралельно-або радіально-(наприклад, паралельно-волокнистий, радіально-голкуватий).

3. Зерна можуть мати вигляд сплюснутих в одному напрямку. У залежності від ступеня сплюснутості вони характеризуються такими термінами: таблитчастий, пластинчастий, листуватий, лускуватий.

Для характеристики прихованокристалічних та аморфних мінералів застосовуються такі терміни:

а) щільне складення – агрегати в зломі не виявляють помітних деталей, поверхні злому гладкі або трохи криволінійні (раковистий злом);

б) землисте складення – характеризується порівняно крихкотілим скупченням дрібних частинок, грудочок, які легко відокремлюються одна від одної; злом таких агрегатів нерівний, шорсткуватий. Деякі характерні агрегати одержали назву, яка не вимагає спеціального пояснення, наприклад гроноподібний, ниркоподібний і т.д.

Природні скупчення мінералів у вигляді зерен або кристалів називаються агрегатами. У природі вони можуть мати такі форми (рис. 2.3).

1. Зернисті—дрібні зерна мінералів, які зрослися.

2. Землисті—за зовнішнім виглядом нагадують крихкотілий ґрунт і легко розтираються поміж пальцями.

3. Щільні—неможливо відрізнити контури окремих зерен навіть при невеликому збільшенні.

4. Листуваті, пластинчасті, лускуваті—кристали легко розщеплюються на окремі листочки, пластинки, лусочки.

5. Друзи—зростки кристалів, які прикріплені одним кінцем до загальної основи.

6. Дендрити—гіллясті деревоподібні агрегати, які виникають при швидкій кристалізації.

7. Конкреції—агрегати кулеподібної форми з радіально-променистою будовою.

8. Ооліти—невеликих розмірів кульки, зцементовані або в крих-котілому стані.

9. Секреції (жеоди)—порожнини в гірській породі, заповнені мінеральною речовиною, нагадують людські нирки.

Багато мінералів мають некристалічну (аморфну) будову, коли елементарні частинки розташовуються безладно (опал, лімоніт, халцедон та ін.).

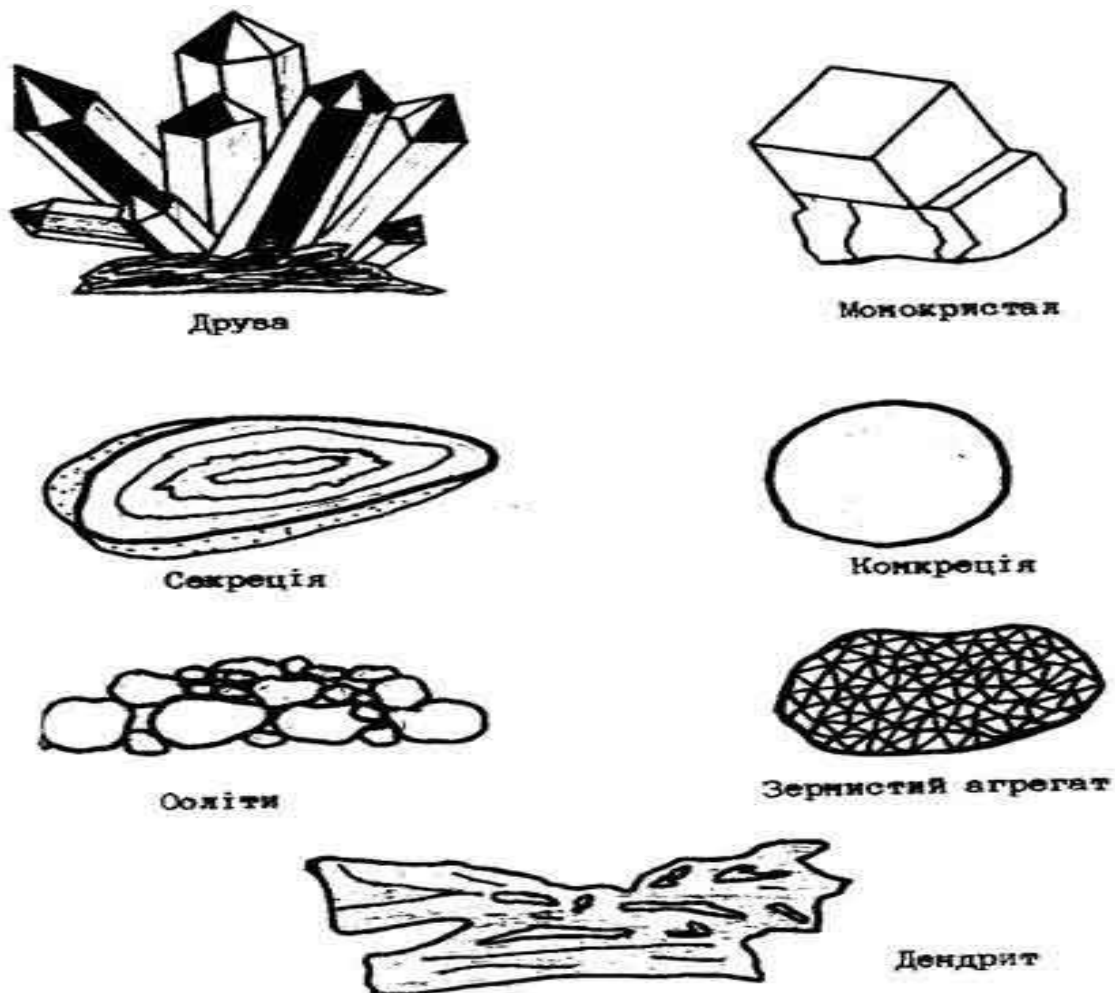


Рисунок 2.3—Форми знаходження мінералів у природі

2.2. Фізичні властивості мінералів

Кожний мінерал має певний хімічний склад і характерну для нього внутрішню будову, від якої залежать його зовнішня форма та фізичні властивості.

Розрізняють такі зовнішні (макроскопічні) фізичні властивості мінералів: колір, колір риски, прозорість, блиск, спайність, злом, твердість, розчинення у кислотах, смак, запах, щільність.

К о л і р. Майже всі мінерали забарвлені в той чи інший колір. Багато з них названі за цією ознакою. Наприклад, гематит (від грецького "гематікос"—кривавий), альбіт (від латинського "альбіус"—білий), рубін (від латинського "рубер"—червоний).

Для характеристики кольору та його відтінків використовують такі терміни: білий, чорний, сірий, бурий, червоний, жовтий, зелений, синій. Такі назви, як оранжевий, рожевий, блакитний, застосовуються для уточнення відтінків, наприклад оранжево-жовтий, блакитно-білий та ін.

Для назв відтінків уживають префікси темно-, світло- та ін., а для мінералів з металевим блиском обов'язково як префікс використовують назву металу (наприклад, мідно-червоний, золотисто-, латунно-, бронзово-жовтий, свинцево-або сталевосірий, залізо-чорний та ін.).

Крім основного забарвлення, мінерали інколи мають додаткові відтінки — мінливість, обумовлену явищем інтерференції світла на поверхні мінералів внаслідок різних реакцій при вивітрюванні.

К о л і р р и с к и. Багато мінералів у дрібно-роздробленому стані (порошку) мають зовсім інший колір, так званий колір риски (або просто — риска). Це важлива діагностична ознака мінералу. Для визначення кольору риски нема потреби роздрібнювати мінерал, а досить провести ним по неглазурованій фарфоровій пластинці. Для характеристики риски вживаються такі ж терміни, як і для кольору.

П р о з о р і с т ь. Це здатність мінералів пропускати світло. Розрізняють прозорі (гірський криштал, ісландський шпат та ін.), напівпрозорі (халцедон, опал та ін.) і непрозорі (графіт, пірит та ін.). Багато мінералів у тонких пластинках просвічуються, наприклад біотит.

Б л и с к. Це здатність мінералів відбивати світло (залежить від кількості відбитого світла).

За цією властивістю мінерали розподіляють на дві великі групи: з металевим та неметалевим блиском.

Металевий блиск—це блиск свіжого злому металу. Решта —неметалеві. Відрізняють блиск алмазний - дуже сильний, відбиває багато світла; дзеркальний—блиск дзеркала; скляний—блиск поверхні скла; шовковистий—при паралельно-волокнистій будові; жирний - поверхня мінералу наче намазана жиром; перламутровий—колір інтерференції. Багато мінералів не мають блиску і є матовими.

С п а й н і с т ь. Це здатність мінералів розколюватись при ударі в окремих кристалографічних напрямках з утворенням гладких або дзеркальних поверхонь—поверхонь спайності.

Спайність притаманна тільки кристалічним мінералам і відсутня у монокристалів. Напрямок площин спайності не випадковий і відповідає напрямкам найбільш щільних кристалічних решіток. Спайність може спостерігатись в одному, двох, трьох, чотирьох і навіть шести напрямках. Слід розрізняти площини спайності від граней кристала. Наприклад, у кварці спайність відсутня, хоч він і зустрічається часто у формі кристалів із гладкими поверхнями.

Фізично спайність обумовлена тим, що зовнішні зв'язки між кристалами значно слабші від внутрішніх структурних зв'язків між елементарними частинками.

Розрізняють такі види спайності:

а) дуже досконала — мінерал легко розколюється за визначеним напрямком на окремі пластинки, листочки або лусочки (слюда, графіт, гіпс та ін.);

б) досконала — при ударі мінерал розколюється рівними, гладенькими площинами на уламки, які нагадують первинні кристали (галіт, кальцит та ін.);

в) недосконала — розпізнається важко на уламках мінералу. Значна частина уламків обмежена неправильними поверхнями (апатит, берил та ін.);

г) спайність відсутня. При ударі мінерал розколюється у випадкових напрямках із неправильними поверхнями злому (кварц, лімоніт та ін.).

З л о м. Для визначення деяких мінералів доброю діагностичною ознакою є злом — випадковий напрямок розколу мінералу. За певним характером поверхні, яка утворюється при розколі мінералу, виділяють такі типи злому:

а) рівний, ступінчастий, характерний для мінералів із спайністю;

б) раковистий (опал, халцедон та ін.), який нагадує внутрішню поверхню черепашки;

в) занозливий (рогова обманка, гіпс та ін.) — притаманний мінералам із волокнистою або голкуватою будовою;

г) землистий (каолініт та ін.) — характерний для землистих мінералів;

д) зернистий — мають мінерали зернистої будови.

Т в е р д і с т ь. Це здатність мінералів чинити опір механічним зусиллям, які роз'єднують його частинки. Ступінь твердості мінералів визначається приблизно в порівнянні з твердістю еталонних мінералів за шкалою Ф. Мооса, табл. 2.2.

Для визначення твердості мінералів у лабораторних умовах користуються підручними предметами, твердість яких відома: м'який олівець — 1, ніготь — 2,5; мідна монета — 3—4; скло — 5—5,5; лезо бритви — 5—6; терпуг — 7.

Скло дряпає всі мінерали з твердістю менше 5, а мінерали з твердістю більше 5 самі дряпають скло. Цими підручними засобами можна визначити твердість більшості мінералів, оскільки мінерали з твердістю більше 6 зустрічаються порівняно рідко.

Р о з ч и н е н н я у к и с л о т а х. Усі мінерали класу карбонатів (кальцит, малахіт та ін.) реагують із соляною кислотою з виділенням вуглекислого газу, бульбочки якого створюють враження кипіння кислоти. Деякі мінерали цього класу розчиняються в роздрібненому стані (доломіт) або при підігріванні (магнезит). Для визначення мінералів застосовується 10% розчин соляної кислоти, крапля якого за допомогою скляної палички або крапельниці наноситься на поверхню зразка або на порошок.

Таблиця 2.2 – Шкала твердості мінералів

Назва мінералу	Твердість за Моосом	Характеристика твердості
Тальк	1	Легко дряпається нігтем
Гіпс	2	Дряпається нігтем
Кальцит	3	Легко дряпається ножом
Флюорит	4	Важко дряпається ножом
Апатит	5	Ніж не залишає подряпин
Ортоклаз	6	Залишає подряпину на склі, сталі
Кварц	7	Легко дряпає сталь, скло
Топаз	8	Дряпає скло, гірський кришталь
Корунд	9	Легко дряпає всі мінерали, крім алмазу
Алмаз	10	Ріже скло

Смак, запах. Усі мінерали, які розчиняються у воді, мають певний смак. Так, галіт — солоний, сильвін — гірко-солоний. Деякі мінерали під час тертя один об один мають характерний запах. Так, при терті желваків фосфориту з'являється запах горілої шкіри; запах сірчаного газу характерний для піриту та сірки.

Щільність. Ця властивість мінералів змінюється в широких межах — від значення менше 1 (гази, бітуми) до 23 г/см³ (група осмистого іридію). У ряді випадків щільність є доброю діагностичною ознакою, навіть виважуючи мінерали на долоні, можна приблизно визначити їх щільність. За щільністю всі мінерали розподіляють на: легкі—із щільністю до 2,0 г/см³, середні — від 2 до 4 г/см³, важкі—більше 4 г/см³.

Особливі властивості. Деякі мінерали володіють тільки їм притаманними властивостями, які є добрими діагностичними ознаками цих мінералів. Так, один із різновидів кальциту – ісландський шпат має подвійне променезаломлення; у лабрадора при обертанні на площинах спайності спостерігається гра кольорів у фіолетово-синювато-зелених тонах; флюорит навіть у невеличкому зразку може бути забарвлений у різні кольори; графіт залишає слід на папері; глинисті мінерали, наприклад каолін — жирний на дотик; халцедон просвічується на краях і т.д.

Класифікація мінералів. Уся різноманітність мінералів підрозділяється на групи, які поєднують за спільними ознаками. У науковій мінералогії загальноприйнято класифікувати мінерали перш за все за хімічним складом. Класифікація найбільш розповсюджених породоутворюючих мінералів за цією ознакою наведена в табл. 2.3.

Таблиця 2.3 — Хімічна класифікація мінералів

Клас	Мінерали
Силікати	Олівін, мусковіт, біотит, тальк, альбіт, лабрадор, ортоклаз, мікроклін, каолінит, плагіоклаз, монтморілоніт, нефелін, хлорит
Карбонати	Кальцит, доломіт, галіт, малахіт, сидерит, магнезит, арагоніт
Сульфати	Гіпс, ангідрит, барит, мірабіліт.
Сульфіди	Пірит, сфалерит, галеніт, халькопірит, кіновар, аурипігмент
Окиси та гідроокиси	Кварц, опал, халцедон, корунд, лімоніт, гематит, магнетит, боксит, рубін, сапфір
Фосфати	Апатит, фосфорит, вівіаніт
Галоїди	Галіт, сильвін, карналіт, флюорит
Самородні елементи	Алмаз, графіт, сірка, срібло, золото, платина, мідь, миш'як, вісмут

2.3. Опис та визначення мінералів

Мінерали, характеристики яких наводяться у цьому розділі, систематизовані не за хімічним складом, а залежно від їх фізичних властивостей. Така послідовність відповідає навчальним цілям і допомагає швидко орієнтуватися при визначенні того чи іншого мінералу.

Перш за все, мінерали залежно від їх твердості розподілені на три групи: з твердістю до 2 включно (дряпаються нігтем); від 2 до 5 (нігтем не дряпаються і не дряпають скло) та мінерали з твердістю вище 5 (дряпають скло). В кожній такій групі мінерали розподілені за кольором на світлі та темні, які, в свою чергу, розділяються на підгрупи мінералів зі спайністю і без спайності. Кожна підгрупа вміщує назви декількох мінералів, де приводяться й інші діагностичні ознаки: блиск, власний колір, колір риски, щільність, найпростіші реакції. Крім того, наводяться специфічні властивості мінералу (якщо вони є) та застосування в народному господарстві.

Твердість мінералів оцінюється за шкалою Мооса, щільність наводиться у грамах на кубічний сантиметр.

2.3.1. Мінерали з твердістю до 2 включно (дряпаються нігтем)

Світлі зі спайністю

Гіпс. $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — водоутримуючий сульфат кальцію. Зернисті, дрібнокристалічні маси, агрегати. Окремі кристали пластинчастої, стовпчастої, волокнистої та призматичної форми. Сингонія моноклінна. Спайність найдосконаліша. Твердість 2. Щільність 2,2 — 2,4. Блиск скляний, перламутровий, шовковистий. Злом дрібнозернистий, занозливий, ступінчастий. Безкольоровий, рожевий, окремі кристали водяно-прозорі. Риска біла.

Розрізняють такі різновиди гіпсу:

Алебастр — білий цукроподібний гіпс дрібнозернистої щільної будови.

Селеніт — волокнистий гіпс з шовковистим блиском і занозливим зломом.

Листовий гіпс, який називають ще "мар'їне скло". Спайність у селеніта та листового гіпса найдосконаліша, кристали легко розщеплюються на тонкі пластинки. Риска біла.

Гіпс має широке застосування у народному господарстві взагалі, і в будівництві зокрема. У будівництві він застосовується для виготовлення в'язучих — цементу, вапняного розчину, сухої штукатурки, гіпсових блоків для перегородок.

Тальк. $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ — силікат магнезії. Листуваті, лускуваті, щільні маси. Сингонія моноклінна. Спайність найдосконаліша. Твердість 1. Щільність 2,5 — 2,8. Колір блідно-зелений, жовтуватий із шовковистим або скляним блиском. Жирний на дотик.

Широко застосовується у сільському господарстві для виготовлення отрутохімікатів та у медицині.

Каолініт. $\text{Al}_2(\text{OH})_4[\text{Si}_2\text{O}_5]$. Назва походить від китайського слова "гао-лінг" — висока гора у Китаї, яка утворена з білої глини. Землисті, крихкі або глиноподібні агрегати. У чистого каолініту твердість 1, із домішками — до 2,5, щільність 2,6. Сингонія кристалів моноклінна, спайність найдосконаліша. Колір у чистого мінералу білий, сірий або жовтуватий (із домішками). Жирний на дотик, забруднює руки. Дуже гігроскопічний і в сухому стані прилипає до язика. Риска біла. Каолініт дуже цінна сировина для виготовлення фарфору. У будівництві застосовується для виробництва вогнетривкої цегли і як домішки при виготовленні в'язучих.

Монтморилоніт. $\text{Al}_2(\text{OH})_2[\text{Si}_2\text{O}_5] \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Вміст води змінюється у межах 12—24%. Назву дано за місцевістю Монтморилон (Франція). Тонко дисперсні суцільні глиноподібні маси. Спайність досконала, твердість 2. Щільність мінлива у залежності від вмісту води. Колір білий з сіруватим відтінком або жовтий. Злом раковистий. Володіє доброю адсорбцією, внаслідок чого розбухає і об'єм збільшується в декілька разів. При висиханні об'єм зменшується. Завдяки високій поглинаючій здатності застосовується як адсорбент при очищенні нафтопродуктів. У будівництві широко застосовується для приготування тиксотропних розчинів при бурінні свердловин, зведенні фундаментів типу "стіна в ґрунті".

Мусковіт. $\text{KAl}_2(\text{OH},\text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ — калійова слюда. Назва походить від старовинної італійської назви м. Москви (Муска). У XVI-XVII ст. великі листи слюди під назвою "московське скло" вивозились через Москву на Захід. Листяно-зернисті та лускоподібні агрегати. З сильним перламутровим блиском (до дзеркального), твердість 2—2,5, щільність 2,5—2,7. Спайність дуже

досконала в одному напрямку, розщеплюються на тонкі пружні листочки. Безкольоровий або жовтуватий, зеленуватого кольору. Знаходить застосування в електротехніці як ізоляційний матеріал.

Темні зі спайністю

Біотит. $K(Mg,Fe)3(Al,Fe)Si_3O_{10}(OH,F)_2$ — залізо-магнезіальна слюда. Названа за прізвищем французького фізика Біота. Будова, сингонія, спайність та блиск аналогічні мусковіту. Колір чорний або темно-зелено-чорний. Щільність 2,7—3,3. Твердість 2—2,5. Застосовується також як ізоляційний матеріал.

Графіт. Модифікація вуглецю (C) — тонколускуваті землисті агрегати. Спайність найдосконаліша. Сингонія гексагональна. Твердість 1, щільність 2,1—2,3. Злом нерівний. Риска темна. Жирний на дотик, пише на папері. Застосовується як матеріал для виготовлення тиглів та олівців, а також твердих антифрикційних мастил.

Хлорит. $(Fe,Mg)_5Al(OH)_8[AlSi_3O_{10}]$ — лускувато-листуваті агрегати. Твердість 1, щільність 2,6—3,3. Спайність дуже досконала, сингонія моноклинна, злом занозливий. Риска біла до зеленої. Колір зелений, з відтінками.

Блиск перламутровий або скляний. Породоутворюючий мінерал хлоритових сланців.

2.3.2. Мінерали з твердістю від 2 до 5 включно

Світлі зі спайністю

Галіт. $NaCl$ — хлорид натрію. Кристалічно-зернисті агрегати, окремі кристали, друзи. Зовнішній вигляд кристалів переважно кубічний (кубічна сингонія). Твердість 3. Щільність 2,1 — 2,2. Спайність досконала, злом зернистий, в окремих кристалах - раковнистий. Колір прозорий, білий, забарвлений домішками. Риска біла, блиск скляний. Солоний на смак. Має широке застосування у хімічній та харчовій промисловості.

Кальцит. $CaCO_3$ — карбонат кальцію. Зернисті агрегати, кристалічні маси, друзи, окремі кристали пластинчастої форми. Спайність досконала в трьох напрямках. Сингонія тригональна. Блиск скляний. Безкольоровий, білий, жовтий, рожевий, блакитний, бурий. Риска біла. Твердість 3, щільність — 2,6 — 2,8. Бурхливо реагує з соляною кислотою. Відомі такі різновиди кальциту: ісландський шпат (від німецького "шпат" — брусочок) — прозорий кальцит з подвійною променезаломлюваністю; паперовий шпат (пластинчасті або листуваті кристали); антраконіт (чорний кальцит з домішкою бітума). Широко застосовується у будівництві для виготовлення в'язучих.

Доломіт. $CaMg(CO_3)_2$ — карбонат кальцію та магнію. Кристалічно-зернисті маси. Твердість 3,5 — 4, щільність 2,8 — 2,9. Спайність досконала. Сингонія тригональна. Блиск скляний. Колір білий, сірий, сіро-білий. Блиск скляний, риска біла або білувато-сіра. Злом раковнистий. Реагує з соляною кислотою у вигляді порошку. Застосовується як флюс при виплавленні чавуну, а у будівництві — для виготовлення в'язучих.

Ангідрит (з грецької "безводний"). $CaSO_4$ — сульфат кальцію. Тонкозернисті щільні маси або волокнисті агрегати. Твердість 3 — 3,5, щільність 2,8 — 3,0. Сингонія ромбічна, кристали мають призматичний або товстостовпчастий обрис. Колір білий, сірий, голубий, червоний, інколи безкольоровий. Риска біла, злом раковнистий. Спайність досконала в одному напрямку. Використовується у виробництві гіпсових в'язучих, цементів та сірчаної кислоти.

Магнезит. $MgCO_3$ — карбонат магнію. Дрібнокристалічні, щільні до землистих агрегатів. Кристали ромбовидні або стовпчасті. Сингонія тригональна. Твердість 4 — 4,5, щільність 2,9 — 3,1. Спайність досконала. Блиск скляний. Колір білий з жовтуватими або сіруватими відтінками. Риска біла. Злом раковнистий. Сировина для виготовлення вогнетривкої цегли (температура плавлення чистого окису магнію 2800°C).

Сидерит (залізний шпат). $FeCO_3$ — карбонат заліза. Дрібнозернисті щільні агрегати. Зустрічається в кулеподібних конкреціях з прихованокристалічною або радіально-променистою будовою. Сингонія тригональна. Спайність досконала. Твердість 3,5 — 4,0, щільність 3,8. Колір у свіжому стані світло-жовтий, сірий. При вивітрюванні буріє і переходить в інші мінерали. Риска біла, у вивітреного мінералу — бура. Блиск скляний, інколи перламутровий. Злом ступінчато-

нерівний, інколи раковнистий. Реагує тільки з підігрітою соляною кислотою. Сидерит – залізна руда.

Барит (важкий шпат, від грецького "барос" – важкість). BaSO_4 – сульфат барію. Зернисті щільні агрегати. Кристали пластинчастої, стовпчастої форми. Зустрічається у вигляді суцільних зернистих, інколи землистих мас. Сингонія ромбічна. Спайність досконала. Твердість 3 - 3,5, щільність 4,3 - 4,7. Колір білий, сірувато-білий, рожевий. Риска біла. Злом нерівний, ступінчастий. Велика щільність для мінералів зі скляним блиском. Застосовується як обважнювач глинистого розчину при бурінні свердловин, а також у медицині.

Флюорит (плавиковий шпат). CaF_2 — фторид кальцію. Зернисті агрегати, зростки кристалів частіше кубічної форми. Спайність досконала, блиск скляний. Твердість 4. Забарвлений в різні кольори (часто навіть у невеликому зразку): фіолетовий, зелений, жовтий, блакитний, рожевий. При нагріванні забарвлення зникає. Деякі різновиди за зовнішнім виглядом нагадують мармелад. Флуоресціює (термін "флуоресценція" походить від назви цього мінералу). Один із основних металургійних флюсів (плавнів), який полегшує виплавку металів із руд.

Халькопірит (мідний колчедан). CuFeS_2 — сульфід міді та заліза. Суцільні зернисті маси, окремі зерна, сингонія тетрагональна. Твердість 3 — 4. Щільність 4,1 — 4,3. Спайність недосконала, злом раковнистий, нерівний. Колір латунно-жовтий, золотисто-жовтий. Риска чорна або зелено-чорна. Головна руда на мідь та виготовлення мідного купоросу.

Апатит (від грецького "апатос" – мінливий). $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3 (\text{F}, \text{Cl})$ — фосфат кальцію. Сингонія гексагональна. Кристали призматичні, короткостовпчасті таблитчастої форми. Спайність недосконала. Зустрічаються дрібнозернисті цукроподібні агрегати. Твердість 5, щільність 3,1. Колір: жовтий, жовтувато-зелений, блакитний, фіолетовий, коричневий. Риска біла до жовтувато-сірої, блиск скляний. Злом нерівний, раковнистий, у дрібнозернистих агрегатах – зернистий.

Добре розчиняється у соляній, сірчаній та фосфорній кислотах. Апатит — єдиний мінерал, який містить фосфор у промисловій кількості. Агрономічна руда.

Темні зі спайністю

Малахіт (мідна зелень). $\text{CuCO}_3\text{Cu}(\text{OH})_2$ — лужний карбонат міді. Натічні форми, землисті маси. Агрегати бувають волокнисті, радіально-променисті, брунько- та гроноподібні утворення. Сингонія моноклінна. Твердість 3,5 — 4,0, щільність 3,9 — 4,0. Колір від яскраво-зеленого до темно-зеленого, риска блідо-зелена. Блиск скляний, шовковистий, бархатистий. Спайність досконала. Злом занозливий, інколи раковнистий. Бурхливо реагує з соляною кислотою.

Малахіт — чудовий декоративний камінь. Використовується для виготовлення зеленої фарби.

Галеніт- свинцевий блиск (лат. "галена"— свинцева руда). PbS — сульфід свинцю. Зернисті маси від грубо- до тонкозернистих. Кристали переважно кубічної форми (кубічна сингонія). Твердість 2,5 — 3,0. Колір свинцево-чорний, сіро-чорний. Риска сіро-чорна, злом ступінчастий. Сильний металевий блиск, велика щільність — 7,4 — 7,6. Найважливіша руда свинцю.

Кіновар (стародавньоіндійське — кров дракона). HgS — сульфід ртуті. Щільні зернисті агрегати. Кристали тригональної сингонії (стовпчасті) зустрічаються рідко. Залягає у вигляді вкраплених неправильної форми зерен. Спайність досконала. Твердість 2 – 2,5, велика щільність — 8 — 8,2. Колір від червоного до буровато-червоного з свинцево-сірим відтінком. Риска червона. Блиск дзеркальний, інколи матовий. Злом нерівний, ступінчастий.

Кіновар — єдина руда для одержання ртуті, яка використовується у фізичних приладах, як детонатор вибухівки, для виготовлення природної фарби.

Сфалерит (цинкова обманка; від грецького "сфалерос" — обманюю, тому що за зовнішнім виглядом не схожий з іншими сульфідами металів). ZnS — сульфід цинку. Тонко- та крупнозернисті агрегати. Кристали кубічної сингонії, часто викривлені. Твердість 3 — 4, щільність 3,9 — 4,2. Колір бурий або коричневий з жовтуватим відтінком. Риска жовта до бурої. Спайність дуже досконала, злом ступінчастий або зернистий. Блиск металоподібний, дзеркальний. Головна руда на цинк.

2.3.3. Мінерали з твердістю більше 5 (дряпають скло)

Світлі зі спайністю

Ортоклаз. KAlSi_3O_8 — алюмосилікат калію, калійово-натрійовий польовий шпат. Назва походить від грецького "ортоклаз" (що прямо розколюється). Суцільні кристалічні маси. Форма кристалів призматична, товстопластинчаста, при розколюванні утворює прямокутні форми. Сингонія моноклинна. Твердість 6 — 6,5, щільність 2,5. Спайність досконала в двох напрямках під прямим кутом. Блиск скляний, перламутровий. Колір блакитно-сірий, світло-рожевий, бурий, м'ясо-червоний, зелений. Риска біла. Злом ступінчастий.

Мікроклін (з грецької — відхилений, оскільки кут між площинами спайності менший від прямого на 20 хвилин). Склад такий же, як в ортоклаза. Часто за зовнішнім виглядом не відрізняється від нього. Сингонія триклинна. Природні зростки мінералу з кварцем утворюють "письмовий граніт", або "єврейський камінь".

Блакитно-зелений різновид мікрокліну називають амазонітом. Застосовується як декоративний матеріал.

Плагіоклази (з грецької — косо розколюються). Натрійово-кальційові польові шпати. Сюди входять альбіт, анортит, лабрадор та ін.

Альбіт (від лат. "альбус" — білий). $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — натрійовий плагіоклаз. Пластинчасто-призматичні цукроподібні кристали, друзи. Сингонія триклинна. Твердість 6, щільність 2,6. Колір білий, сірувато-білий, риска біла. Блиск скляний. Спайність досконала, кут між площинами спайності $86^\circ 24'$. Розрізняють такі різновиди: місячний камінь (адуляр) з ніжно-блакитним відливом, сонячний камінь (авантюрин) — кристали з іскристо-золотистим відливом.

Примітка. Назва "польові шпати", ймовірно, пішла від того, що ці мінерали мають широке розповсюдження в земній корі, тобто зустрічаються майже на кожному полі.

Світлі без спайності

Кварц. SiO_2 — діоксид кремнію, кремнезем — найбільш розповсюджений мінерал у літосфері — 12,5%. Суцільні щільні маси, інколи зернисті, окремі кристали, друзи. Розміри кристалів дуже різноманітні. Мають вигляд шестигранних призм, тригональної діпіраміди. Твердість 1, щільність 2,6. Спайність відсутня, злом раковнистий, нерівний. Сингонія тригональна. Блиск скляний, дзеркальний, матовий. Без кольору, забарвлення обумовлене наявністю домішок — від молочно-білого до чорного кольору.

Залежно від кольору, прозорості численні різновиди кварцу мають особливі назви: гірський кришталь — безколіорові водяно-прозорі кристали; аметист — фіолетовий кварц; раухтопаз — димчасті, прозорі різновиди, забарвлені у буровато-сірі тони; моріон — кристали чорного кольору.

Кварц — важлива сировина для скляної та керамічної промисловості, використовується для генерації ультразвуку, а також у радіопередавачах і годинниках. Входить до складу багатьох гірських порід: магматичних, осадових, метаморфічних.

Халцедон. Потайнокристалічний різновид кварцу. Суцільні маси, натічні утворення. Спайність відсутня. Твердість 7, щільність 2,6. Злом раковнистий, нерівний. Просвічується на краях. Колір білий, блакитний, жовтуватий, коричневий. Блиск восковий, матовий.

Відомі такі різновиди халцедону: сердолік — оранжево-червоного кольору; агат — агрегат халцедону смугастої будови (смуги різнокольорові); хризопраз — яблучно-зеленого кольору завдяки домішкам нікелю; яшма — щільний потайнокристалічний різновид халцедону з яскравим забарвленням і концентричними смугами.

Халцедон та його різновиди використовуються в більшості як декоративне каміння.

Опал. $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Аморфний різновид кремнезему, натічні маси, конкреції. Твердість 5,5 — 6,5. Спайність відсутня, злом раковнистий. Блиск скляний, восковий, матовий. Колір білий, жовтий, бурий, блакитний. Щільність 1,9 — 2,3.

Пірит (від грецького "пірос" — вогонь). FeS_2 — сульфід заліза. Утворює кристали кубічної форми (кубічна сингонія) з характерним штрихуванням на гранях паралельно ребрам. Розміри кристалів різноманітні, найбільш розповсюджені форми: куб, октаєдр, пентагондодекаєдр, нерідко зустрічаються зростки кристалів різної величини. В осадових гірських породах — променисті конкреції. Твердість 6 — 6,5, щільність 5,0 — 5,2. Колір латунно-жовтий, світло-жовтий, риска

зеленувато- або буровато-чорна. Сильний металевий блиск. Спайність відсутня. Злом раковнистий, нерівний. Агрегати, які в давнину завдяки своєму кольору приймалися за золото, одержали назву "золото дурнів" (англ. "фулс голд"). Основна сировина для одержання сірчаної кислоти.

Темні зі спайністю

Лабрадор $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ — польовий шпат, кальційово-натрійовий плагіоклаз. Назва за півостровом в Північній Америці.

Суцільні зернисті маси з дрібно- та крупнопластинчастих кристалів. Спайність досконала. Сингонія триклинна. Твердість 6 — 6,5, щільність 2,6 — 2,7. Колір темний, інколи димчасто-сірий або сірувато-чорний. Блиск скляний до перламутрового.

Відрізняється чудовою грою кольорів (іризацією) на площинах спайності або на полірованій поверхні в синювато-фіолетово-зелених тонах. Чудовий оздоблювальний матеріал.

Авгіт. $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})[(\text{SiAl})_2\text{O}_6]$ — силікат кальцію, магнію та заліза. Короткостовпчасті, бочкоподібні, призматичні кристали. Суцільні зернисті маси. Сингонія моноклінна. Твердість 5,5 — 6, щільність 3,3 — 3,6. Спайність досконала. Колір від темно-зеленого до буровато-чорного, риска зеленувато-сіра. Блиск скляний, кристали мають блискучі грані (назва походить від грецького "ауге" — блиск). Злом нерівний до раковистого. Розповсюджений мінерал магматичних порід основного (лужного) складу.

Рогова обманка. $\text{CaNa}_2(\text{Mg,Fe,Al})[(\text{SiAl})_4\text{O}_{11}](\text{OH})_2$ — складний алюмосилікат кальцію, магнію та заліза. Довгопризматичні та голкуваті кристали, сингонія моноклінна. Твердість 5,5 - 6, щільність 3,1 — 3,3. Спайність досконала в двох напрямках. Колір темно-зелений, чорний, бурий. Риска зеленувато-бура, бура. Блиск скляний з роговим відливом (звідки і назва), на площинах спайності — шовковистий. Злом занозливий. Породоутворюючий мінерал основних порід.

Темні без спайності

Магнетит. Fe_3O_4 — оксид заліза (магнітний залізняк). Зернисті дрібнокристалічні маси, кристали у вигляді октаєдрів, друзи в порожнечках. Твердість 5,5 — 6,0. Сингонія кубічна, злом нерівний. Колір залізо-чорний, риска чорна. Блиск металевий, матовий. Особлива властивість — магнітний, щільність 5,0 — 5,3. Важлива сировина для виплавки чавуну та сталі (заліза близько 60%).

Гематит. Fe_2O_3 — оксид заліза (червоний залізняк, від грецького "гаматікос" — кривавий, звідки і українська назва — "кривавик"). Землісті, шкаралупуваті, лускуваті агрегати. Інколи утворюють чудові кристали — ромбоєдри. Сингонія тригональна. Твердість 5 — 6, щільність 5,0 — 5,3. Колір стально-чорний зі строкатими відтінками, риска вишнево-червона. Злом раковнистий. Важлива залізна руда (вміст заліза від 50 до 65%).

Лімоніт. $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — гідроокисел заліза (бурий залізняк). Назва походить від грецького "лимон" — луг (маються на увазі болотні та лугові руди заліза). Суцільні, пористі, ніздрюваті землісті маси. Часто утворюють жеоди — натічні форми. Щільні різновиди — кристалічні, землісті — аморфні. Твердість мінлива — від I до 5,5, щільність 2,7 — 4,3. Колір бурий, охряно-жовтий. Риска жовто-бура до червоної, блиск матовий, злом раковнистий.

Зустрічається у декількох різновидах: бура скляна голова — сферична натічна форма з гладенького блискучою поверхнею темно-бурого або чорного кольору; оолітовий бурий залізняк — щільні суцільні маси темно-бурого або жовто-бурого кольору, які складаються із скупчень дрібних кульок; бурий залізняк — землісті крихкі та щільні агрегати охряно-жовтого та чорного кольорів. Руда на залізо (вміст заліза 34 — 42%).

Олівін. $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ — силікат магнію та заліза. Суцільні дрібнозернисті маси, окремі кристали та зерна, включені в породу. Сингонія ромбічна. Твердість 6,5 — 7, щільність 3,3 — 4,1. Колір оливково-зелений (звідки і назва) до темно-зеленого. Спайність відсутня або недосконала. Блиск скляний, злом раковнистий. Важливий породоутворюючий мінерал основних та ультраосновних порід. Відомий прозорий золотистий різновид олівіну — хризоліт (від грецького "хризос" — золото) — коштовний камінь.

Нефелін. $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$. Назва походить від грецького слова “нефелі” — хмара. При розчиненні у концентрованих кислотах утворює хмароподібний кремнезем. Зернисті, коротко призматичні кристали барилоподібні, які вкраплені в породи. Сингонія гексагональна. Твердість 5 — 6, щільність 2,6. Спайність відсутня або недосконала. Колір темно-сірий, жовтуватий з червонуватим відтінком. Блиск жирний, на гранях — скляний, злом плоско-раковинистий.

Нефелін — алюмінієва руда, породоутворюючий мінерал основних і ультраосновних порід.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Визначте поняття "мінерал", "кристал". Укажіть форми знаходження мінералів в природі.
2. Відберіть в запропонованій колекції мінерали з дуже досконалою, недосконалою спайністю та без спайності.
3. Назвіть мінерали-еталони в шкалі твердості. Як визначається твердість мінералів в польових умовах?
4. Що таке блиск мінералів і які його різновиди?
5. Що таке злом мінералу і які його різновиди?
6. Які ви знаєте специфічні властивості окремих мінералів?
7. Як використовуються мінерали в народному господарстві, в т.ч. в будівництві?

Тема 3. ГІРСЬКІ ПОРОДИ

3.1. Походження та класифікація гірських порід

Гірськими породами називаються мінеральні агрегати різного складу й будови, які сформувались у результаті геологічних процесів і які утворюють самостійні геологічні тіла (пласти, шари, жили та ін.). Ці природні скупчення мінеральних агрегатів вивчає петрографія (від грецьких слів "петрос" — камінь, "графос" — описувати) — геологічна наука, яка вивчає мінеральний склад гірських порід, їх будову, походження, умови залягання, розповсюдження та утворення корисних копалин.

За походженням (генезисом — від грецького "генезос" — походження), гірські породи розподіляються на три великі групи: магматичні, осадові, метаморфічні.

Магматичні гірські породи утворились внаслідок затвердіння речовини верхньої мантії Землі, природного силікатного розплаву — магми (з грецької — тісто, місиво), яка піднімаючись уверх при геотектонічних процесах, охолоджується і затвердіває.

Осадові гірські породи утворились з продуктів руйнування будь-яких гірських порід, які випали в осадок на поверхні землі або на дні водоймищ без участі або за допомогою живих організмів.

Метаморфічні гірські породи утворились із магматичних та осадових внаслідок перекристалізації на глибині під впливом високої температури і великого тиску, а також різних фізико-хімічних процесів.

У земній корі до глибини 16 км співвідношення цих гірських порід приблизно таке: 60% складають магматичні, 32% — метаморфічні і 8% — осадові. У той же час майже 76% поверхні Землі і дна водоймищ вкрито крихкотілими шаруватими гірськими породами осадового походження. При цьому найбільше розповсюдження мають глини та глинисті породи, на долю яких припадає 76% відкладів, на долю пісків, піщаників, вапняків та інших — 25%.

Породоутворюючі мінерали беруть неоднакову участь у будові гірських порід. Найбільш велика роль польових шпатів: вони складають до 60% об'єму магматичних порід, біля 30% метаморфічних і до 12% осадових. Кварц бере участь також у будові як магматичних та метаморфічних, так і осадових порід, складаючи близько 12% об'єму земної кори. Карбонати складають тільки 1,7% об'єму, а сульфати — 0,1%.

Якщо кількість мінералів у гірській породі дорівнює або перевищує 10% (за об'ємом), то вони називаються головними породоутворюючими, а якщо менше 10% — другорядними.

Розрізняють первинні мінерали і вторинні. Первинні утворились водночас з гірською породою, а вторинні — в процесі формування та подальшої історії гірської породи. Первинними мінерали

можуть бути для одних гірських порід і ті ж самі мінерали — вторинними для інших. Наприклад, такий мінерал, як каолініт, виявляється первинним у глині і вторинним у граніті.

За мінеральним складом розрізняють мономінеральні гірські породи (гіпс, доломіт, вапняк та ін.), які складаються з одного мінералу, та полімінеральні (граніт, діорит та ін.), що складаються з багатьох мінералів. Більшість гірських порід — полімінеральні.

Гірські породи вивчають з різних точок зору: в першу чергу як середовище корисних копалин — руд, вугілля, нафти, газу, солей та підземних вод; в інженерній геології — як основи фундаментів, середовище і матеріал для будівництва різних споруд, в агрономії - як родючі ґрунтоутворюючі породи.

3.2. Структура та текстура гірських порід

Для діагностики гірських порід будь-якого походження треба знати особливості їх будови, що визначаються структурою та текстурою.

Під структурою гірської породи розуміють її будову, обумовлену формою і величиною мінералів, що складають її, ступенем їх кристалізації, взаємовідношеннями і засобами зростання. Структура відображує умови утворення гірських порід.

Розрізняють такі типи структур: повнокристалічну, порфірову та аморфну.

Повнокристалічна структура може бути рівномірно зернистою, коли кристали мінералів, які входять до складу гірської породи, мають приблизно однакові розміри. За величиною зерен (кристалів) повнокристалічна структура буває: крупнозернистою (розмір зерен у поперечнику більше 3 мм); середньозернистою (1 — 3 мм) та дрібнозернистою (менше 1мм).

Порфірові структури теж відносяться до кристалічних і характеризуються наявністю крупних кристалів, які занурені в агрегат кристалічних зерен меншого розміру або в скловату основну масу (див. рис. 3.1). Подібні структури утворюються в тому випадку, коли кристалізація здійснюється в два етапи: на першому етапі на великій глибині утворюються більш крупні кристали, на другому — на значно меншій глибині — кристалізується решта магми.

Потайнокристалічна структура може бути виявлена тільки під мікроскопом.

Некристалічні, або аморфні, структури притаманні породам, які складаються з нерозкристалізованої основної маси.

Під текстурою породи розуміють характер розташування її складових частин у просторі та щільність породи. Виділяють однорідні та неоднорідні текстури.

Серед однорідних текстур виділяють масивні (суцільні) текстури, які складені мінералами без будь-якої орієнтації, серед неоднорідних — сланцюваті (порода розсланцьована на окремі пластинки), гнейсоподібні, у яких мінерали розташовані паралельно один до одного, флюїдальні (лат. флюїс – текти) — мінерали витягнуті в одному напрямку, пористі (шлакові) - за наявності у породі великої кількості пор та порожнин (рис. 3.1).

Для осадових сипучих гірських порід характерна безладна текстура, оскільки її складові частини (зерна, уламки) можуть розташовуватись як завгодно.

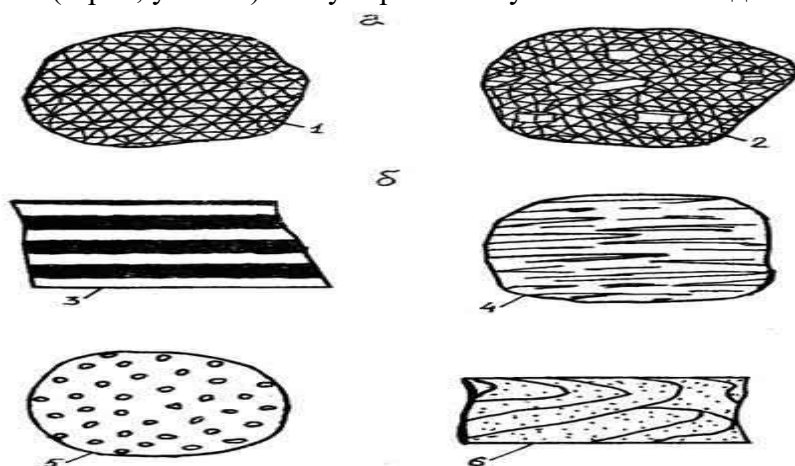


Рисунок 3.1—Структура та текстура гірських порід:

а – структури: 1 – зерниста; 2 – порфірова; б – текстури: 3 – гнейсова (смугаста); 4 – сланцювата; 5 – пориста; 6 – флюїдальна

3.3. Магматичні гірські породи

Як уже зазначалось, магматичні гірські породи походять з речовини верхньої мантії Землі — магми. Безперечность виникнення гірських порід таким чином, була встановлена давно і підтверджується зараз прямими спостереженнями виверження вулканів та речовинним складом вулканічних порід.

За походженням (генезисом) залежно від того, де проходить охолодження магми, розрізняють глибинні та вивержені магматичні гірські породи.

Глибинні, або інтрузивні (лат. "інтрузіо" — укорінення), утворилися на великій глибині під впливом високої температури та великого тиску при повільному охолодженні магми. У таких умовах атомні та молекулярні частинки речовини утворюють стійкі хімічні сполуки у вигляді добре відгранених кристалів. Іншими словами, речовина магми повністю викристалізовується (граніт, діабаз, дуніт та ін.). З цих причин для інтрузивних порід характерні повнокристалічна, інколи порфірова, структура та однорідна масивна текстура.

Вивержені, або ефузивні (лат. "ефузіо" — виливання), утворилися при виверженні магми у вигляді лави на поверхню Землі або на дно водоймищ при швидкому охолодженні лави. При цьому речовина магми швидко дегазується, не встигає кристалізуватися і затвердіває у вигляді вулканічного скла (обсидіан) або пористої маси (пемза).

Ефузивні гірські породи характеризуються аморфною, скловатою, інколи порфіроподібною структурою і пористою, сланцевою або флюїдальною текстурою.

За хімічним складом магматичні гірські породи залежно від вмісту кремнезему (кремнекислоти — SiO_2) розділяються на такі типи:

1. Ультраосновні (дуже недонасичені кремнекислотою) — вміст кремнекислоти до 40%.
2. Основні (недонасичені) — 40 — 52%.
3. Середні (насичені) — 52 — 65%.
4. Кислі (перенасичені) — 65 — 75%.
5. Ультракислі (дуже перенасичені) — більше 75%.

Перші два типи відносяться до гірських порід з лужною реакцією, решта — з кислою.

Основна особливість ультраосновних магматичних гірських порід — чорний або темно-зелений колір, велика щільність. При цьому такі породи тільки інтрузивного походження. Представники: дуніт, піроксеніт, перидотит.

Основні магматичні гірські породи можуть бути інтрузивного та ефузивного походження. Колір від темно-сірого до чорного. Інтрузивні: габбро, діабаз, лабрадорит. Ефузивні: базальт.

Середні породи теж мають інтрузивне та ефузивне походження. Колір від сірого до чорно-сірого. Інтрузивні: діорит, сіеніт. Ефузивні: трахіт, андезит.

Кислі магматичні гірські породи, як і попередні, інтрузивного та ефузивного походження, а ультракислі тільки ефузивного. Забарвлення їх переважено світлих тонів.

Представники кислих інтрузивних порід: граніт, пегматит, кварцевий порфір; ефузивних: ліпарит, дацит. Ультракислі: обсидіан (вулканічне скло), пемза.

Форми залягання. Форми залягання глибинних та вивержених порід досить різні. Глибинні (інтрузивні) гірські породи утворюють масивні геологічні тіла: батоліти, штоки, лаколіти (див. рис. 3.2).

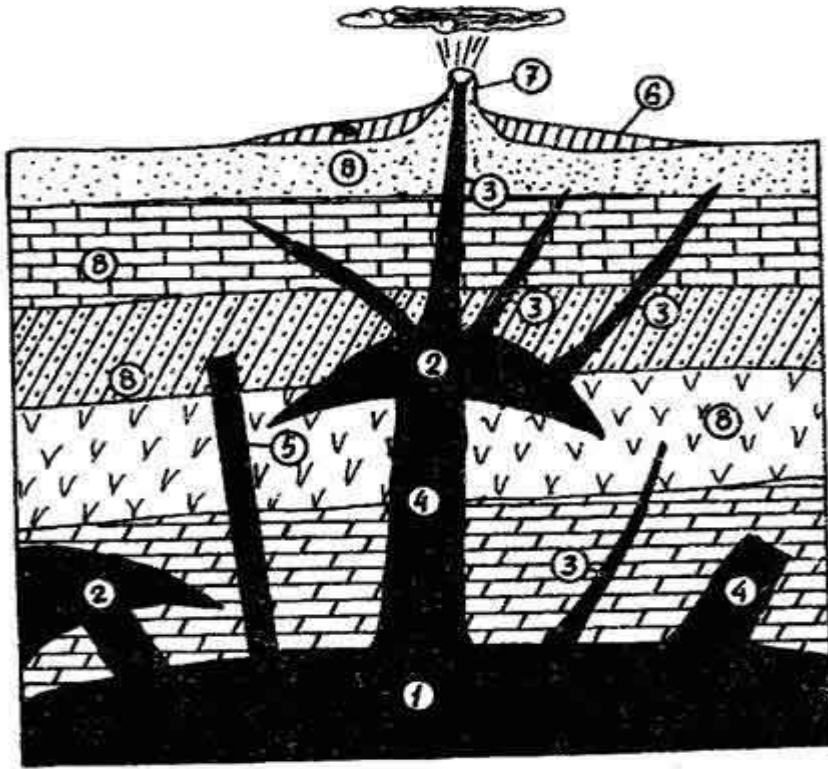


Рисунок 3.2 — Форми залягання магматичних гірських порід:

1 – батоліт; 2 – лаколіт; 3 – жила; 4 – шток; 5 – дайка; 6 – лавовий покрив; 7 – вулканічний конус; 8 – осадові гірські породи

Батоліт (лат. — глибокий камінь) являє собою великий масив (сотні і навіть тисячі квадратних кілометрів) інтрузивних магматичних порід. Основа його знаходиться на великій глибині. Відомі батоліти в Перу та Чілі довжиною більше 1300 км кожний. Батоліт берегового хребта Британської Колумбії має біля 2000 км у довжину і від 130 до 200 км у ширину. Батоліти складають кристалічний фундамент геологічних структур типу платформ, у тому числі і Український щит Східно-європейської платформи.

Шток — відгалуження батолітів порівняно невеликих розмірів (10 - 100 км²).

Лаколіт (лат. — камінь у підземеллі) — грибоподібний або короноподібний масив інтрузивних порід, які мають, як правило, плоску підшову. Магма, яка надходить у товщу уміщуючих порід по тріщині, утворює склепоподібне підняття верхньої товщі порід.

Жили утворюються при заповненні тріщин у гірських породах. У більшості жильні інтрузії є січними, тобто пересікають пласти осадових порід під деяким кутом, їх звичайна потужність 1 — 3 м. Жили, які перетинають пласти вертикально або близько до вертикального положення, називають лайками, їх довжина сотні кілометрів, а ширина 3 — 12 км.

Вивержені магматичні гірські породи утворюють на поверхні потоки, покриви, куполи.

Потоками називають заповнені затверділою лавою, витягнуті в довжину понижені форми рельєфу (рис. 3.2).

Покриви утворюються при великих виливах рідких базальтових лав. Вони займають величезні площі, які вимірюються десятками тисяч квадратних кілометрів (Середньо-Сибірське нагір'я в Східному Сибіру, в штаті Орегон США та ін.).

Куполи виникають при виливах в'язких гранітних магм, які не розтікаються в сторони.

3.4. Опис та визначення магматичних гірських порід

Гірські породи, характеристики яких наводяться нижче, систематизовані за хімічним складом у залежності від вмісту кремнезему. У свою чергу кожна із таких груп гірських порід розподілена за їх походженням. Це відповідає навчальним цілям і допомагає швидко орієнтуватися при визначенні тієї чи іншої гірської породи.

Визначення гірської породи треба починати з визначення кольору та його відтінків, що вказує на належність до того чи іншого типу в хімічній класифікації. Потім за структурою та текстурою визначають походження (умови затвердіння магми) та головні породоутворюючі мінерали. За цими ознаками і визначають назву гірської породи.

3.4.1. Кислі та ультракислі породи

Граніт. Колір світло-сірий, рожевий, сірий, світло-чорний. Забарвлення граніту визначається забарвленням мінералів, що його складають, — польових шпатів та слюд. Більшість мінералів світлих відтінків (польові шпати), темні — у порівняно невеликій кількості — представлені біотитом, авгітом, роговою обманкою. Кварц міститься у граніті в дещо меншій кількості, ніж польові шпати. Його зерна мають неправильну форму. Структура повнокристалічна, рівномірнозерниста (середні та крупні зерна), інколи порфіроподібна. Текстура масивна. Походження інтрузивне. Мінеральний склад: кварц, ортоклаз, альбіт, біотит, авгіт, рогова обманка.

Пегматит. Колір світло-сірий, іноді з перламутровим відливом. Структура повнокристалічна, крупнозерниста. Текстура масивна. Походження інтрузивне (жилне). Мінеральний склад: кварц, ортоклаз. Кристали проростають один в іншій.

Ліпарит. Колір світло-сірий, сірий, буроватий. Потайнокристалічна порфіроподібна структура. Текстура дрібнопориста. Походження ефузивне. Мінеральний склад: кварц, польові шпати, слюди. Ліпарит — порівняно молода (кайнотипна) вивержена гірська порода.

Кварцевий порфір. Палеотипний (стародавній) аналог ліпариту. Мінеральний склад такий же. Колір червонуватий, бурий, інколи із зеленуватим забарвленням. Структура порфірова, основна маса дрібнозерниста. Текстура масивна. Походження ефузивне. Кварцевий порфір відрізняється від ліпариту не тільки більш темним забарвленням, але і трохи більшою щільністю і меншим вмістом скловатої маси.

Обсидіан (вулканічне скло) — ультракисла порода (SiO_2 більше 75%). Колір світлий, коричневий до чорного. Забарвлення в темні тони залежить від наявності домішок, наприклад, вулканічного попелу. Структура аморфна (скловата). Текстура щільна. Блиск скляний, злом раковинистий. Походження ефузивне. Складається переважно з кварцу.

Пемза — продукт підводних вивержень. Колір світло-сірий, сірий, жовтуватий. Структура аморфна, склоподібна. Текстура макропориста. Легка. Завдяки наявності закритих пор плаває у воді. Ультракисла порода. У складі переважає кварц.

3.4.2. Середні породи

Діорит. Колір від світло- до темно-сірого із зеленуватим відтінком. Структура повнокристалічна, середньозерниста. Текстура масивна. Походження інтрузивне. Склад: плагіоклази, авгіт, рогова обманка, рідко кварц.

Андезит — ефузивний аналог діориту. Колір сірий, буроватий, інколи чорний. Структура потайнокристалічна, інколи порфірова. Текстура пориста. Мінеральний склад такий же, як у діорита, з додаванням біотиту. Андезити утворюють широко розповсюджені лавові потоки та покриви у Східному Сибіру, на Кавказі, Американському континенті та у Південно-Східній Азії.

Порфірит — прадавній аналог андезиту. Колір сірий, зелений. Структура порфірова. Характерна плиткова окремість. Від андезиту порфірит відрізняється відсутністю скловатої маси та вмістом другорядних мінералів.

Сієніт (назва походить від старовинної назви м. Асуана – Сієні). Відрізняється від граніту трохи більшим вмістом кольорових мінералів. Колір світло-сірий, рожевий, червонуватий. Структура повнокристалічна, рівномірно- та крупнозерниста. Текстура однорідна, масивна. Походження інтрузивне.

Мінеральний склад: ортоклаз, рогова обманка, рідко біотит і авгіт. Кварц відсутній.

Трахіт — кайнотипний (молодий) ефузивний аналог сієніту. Структура потайнокристалічна, порфіроподібна. Текстура дрібнопориста. Колір сірий із зеленуватим відтінком, червонуватий. Порода шорсткувата на дотик.

3.4.3. Основні породи

Характерною особливістю основних (недонасичених) порід є повна відсутність кварцу, а їх темне забарвлення обумовлене наявністю темнокольорових мінералів — олівіну, піроксену, рогової обманки, біотиту.

Габбро (назва від болгарського міста Габбро). Колір від темно-зеленого до чорного, інколи сірий. Структура повнокристалічна, крупно- або середньозерниста, інколи порфірова. Текстура масивна. Походження інтрузивне. Мінеральний склад: лабрадор, рогова обманка, авгіт.

Лабрадорит — різновид габбро, який складається майже цілком з плагіоклазу — лабрадору. Колір темно-зеленувато-синій з фіолетовими або перламутровими переливами при обертанні. Структура крупнозерниста, текстура масивна. Походження інтрузивне. Великі родовища у Київській та Житомирській областях.

Базальт — ефузивний аналог габбро. Колір темний, чорний. Структура потайнокристалічна, інколи порфірова, скловата. Текстура щільна, пориста. Походження ефузивне. Мінеральний склад: олівін, авгіт, плагіоклази.

Діабаз. Палеотипний базальт — продукт прадавнього виверження лав. Колір темно-зелений, чорний. Структура потайнокристалічна, текстура масивна. Походження ефузивне. За зовнішнім виглядом інколи приймається за інтрузивне. Мінеральний склад: лабрадор, авгіт, олівін, другорядні утворення — хлорит, серпентин.

3.4.4. Ультраосновні породи

Характерною особливістю ультраосновних (сильно недонасичених) порід є їх виключно інтрузивне походження, відсутність кварцу та польових шпатів.

Дуніт. Колір від темно-зеленого до чорного. Структура повнокристалічна, рівномірнотзерниста, текстура однорідна, масивна. У складі переважає олівін, інколи з домішками магнетиту та хроміту.

Перидотит. Колір чорний з зеленуватим відтінком. Структура повнокристалічна, рівномірнотзерниста. Текстура однорідна, щільна. Складається із олівіну та авгіту.

Піроксеніт. Колір чорний. Структура та текстура аналогічні попереднім. Складається із авгіту з домішками олівіну.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Що таке гірські породи і яка їх генетична класифікація?
2. Що розуміють під текстурою та структурою гірських порід?
3. Які зовнішні відмінні ознаки ефузивних та інтрузивних гірських порід?
4. Як відрізняються за зовнішнім виглядом магматичні гірські породи в залежності від кількості кремнекислоти?
5. Як використовуються в будівництві магматичні гірські породи?

3.5. Осадові гірські породи

3.5.1. Походження, склад та класифікація осадових гірських порід

Як відомо, осадові гірські породи є вторинними і утворились з будь-яких первинних гірських порід шляхом їх руйнування та випадання в осад.

У будівельній практиці частіше за все людина має справу з осадовими гірськими породами, тому що вони уривчастим чохлам покривають практично всю поверхню нашої планети. Утворення і подальше змінювання осадових гірських порід пов'язане з різними термодинамічними та фізико-хімічними процесами. У загальному вигляді процес утворення осадових порід можна зобразити таким чином: виникнення початкових продуктів за рахунок руйнування материнських гірських порід (вивітрювання, фізико-хімічні процеси), залишення на місці або перенесення цього матеріалу з частковим осіданням на шляхах переносу, хімічні осади у водоймищах, накопичення осадів у результаті діяльності організмів і, нарешті, перехід осадів в осадові гірські породи.

Розрізняються такі стадії утворення:

а) гіпергенез (до утворення) — виникнення початкового матеріалу для утворення осадових порід внаслідок різного роду процесів вивітрювання;

б) седиментогенез (осідання) — накопичення і перенесення осадів;

в) діагенез (переродження) — перетворення осадів в осадові гірські породи.

Осадові породи складаються з мінералів та уламків гірських порід найрізноманітнішого походження, включаючи вулканічний попел та космічний матеріал; мінеральних новоутворень, які виникли у корі вивітрювання та на дні водоймищ; залишків організмів та органічних сполук.

В осадових гірських породах виділяють первинні мінерали, які збереглися після руйнування материнської породи, наприклад кварц, слюди у піску; сингенетичні (грецьке "сін" — разом), які утворились у процесі формування осадових порід (наприклад, каолінит у глинах); уламки будь-яких гірських порід — магматичних, метаморфічних, самих осадових (наприклад, граніт та кварцит у щебені, гальці); органічні залишки.

Мінерали осадових порід бувають у кристалічному, аморфному та колоїдному станах. Нарівні з первинними мінералами (польовими шпатами, кварцем, слюдами) в осадових породах велике значення мають мінерали новоутворень, наприклад глинисті мінерали — каолінит, гідрослюди та ряд інших осадового походження: кальцит, доломіт (карбонати), гіпс, ангідрит (сульфати), які відсутні в магматичних породах.

За генетичною ознакою, тобто за умовами походження, осадові породи розподіляються на три великі групи: уламкові, органогенні та хімічні (хемогенні). Між ними мають місце багаторазові переходи, які утворюють осадові породи змішаного типу.

Глини та глинисті гірські породи часто відносять до окремої групи внаслідок того, що вони не можуть бути повністю віднесені ні до уламкових, ні до хімічних за умовами утворення та мінеральним складом. Ці гірські породи складаються з новоутворень — продуктів хімічного вивітрювання і в той же час мають у своєму складі уламковий матеріал. У технічній літературі та в деяких підручниках глинисті породи часто відносять до дрібно- та тонкоуламкових.

3.5.2. Форми залягання осадових порід

Найчастіше осадові породи залягають у земній корі шарами. Товсті шари (більше 0,3 — 0,4 м), які мають велике розповсюдження в двох напрямках, називають пластами. Історично склалося так, що форми залягання крихкотілих осадових порід називають шарами, а скам'янілих - пластами (шар глини, пласт вапняку і т.д.).

Пласт має дві паралельні площини, які обмежують його положення в земній корі: верхня — покрівля, нижня — підшва. Найкоротша відстань між покрівлею та підшвою (по нормалі) називається нормальною потужністю або просто потужністю (товщиною) пласта. При похилому заляганні розрізняють ще вертикальну та горизонтальну потужність — відстань між покрівлею та підшвою пласта відповідно по вертикалі та горизонталі.

Положення пласта в земній корі визначається елементами його залягання: азимутами лінії простягання і падіння та кутом падіння (рис. 3.3).

Простягання - лінія перетину пласта горизонтальною площиною. Падіння — лінія перетину пласта вертикальною площиною перпендикулярно простягання. Наприклад, простягання пласта вугілля північно-західне, падіння північно-східне. Кут падіння — кут нахилу площини пласта до горизонту, який змінюється від 0° до 90°.

Якщо в пласті або шарі гірської породи залягає тонкий шар іншої породи, то його називають пропластком або прошарком.

Значно рідше осадові породи залягають лінзами. Це геологічні тіла, які нагадують форму лінз і мають локальне розповсюдження за простяганням та падінням.

3.6. Опис та визначення осадових гірських порід

3.6.1. Уламкові гірські породи

Уламкові гірські породи утворились за рахунок механічного руйнування (вивітрювання) материнських порід з залишенням продуктів руйнування на місці або їх перенесенням під впливом гравітації, води та вітру.

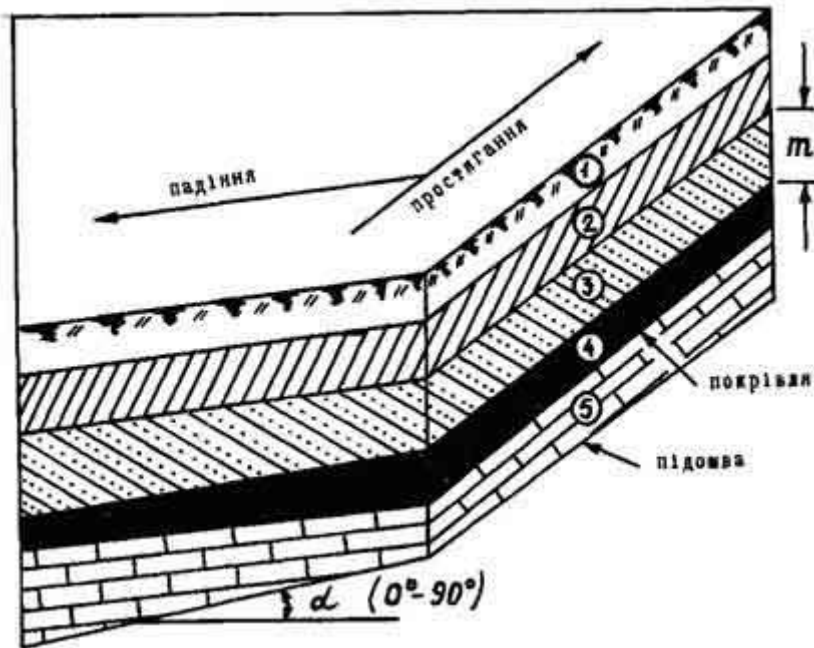


Рис. 3.3 — Форми залягання осадових гірських порід:
1 – рослинний шар; 2 – глина; 3 – піщаник; 4 – вугілля; 5 – вапняк

Для уламкових гірських порід основними структурними ознаками, які визначають їх властивості, назву і місце у класифікації, є розмір уламків (зерен), форма поверхні уламків (загострені чи обкатані) та вид зв'язку між уламками (сипучі, зцементовані, зв'язні).

За величиною уламків (зерен) виділяють такі різновиди порід: великоуламкові або псаміти (грецьк. — камінець); середньоуламкові або псефіти (грецьк. — пісок); дрібноуламкові або алеврити (грецьк. — борошно); тонкоуламкові або пеліти (грецьк. — глина). Зцементовані алеврити називають алевролітами, глини — аргілітами (лат. “аргі” — глина).

Характерною структурною ознакою є форма поверхні уламків, яка визначає назву гірської породи і допомагає з'ясувати її генезис. Уламки можуть бути обкатаними (галька, гравій) та загостреними (кутастими), наприклад щебінь, жорства.

Для зцементованих уламкових порід характерні такі цементі: базальний (основний), контактний, поровий та ін.

Базальний — це такий тип цементу, при якому уламки (зерна) гірських порід ніби розсіяні у “розчині” цементу. Гірські породи з таким типом цементу мають велику механічну міцність.

Контактний, або цемент стикування — це такий тип цементу, при якій уламки гірських порід зцементовані тільки по контактах стикування. Такі гірські породи мають невелику механічну міцність.

При поровому цементі заповнюються зв'язуючою речовиною пори (порожнини) між уламками (зернами) повністю або частково. Міцність порід при цьому буває досить різноманітною.

Структура уламкових гірських порід обумовлюється розмірами уламків: від великоуламкової (більше 2 мм) до тонкоуламкової (менше 0,005 мм).

Текстура уламкових порід дуже різноманітна. Сипучим породам (піски, галька, щебінь, гравій, жорства) притаманна безладна текстура, оскільки розташування їх складових частин не підкоряється будь-якій закономірності. Для зв'язних (глинистих порід) характерна землиста, крихкотіла текстура. Зцементовані зв'язні породи — алевроліти (піщані сланці), аргіліти (глинисті сланці) та ін. мають сланцеву текстуру.

Для зцементованих великоуламкових та середньоуламкових порід (конгломерат, брекчія, гравеліт, піщаник) характерна щільна монолітна текстура.

Класифікація уламкових гірських порід, включаючи і глинисті, наведена в табл. 3.1, а опис — в табл. 3.2.

Таблиця 3.1 — Класифікація уламкових та глинистих порід

Структура та клас порід	Незцементовані			Розмір зерен (уламків), мм	Зцементовані	
	Незв'язні		Зв'язні		Загострені, кутасті	Обкатані
	Загострені, кутасті	Обкатані				
Велико-уламкові	Глиби	Валуни		>100	Брекчія крупна	Конгло валун
	Щебінь:	Галька:		100-60	Брекчія середня	Конгло- мерат
	крупний	крупна		60-40		
	середній	середня		40-20		
	дрібний	дрібна		20-10	Брекчія дрібна	Гравел
	Жорства:	Гравій:		10-4		
	крупна	крупний		4-2		
середня	середній					
дрібна	дрібний					
Середньо-уламкові	Пісок: гравелистий крупнозернистий середньозернистий дрібнозернистий пиловатий			2-1 1-0,5 0,5-0,25 0,25-0,1 0,1-0,05	Піщаники	
Дрібно-уламкові	-	-	Супіс ок (лес)	0,05- 0,005	Алевроліт	
Тонко-уламкові	-	-	Глин и	<0.005	Глинистий сланцевий (аргіліт)	
Змішані	-	-	Сугл инок		Піщано-глинистий сланець	

Таблиця 3.2 — Опис уламкових та глинистих порід

Структура, текстура, розмір уламків	Склад уламків, мінеральний склад	Діагностичні ознаки	Гірська порода	
			Крихка, зв'язна	Зцементована, літифікована
Великоуламкова Текстура для незцементованих безладна, для зцементованих масивна 2—100 мм і більше	Уламки однієї або декількох порід особливо граніту, вапняку, кварциту	Уламки обкатані, напівобкатані Цемент вапняковий, кремнистий, глинистий — для зцементованих уламків	Галька Гравій	Конгломерат Гравеліт
		Уламки необкатані, для зцементованих уламків цемент такий же	Щебінь Жорства	Брекчія Брекчія
Середньоуламкова Текстура аналогічна вищеописаній 0,05—2 мм	Уламки переважно кварцу, польових шпатів та	Ступінь обкатаності різна. Цемент вапняковий, глинистий,	Пісок	Піщаник

	інших мінералів	кремнистий — для зцементованих зерен		
Дрібноуламкова Текстура землиста крихка; для зцементованих — масивна	Глинисті мінерали, глинозем, кварц, халцедон, гідроокиси заліза та інші	Легко розтирається поміж пальцями, помітні піщинки	Супісок	Алевроліт
		Сірувато-жовтий, палевий, макропористий легкий	Лес	
Тонкоуламкова структура Текстура землиста крихка; для зцементованих — масивна		Полірується нігтем, в вологому стані пластична Жирна на дотик	Глина	Глинистий сланець /аргіліт/
Змішана структура та текстура аналогічні попереднім		Нігтем не полірується. В вологому стані пластичний	Суглинок	Піщано-глинистий сланець

3.6.2. Глинисті породи

Глини та глинисті породи часто відносять до окремої групи. Чисті глини (грецьк. "пъолос" — глина) мають такі складові частини: кремнезем SiO_2 (40—70%); глинозем Al_2O_3 (10—35%), а також окиси калію, натрію, магнію, заліза та воду.

У дрібнодисперсній фракції глин (менше 0,002 мм) присутні глинисті мінерали (каолінит, монтморилоніт, гідрослюди та ін.). У більш крупній фракції (більше 0,002 мм) зустрічаються кварц, опал, халцедон, рідко слюди.

За мінеральним складом розрізняють жирні глини, які уміщують значну кількість глинистих мінералів, та пісні, в яких переважають кварц, халцедон, опал та інші силікати.

Дуже невеликий розмір глинистих частинок (1 см³ містить біля 25 млрд частинок) сприяє утворенню в глині надвеликої питомої поверхні, що позначається на збільшеній здатності до адсорбції води та інших речовин.

Особливо велика поглинаюча здатність у монтморилонітових глин, що пояснюється рухомістю кристалічної решітки, яка складається із кристалічних пакетів, слабо зв'язаних один з одним. Молекули води й інших речовин проникають між пакетами і розсовують їх як міх гармонії, при цьому об'єм породи збільшується у 5—10 разів.

Глинисті породи є зв'язними, тобто мають зчеплення поміж частинками, яке обумовлене електромолекулярними силами.

Змішані глинисті породи — суглинки та супіски, в своєму складі мають як глинисті мінерали, так і піщані частинки, вміст кожної із яких не перевищує 60% загальної маси. Назва суглинок чи супісок залежить від кількості глинистих мінералів. При більшій кількості глинистих мінералів — суглинок, при меншій кількості — супісок.

3.6.3. Органічні породи

Утворились органічні породи цілком або частково в результаті життєдіяльності організмів та накопичення їх вимерлих залишків на суші або на дні водоймищ.

Розрізняють зоогенні та фітогенні гірські породи. Зоогенні утворились із залишків тварин (вапняк, крейда та ін.), фітогенні — із залишків рослин (вугілля, торф та ін.).

Вапняк. Складається головним чином з карбонату кальцію (кальциту). Вапняки можуть накопичуватись внаслідок або неорганічного, хімічного осідання кальциту (хімічне походження), або акумуляції вапнякових черепашок. У своїй більшості вапняки зоогенного походження. Для хімічних вапняків характерна тонкокристалічна структура, щільна масивна текстура. Для зоогенних — зерниста структура, пориста, інколи землиста, текстура, що часто складається з видимих черепашок і залишків організмів. Всі без виключення вапняки бурхливо реагують з соляною кислотою.

Крейда — різновид вапняку виключно зоогенного походження. Складається із зцементованої маси дрібних черепашок — форамініферів (мікроскопічних морських тварин) та кокколітоферів (вапнякових планктонних водоростей). Структура тонкокристалічна, текстура землиста. Колір білий, інколи землистий, забруднює руки, залишає білий слід на твердих матеріалах. Бурхливо реагує з соляною кислотою.

Мергель. Вапняково-глиниста порода, яка складається на 50—70% із кальциту і на 30—50% із глинистих частинок. Структура потайнокристалічна, аморфна. Текстура щільна. Колір від світлого до сірого. Реагує з соляною кислотою, залишаючи темну пляму. Якщо подихати на нього, пахне глиною.

Опока. Глинисто-кремниста легка порода з раковинистим зломом. З кислотою не реагує. Колір світлий, сірий, жовтий. Містить опал, каолінит.

Трепел. Слабозцементована, землиста, пориста порода. Складається з дрібних опалових та кремнистих зерен, поміж якими зустрічаються шкаралупки діатомових водоростей. Легкий, пористий, інколи щільний, світлого забарвлення. Липне до язика.

До вуглецевих порід — каустобіолітів (горючих) входять дуже важливі за практичним застосуванням породи у твердому (торф, вугілля), рідинному (нафта) та газоподібному (гази) стані. Характерна властивість цих порід — їх горючість.

Торф. Землиста крихкотіла порода, яка складається з неповністю перегнилих та обвуглених залишків рослин. Колір бурий, чорний. Залягає у вигляді шарів, лінз у торф'яних болотах.

Кам'яне вугілля. Щільна шарувата порода темного кольору, блискуча.

3.6.4. Хімічні породи

Хімічні (хемогенні) осадові гірські породи утворились внаслідок випадання солей із водних розчинів у водоймищах або в результаті різних хімічних реакцій у земній корі чи на її поверхні.

Характерною особливістю цих порід є їхній мономінеральний склад, кристалічна структура та щільна, масивна текстура.

Кам'яна сіль. Структура повнокристалічна, середньо- або крупнозерниста. Текстура масивна, щільна. Солоний смак. Колір світлий, жовтуватий (з домішками). Окремі кристали прозорі або напівпрозорі, складається головним чином із галіту.

Гіпс. Мономінеральна порода, яка складається із мінералу тієї ж назви. Структура дрібнозерниста (цукроподібна), волокниста або пластинчаста. Текстура щільна. Колір білий, рожевий, жовтий. Дряпається нігтем.

Ангідрит — обезводнений гіпс більш міцної будови. Структура середньо- або дрібнокристалічна. Текстура масивна, щільна. Колір біло-блакитний, інколи рожевий.

Доломіт — порода потайнокристалічної будови, щільної текстури. Складається із мінералу доломіту, кальциту (до 5%) та глинистих частинок. Колір темно-сірий, інколи білий. Реагує з соляною кислотою у порошок або при нагріванні.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Генетичні типи осадових гірських порід та умови їх утворення.
2. Які зовнішні відмінні ознаки хімічних та органічних гірських порід?
3. За якими ознаками розділяються уламкові осадові гірські породи?
4. Із яких материнських гірських порід і яким чином утворились піщаники, глинисті сланці /аргіліти/?
5. Які із органічних гірських порід утворились із залишків рослин, а які із залишків тварин?
6. Як використовуються в будівництві осадові гірські породи?

3.7. Метаморфічні гірські породи

Метаморфічні гірські породи, як уже відмічалось, є другорядними і утворюються на глибині внаслідок перекристалізації магматичних та осадових порід під впливом високих температур та великого тиску. Розрізняють такі типи метаморфізму: контактовий, регіональний та динамометаморфізм.

Контактовий метаморфізм має місце на контакті прориву магми в товщу земної кори. Характерною особливістю такого типу метаморфізму є повнокристалічна структура, масивна текстура і невелика пористість.

Регіональний метаморфізм має місце при зануренні порід на велику глибину при високих температурах і тиску. Характерною особливістю такого метаморфізму є сланцева або гнейсова (смугаста) текстура та кристалічнозерниста структура.

Динамометаморфізм обумовлений одностороннім тиском при гороутворенні. Відмінними ознаками гірських порід такого типу метаморфізму є безладна структура та текстура.

Опис гірської породи починають з визначення структури та текстури, що вказують на її походження (тип метаморфізму). За мінеральним складом і зовнішніми ознаками визначають назву гірської породи.

Гнейс — смугаста повнокристалічна (від дрібно- до крупнозернистої) метаморфічна порода, щільної текстури, контактового типу метаморфізму. Залежно від материнської породи розрізняють гранітогнейс, діоритогнейс, сієнітогнейс та інші. Характерною особливістю цієї породи є чергування світлих та темних смуг.

Кварцит — щільна, масивна порода контактового типу метаморфізму з високим вмістом кремнезему, яка утворилась із кварцевих піщаників. Має велику міцність (твердість більше 5, дряпає скло), злом раковинистий. Колір рожевий, сірий, жовтуватий.

Мармур - кристалічна вапнякова порода, яка утворилась при контактному метаморфізмі вапняку, доломіту або крейди. Основний мінерал кальцит або доломіт. Структура від тонкозернистої до крупно-зернистої, текстура щільна. Мармур, який майже цілком складається із кальциту, має білий колір але домішки надають різних відтінків. Наприклад, наявність окисів заліза обумовлює рожевий, червоний, жовтий та бурий кольори. Вуглецеві органічні речовини надають мармуру від сірого до чорного забарвлення. Всі мармури бурхливо реагують з соляною кислотою.

Гірські породи регіонального метаморфозу у більшості своїй представлені сланцями — породами з явно вираженою сланцевою текстурою, їх назва визначається вмістом переважаючого мінералу.

Хлоритовий сланець. Кристалічна, листова структура. Складається переважно з мінералу хлориту. Колір від світло- до темно-зеленого.

Тальковий сланець — сірувато-зелена порода, яка легко розчленовується на тонкі пластинки. Мінеральний склад: тальк, хлорит, мусковіт, кварц. Жирна на дотик.

Мусковітовий сланець — крупнозерниста порода листової або лускуватої структури. Складається переважно із мінералу мусковіту. Колір світлий. Блиск дзеркальний, перламутровий.

Біотитовий сланець. Будова та властивості аналогічні попередньому. Переважаючий мінерал — біотит. Колір темний.

Глинистий сланець — однорідна тонкозерниста або потайнокристалічна порода, яку часто називають аспідним сланцем через його дуже темний колір. Глинисті мінерали, частково

перетворені в слюди, разом з кварцем та хлоритом є головними компонентами породи. Структура часто пластинчаста, текстура сланцева. При зволоженні порода не пластична.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Як утворюються метаморфічні гірські породи?
2. Типи метаморфізму і умови метаморфізації гірських порід.
3. Які зовнішні відмінні ознаки метаморфічних гірських порід різних типів метаморфізму?
4. З яких материнських порід утворились кварцит, мармур, гнейс?
5. Яким чином використовуються метаморфічні гірські породи в будівництві?

3.8. Гірські породи в будівництві

Монолітні магматичні та метаморфічні породи, монолітні та крупно-уламкові осадові породи є надійними основами фундаментів споруд, оскільки мають жорсткі зв'язки, велику міцність та несучу здатність. Але в більшості випадків будівельної практики як основи використовуються піщані та глинисті породи з-за їх широкого розповсюдження.

Майже всі будівельні матеріали в тій чи іншій мірі виготовляються з гірських порід. При цьому застосовуються вони як конструктивні матеріали, наповнювачі бетонів та для виготовлення в'язучих. Область застосування найбільш розповсюджених гірських порід наведено у табл. 3.3.

3.9. Геологічний час та вік гірських порід

Земля в цілому, а земна кора зокрема формувались поступово. Іншими словами, гірські породи мають свою історію. Розділ геологічної науки, який вивчав історію та закономірності розвитку Землі з моменту утворення земної кори, називається історичною геологією.

Питання про вік Землі цікавило людство ще в далекій давнині. Китайці та японці визначили давність світу від 40 до 200 тис. років. Жреці Вавилона вважали, що світ існує 2 млн років. Народи Середземномор'я обчислювали вік Землі у 5 тис. років.

Таблиця 3.3 — Застосування гірських порід у будівництві

Гірська порода	Застосування в будівництві
Граніт, сієніт, діорит, діабаз, гнейс, пішаник, кварцит, брекчія	Наповнювачі бетонів, оздоблюючі матеріали, бутобетонні фундаменти, стінове та бортове каміння, східці
Габбро, лабрадорит	Оздоблювальні матеріали
Опока, пемза, трепел, діатоміт	Тепло-звукоізоляційні матеріали, активні мінеральні добавки в бетони
Ангідрит, вапняк, крейда, доломіт, гіпс	В'язучі та оздоблювальні матеріали, малярні роботи, стінові блоки
Вапняк-черепашник, вулканічний туф	Крупні стінові блоки, оздоблювальні та в'язучі матеріали, наповнювачі легких бетонів
Мармур	Оздоблення внутрішніх конструкцій будівель, мозаїчна підлога
Пісок	Силікатна цегла, наповнювач бетону та в'язучих розчинів
Галька, гравій, щебінь	Наповнювачі бетонів, дорожнє покриття
Глина, суглинок	Керамічні вироби, глиняна цегла, гідроізоляційний матеріал, виробництво керамзиту

Цей термін був прийнятий християнською релігією, згідно з нею час, що пройшов до нової ери (народження Христа), визначається цифрою 5508 років. У Росії цей календар тривав до 1700 року, коли Петро I замінив його європейським. За даними сучасної геологічної науки, вік Землі становить 4,5—5,0 млрд земних і близько 20 галактичних років.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Що таке відносний вік гірських порід і як він визначається стратиграфічним методом?
2. Поясніть суть палеонтологічного методу. Для яких гірських порід він застосовується?
3. Як визначається абсолютний вік гірських порід? Наведіть приклад.
4. Яким чином складена шкала геологічного часу Землі? Назвіть мегацикли, ери, періоди.

Тема 4. ОСНОВИ ГІДРОГЕОЛОГІЇ

4.1. Вода в Земній корі.

Гідрогеологія (грецьк. "гідрос" — вода, "логос"— вчення) — геологічна наука про підземні води, яка вивчає умови їх залягання, походження і формування, режим та їх склад, рух і придатність для народного господарства. Загальна кількість води на планеті складає близько 1370,3 млн куб. км. З них моря та океани — 1280,3 млн куб. км. Суша — 90, в тому числі: підземні води — 60, поверхневі ґрунтові — 0,075, озера — 0,75, ріки — 0,012; атмосфера — 0,163, льодовики — 29 млн куб. км. Уся ця маса води знаходиться у постійному русі, здійснює кругообіг у природі (рис. 5.1). Щорічно на поверхню Землі випадає у вигляді дощу та снігу близько 512 тис. куб. км води, з них 10 тис. куб. км — на сушу. Більш 60% води, що випадає на сушу, випаровується, 20% іде в стоки і 20% інфільтрується (просочується) в товщу гірських порід.

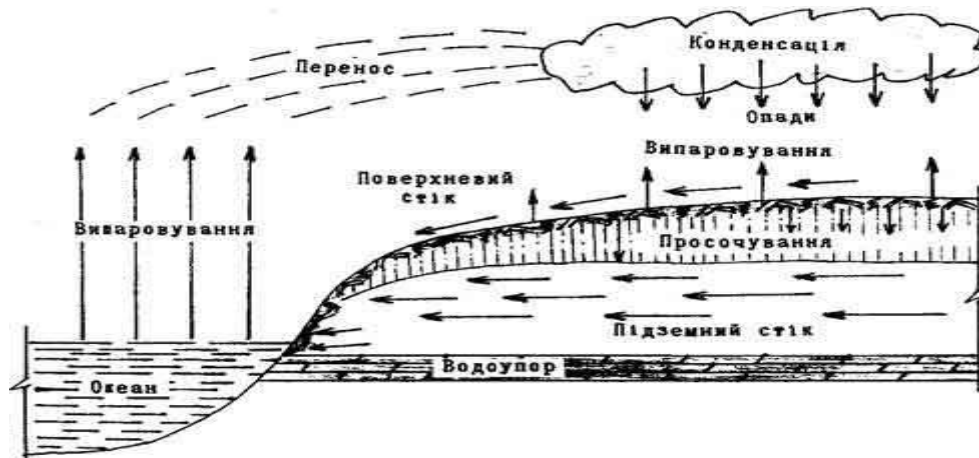


Рисунок 4.1 — Кругообіг води в природі

4.2. Види води в гірських породах

У гірських породах вода знаходиться в порах та пустотах (порожнинах) у таких агрегатних станах: у вигляді пари (пароподібна), рідини та твердого тіла (лід).

Пароподібна вода розташовується у верхній товщі земної кори. У цій зоні постійно і поступово здійснюється обмін між повітрям та парою атмосфери, між повітрям та парою пустот і пор гірських порід. Тому ця зона одержала назву зони аерації. Потужність її неоднакова і залежить від типу порід, кліматичних умов місцевості і досягає інколи 12 — 16 м від поверхні Землі.

На міграцію водяної пари переважаючий вплив чинить температура. З цим фактом пов'язується таке явище, яке одержало назву екранування води під фундаментами споруд. Справа в тому, що влітку гірські породи (ґрунти) на незабудованих майданчиках прогріваються вільніше, ніж під

фундаментами, і водяна пара за законами аеродинаміки прямує під фундаменти, де частково конденсується, збільшуючи вологість ґрунту, і як наслідок — збільшується осідання споруди.

Рідка вода, або вода у вигляді рідини, підрозділяється на два типи: вільну, або гравітаційну, та капілярну.

Капілярна вода міститься в гірських породах з капілярними порами та тріщинами, ширина (розкриття) яких менше 0,25 мм, а діаметр пор менше 1 мм. Утримується капілярна вода за рахунок капілярних (меніскових) сил.

Формується вона за рахунок атмосферних опадів та розтавання снігу, а також за рахунок підняття за законами капілярного руху від нижніх водонасичених гірських порід.

У практиці будівництва велике значення має висота капілярного підняття та час капілярного водонасичення. Висотою капілярного підняття називається відстань по вертикалі, на яку підіймається вода по капілярах від підземного водоносного горизонту. Висота цього підняття H_k залежить від літологічного та гранулометричного складу гірських порід і може бути визначена експериментально або за формулою французького вченого Жюрена:

$$H_k = C_k/d, \quad (5.1)$$

де C_k — 0,3 — постійна капілярного змочування при температурі 0°C ;

d — діаметр пор або розкриття тріщин, мм.

Час капілярного підняття — це час, протягом якого відбувається повне заповнення капілярів водою. Він неоднаковий для різних гірських порід: у пісках біля 80, у глинистих ґрунтах — 350÷475 діб.

Гравітаційна вода. Ця вода не пов'язана з поверхнею частинок і не утримується менісковими силами. Вона здатна переміщуватись під впливом сили тяжіння, тобто під впливом різниці напорів. Така вода використовується для водопостачання, і якраз вона створює труднощі при проходці котлованів та будівництві підземних споруд. Гравітаційна вода є основним предметом нашого розгляду.

Фізичнозв'язна вода утворюється за рахунок адсорбції поверхнею породних частинок у процесі конденсації водяної пари і утримується за рахунок електромолекулярних сил. Цей перший на поверхні частинок шар води називається гігроскопічною, або міцнозв'язною, водою. Вона випаровується при температурі $105\text{—}110^\circ\text{C}$, не передає гігростатичного тиску та замерзає при температурі $-70\text{—}80^\circ\text{C}$.

Молекули води за своєю природою є диполями, тобто мають орієнтацію полюсів. Тому перший від поверхні частинок шар води — гігроскопічна вода утримує другий та послідовні шари орієнтованих молекул, але зі значно меншою силою (рис. 5.2). Другий та подальші шари називаються плівковою або крихкотілою водою. Вони зникають при температурі до 105°C , а замерзає плівкова вода при температурі $-17\text{—}18^\circ\text{C}$. Плівкова вода рухається від частинок з товстішою плівкою до частинок з меншою товщиною плівки.

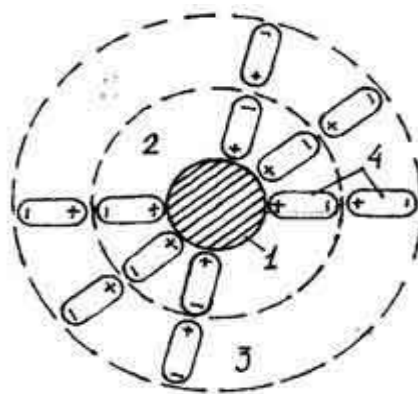


Рисунок 4.2 — Водяні оболонки навколо мінеральної частинки:

1 — мінеральна частинка; 2 — гігроскопічна вода; 3 — плівкова вода; 4 — диполі води

Кількість фізичнозв'язної води більша там, де більша питома поверхня частинок. Наприклад, у монтморілітової глини в 1 см³ міститься понад 25 млрд частинок, і при зволоженні вона має фізичнозв'язної води більше 100% об'єму самих частинок. У піщаних породах всього 1—2% фізичнозв'язної води.

Хімічнозв'язна вода входить до складу кристалічної решітки і вилучається при її руйнуванні. Наприклад, у гіпсі CaSO₄·2H₂O. Перша молекула води вилучається при температурі 118°C, друга — при 140°C. Таким чином утворюється ангідрит (алебастр). З цим явищем пов'язаний ефект приготування в'язучих (дегідратація—гідратація).

Вода у твердому стані має місце у гірських породах при від'ємних температурах до певної глибини від денної поверхні. У твердий стан переходить гравітаційна та частково плівкова вода. Це явище носить сезонний характер, а глибина промерзання залежить від кліматичних умов місцевості. Так, в Україні вона складає 70—110 см, а на півночі таких країн, як Канада, Росія, на деякій глибині зберігається постійно. Це зона вічної мерзлоти.

При замерзанні води утворюється кристалічний лід, і при цьому об'єм збільшується на 8—9%, а в умовах обмеження деформації розвивається великий тиск (до 1 ГПа), руйнуючи будь-які матеріали та гірські породи. Тому підшви фундаментів завжди закладають нижче глибини промерзання.

Тема 5. ХАРАКТЕРИСТИКА ОКРЕМИХ ТИПІВ ПІДЗЕМНИХ ВОД

5.1. Класифікація та характеристика підземних вод

Усі гірські породи за спроможністю пропускати воду розподіляються на три категорії: водонепроникні (водоупори), слабоводопроникні та водопроникні.

Водонепроникні: глини, монолітні граніти, кварцити та інші метаморфічні, магматичні та зцементовані осадові гірські породи.

Слабо водопроникні: суглинки, супіски, глинисті піски, слаботріщинуваті магматичні, метаморфічні та зцементовані осадові гірські породи.

Водопроникні: тріщинуваті магматичні, метаморфічні та незцементовані осадові гірські породи, крупно- та середньоуламкові породи (галька, щебінь, жорства, піски).

Якщо діаметр пор більше 1 мм, а ширина тріщин більше 0,25 мм, то такі гірські породи здатні пропускати воду в глибину землі. Оскільки пори та тріщини сполучаються між собою, то на деякій глибині формується насичений водою шар гірської породи, який називається підземним водоносним горизонтом. Обов'язковою умовою його формування є наявність водоупору, зверху якого залягають водопроникні гірські породи.

Усі підземні води класифікуються за такими ознаками: за походженням, умовами залягання, гідравлічним режимом, хімічним складом та фізичними властивостями.

За походженням підземні води підрозділяються на: інфільтраційні, конденсаційні, седиментаційні, ювенільні та змішані.

Інфільтраційні (інфільтрація — просочення усередину) підземні води утворюються за рахунок проникнення атмосферних опадів, талої води у водопроникні гірські породи в місцях їх виходу на денну поверхню.

Конденсаційні води утворюються внаслідок конденсації пароподібної води у порах та тріщинах гірських порід, як правило, у зонах аерації.

Седиментаційні (седиментація — осадження) води утворюються внаслідок захоронення разом з осадами вод прадавніх озер та морів.

Ювенільні (первинні) води утворюються за рахунок конденсації пари магми.

За умовами залягання підземні води підрозділяються на: поверхневогрунтові, верховодку, грунтові та міжпластові.

Поверхневогрунтові води залягають безпосередньо біля земної поверхні і не мають свого водоупору. Характерними властивостями цих вод є їх сезонний характер, різкі коливання температури, наявність мікроорганізмів та органічних речовин. Взагалі це капілярні води. Коли

рівень підземних вод підіймається, то відбувається їх змикання з водоносним горизонтом і місцевість заболочується.

Верховодка утворюється в зоні аерації за рахунок інфільтрації та конденсації. Обов'язковою умовою її утворення є наявність місцевих або локальних водоупорів. Локальними водоупорами можуть бути льодовикові глини або суглинки (морени) та інші водонепроникні гірські породи (рис. 5.3). Верховодка характеризується виключно нестійким режимом, виникає головним чином у періоди дощів та розтавання снігу і зникає з наступом засушливих періодів. Як правило, вона існує з березня до липня. Потужність її невелика і не перевищує 1 — 2 м.

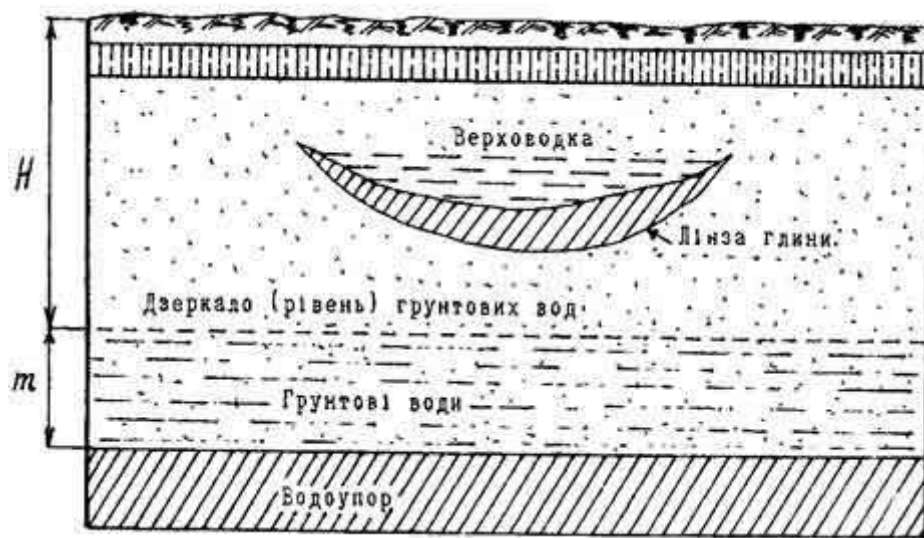


Рисунок 5.3 — Ґрунтові води

Верховодка створює труднощі при будівництві та експлуатації споруд, оскільки не завжди може бути виявлена при інженерно-геологічних вишукуваннях і стає причиною затоплення підвалів та інженерних комунікацій.

Ґрунтові води — це перший від поверхні Землі постійно діючий водоносний горизонт, який залягає на витриманому водоупорі. Такою водонепроникною породою може бути нетріщинувата скельна порода або шар глини. Живлення ґрунтових вод відбувається у значній мірі за рахунок інфільтрації опадів та просочення води із поверхневих водоймищ.

Верхня поверхня водоносного горизонту називається дзеркалом або рівнем ґрунтових вод і позначається як WL (англ. "water level" — рівень води). Відстань від рівня ґрунтових вод до земної поверхні називається глибиною залягання, а найкоротша відстань від дзеркала до водоупору є потужність водоносного горизонту. Глибина залягання та потужність ґрунтових вод можуть істотно змінюватись у залежності від кількості опадів та наявності поверхневих водоймищ. Так, в одних місцях глибина залягання досягає 100 м і більше, в інших ґрунтові води виходять на поверхню Землі, утворюючи болота.

Міжпластові води залягають між двома водоупорами у другому та подальших від земної поверхні водоносних шарах (рис. 5.4). Область їх живлення лежить тільки в місцях виходу водоносного пласта на земну поверхню. Міжпластові води дуже поширені в Україні, особливо у Дніпрово-Донецькому басейні. Служать основним джерелом поновлення річних вод та вод ярів під час засухи.

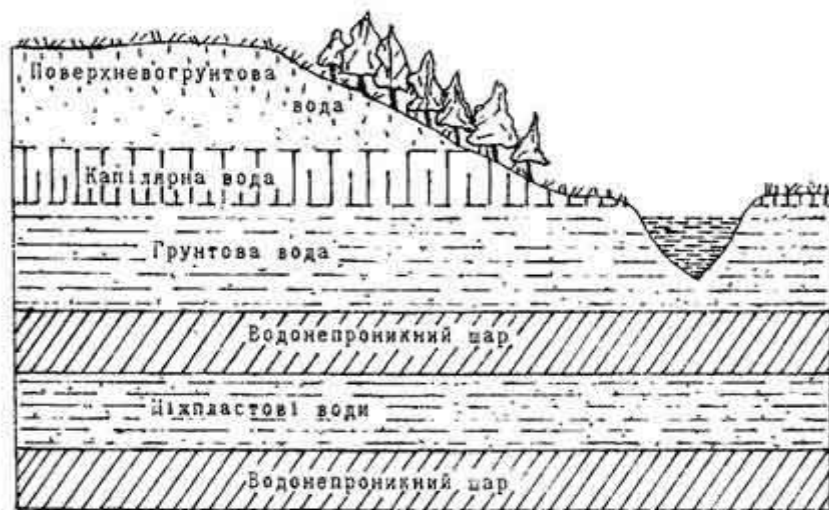


Рисунок 5.4 — Підземні води

За гідравлічним режимом розрізняють безнапірні та напірні підземні води. Безнапірні води течуть без будь-якого тиску, тільки під впливом сил гравітації. Усі ґрунтові води є безнапірними, оскільки мають вільну поверхню. Для утворення тиску потрібна різниця у рівнях міжпластових вод у різних точках.

Яскравим прикладом напірних вод є артезіанські води. Вони дістали свою назву від назви французької провінції Артуа, де ще у 1126 р. були пробурені перші фонтануючі свердловини. Ці води формуються в особливих геологічних структурах, так званих артезіанських басейнах, які складаються з перешарування водоупорів та водоносних гірських порід при мульдоподібному або синклінальному (див. розд. 6) заляганні пластів (рис. 5.5).

В Україні відомі декілька артезіанських басейнів, такі як Дніпрово-Донецький (площею понад 350 тис. км²), Причорноморський та інші. Вони часто служать основним джерелом водопостачання міст та населених пунктів.

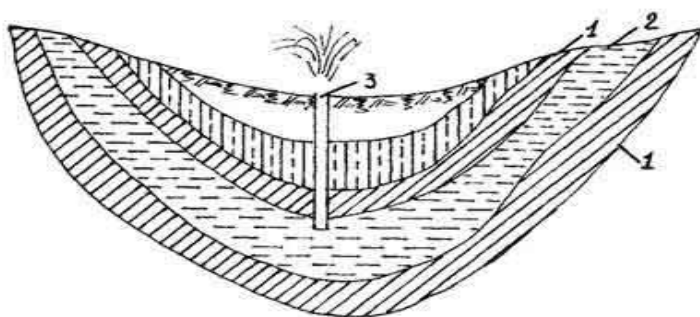


Рисунок 5.5 — Артезіанські води:

1 – водоупор; 2 – артезіанські води; 3 – свердловина

5.2. Режим підземних вод

Під режимом підземних вод розуміють зміну з часом найголовніших їхніх характеристик: глибини залягання, рівня або потужності водоносного горизонту, швидкості руху, хімічного складу та фізичних властивостей, ступеня мінералізації, жорсткості, прозорості, температури та інших. Зміна проходить під впливом таких факторів: метеоумов, гіпологічного режиму водоймищ, геологічних та антропогенних факторів.

Метеорологічні умови. У різних районах нашої країни кількість опадів неоднакова і тому рівень підземних вод, і особливо ґрунтових, основне живлення яких відбувається за рахунок інфільтрації, істотно змінюється. Спостерігаються сезонні, річні та багаторічні коливання рівня ґрунтових вод.

Підймання або зниження рівня ґрунтових вод залежить від глибини залягання водоносного горизонту від земної поверхні. Для середньої частини нашої країни в піщаних ґрунтах сезонні коливання різня ґрунтових вод при різних глибинах залягання такі: до 2 м — $1 \div 2$ м; від 2 до 5 м — $1 \div 1,5$ м; від 5 до 10 м — $0,5 \div 1,0$ м; більше 10 м — $0,5 \div 0,8$ м; при цьому максимальний рівень спостерігається у квітні та жовтні, мінімальний у серпні та лютому.

Річні та багаторічні коливання рівня підземних вод пов'язані з річними та багаторічними коливаннями кількості опадів. Для умов України циклічність багаторічних коливань кількості опадів становить від 7 до 30 років.

Гідрологічний режим. На режим підземних вод, і особливо на їх рівень, істотно впливає гідрологічний режим поверхневих водоймищ, як природних (річок, озер), так і штучних (водосховищ), з якими підземні води мають взаємозв'язок. Залежно від розташування водоупору запас підземної води може поповнюватись за рахунок живлення її з відкритих водоймищ або навпаки — підземні води можуть поповнювати поверхневі водоймища (рис. 5.6). Як правило, в Україні в межень (найнижчий рівень води) ґрунтові води вільно стікають у відкриті водоймища, а в повінь відбувається поновлення запасів ґрунтових вод.

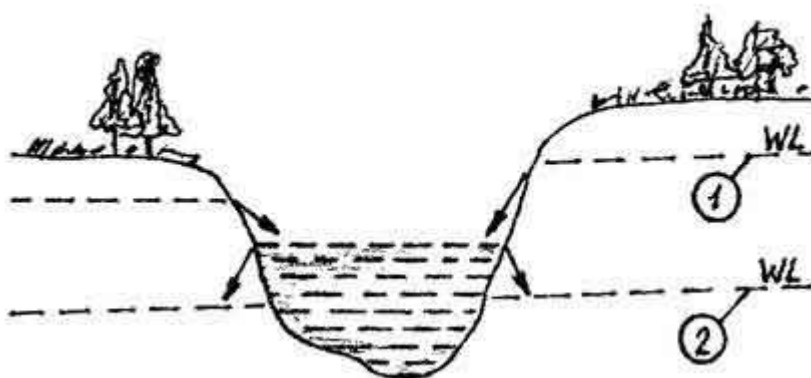


Рисунок 5.6 — Зв'язок між поверхневими та ґрунтовими водами:

1 – ґрунтові води поповнюють водоймище; 2 – водоймище поповнює ґрунтові води; WL – рівень ґрунтових вод

Геологічні фактори мають вирішальне значення при формуванні підземних вод. Установлено, що мінералізація підземних вод, як правило, збільшується з глибиною і в цьому напрямку змінюється і їх хімічний склад. Ця загальна закономірність у формуванні підземних вод зумовлена погіршенням умов їх циркуляції та водообміну.

У зоні активного водообміну підземні води інтенсивно циркулюють, вони переважно слабо мінералізовані (прісні), гідрокарбонатно-кальцієві, менше сульфатні. Активно впливають на умови водообміну загальна геологічна будова та рельєф місцевості. До порід з великою водопроникністю, які залягають у найвищих шарах земної кори, як правило, приурочені прісні гідрокарбонатно-кальцієві води. Геологічні структури тут розкриті, водоносні горизонти добре промиті, водообмін проходить інтенсивно. На ділянках, складених слабководопроникними породами, або з великою кількістю водоупорів, водообмін утруднений, промитість порід слабка, мінералізація води підвищується, а склад сульфатний та хлоридно-натрієвий.

Антропогенні фактори. На режим підземних вод у багатьох районах істотно впливають антропогенні фактори, тобто діяльність людини. Будівництво штучних водоймищ та водосховищ формує нові водоносні горизонти або підвищує рівень існуючих. Наприклад, на півдні Запорізької та Дніпропетровської областей до будівництва Каховської гідроелектростанції рівень ґрунтових вод знаходився на глибині 35 — 38 м, а нині на глибині 2 — 3 м. У районі Дніпродзержинська рівень ґрунтових вод піднявся на 3 — 5 м.

При зрошенні лишки води, які не затримуються у рослинному шарі, просочуються в товщу гірських порід, поповнюючи підземні води. При цьому відбувається змикання води зрошення з ґрунтовими водами, піднімання їх уверх, що часто приводить до засолення родючого ґрунту.

Одним із факторів підвищення рівня ґрунтових вод є витік води з водогонів та каналізації. Наприклад, в Одесі за 50 років експлуатації водопровідної мережі та каналізації рівень ґрунтових вод піднявся на 15 м. У містах та населених пунктах з новим водопроводом втрати води становлять 15 — 18%. Якщо термін експлуатації наближається до 50 років, то втрата води становить 18 — 30%, більше 50 років — понад 50%.

Забудова території та асфальтування місцевості змінюють тепловий режим гірських порід. Відбувається міграція пароподібної води під будівлі та споруди і її конденсація. Наприклад, на забудованій території міста Кривого Рогу за 8 років спостережень рівень ґрунтових вод піднявся на 4 м. Перепад температури становить 4 — 8°C.

При вирубці лісу має місце зниження рівня ґрунтових вод, а при насадженні — його підвищення.

Основною причиною зниження рівня підземних вод є експлуатація водоносних горизонтів, які для багатьох населених пунктів є основним джерелом водопостачання.

Так, за 50 років експлуатації Московського артезіанського басейну його рівень знизився на 50 м. На Кавказі рівень підземних вод за 30 років експлуатації знизився на 60 м.

5.3. Фізико-хімічні характеристики підземних вод

Підземні води — це складний мінеральний розчин, склад якого змінюється час від часу. Переміщуючись у товщі гірських порід, вони насичуються окисами, солями, газами та продуктами органічного розпаду. Ґрунтові води, як відомо, живляться в основному за рахунок атмосферних опадів, які не є чистою дистильованою водою. Досить сказати, що у районі Києва—Вінниці на 1 м² поверхні випадає за рік 10 г солі (на 1 км² — 10 т).

За мінералізацією, тобто в залежності від вмісту розчинених солей, підземні води підрозділяються: на прісні з концентрацією солей до 1 г/л, слабосолоні — 1 — 3, солонуваті — 3 — 10, солоні — 10 — 30, розсолні — 30 — 50 та розсоли — більше 50 г/л. Мінералізацію води визначають за сухим залишком при її випаровуванні при температурі 105 — 110°C.

Жорсткість води характеризується наявністю в ній розчинених сірководневих солей Ca та Mg. У нашій країні за одиницю жорсткості прийнято 1 мг-екв/л Ca, тобто 20,04 мг на 1 л води. 1 мг-екв чисельно дорівнює атомній вазі, розділеній на валентність (атомна вага Ca — 40,07, валентність — 2). Замість Ca використовують Mg — 12,16 мг-екв на 1 л води.

За жорсткістю води класифікуються як дуже м'які при вмісті у воді до 1,5 мг-екв/л, м'які — 1,5 — 3,0 мг-екв/л, помірно жорсткі — 3,0—6,0 мг-екв/л, жорсткі — 6—9 мг-екв/л та дуже жорсткі — більше 9 мг-екв/л. Жорстка вода дає великий накип у парових котлах, погано мийється та викликає інші небажані явища.

Агресивність підземних вод проявляється в шкідливій дії їх на бетонні та металеві конструкції.

Загальнокислотна агресія обумовлена наявністю у воді в дисоційованому стані водневих H⁺ та гідроксильних іонів OH⁻. Один грам чистої води при температурі 22°C містить 10⁻⁷ грам-іонів H⁺ і стільки ж OH⁻. Вираз lg[H⁺] позначають як pH, який і є мірою агресивності води (кислотний показник). За цим показником підземні води розділяються на дуже кислі (pH < 5), нейтральні (pH = 7), лужні (7 < pH < 9) та сильно лужні (pH > 9).

При кислих підземних водах відбувається розчинення та вимивання вапна з бетону, крім цього, значного роз'їдання зазнають металеві конструкції під впливом сильно кислих та сильно лужних вод.

Вуглекислотна агресія має місце за наявності у воді агресивної вуглекислоти CO₂. При взаємодії з водою та вапном цементу утворюється бігидрокарбонат кальцію Ca(HCO₃)₂, який швидко розчиняється у воді та виноситься з бетону.

Сульфатна агресія полягає в утворенні нових кристалічних сполук із-за надмірного вмісту іонів сульфату SO₄. Це утворення, яке дістало назву цементної "бацили" (3CaO*Al₂O₃*3CaSO₄*31H₂O), супроводжується збільшенням об'єму цементу в 2 — 3 рази і руйнуванням бетонних конструкцій.

Гази у підземних водах знаходяться у вільному та розчиненому стані. Вони проникають у підземні води різними шляхами: при інфільтрації, розкладі органічних речовин, охолодженні магми і т.ін. Найбільш розповсюджені з них кисень, сірководень, вуглекислота, азот, метан та

благородні гази (гелій, аргон, радон та інші). Гази, особливо кисень, як у вільному, так і у розчиненому стані спричиняють корозію металоконструкцій.

Гігієнічність підземних вод, тобто придатність їх для пиття, оцінюється такими характеристиками: кольором, прозорістю, смаком, запахом, наявністю хвороботворних бактерій та важких металів. Вода для пиття повинна бути смачною, прозорою, безкольоровою, не мати ніяких запахів. Забарвлення підземних вод залежить від наявності різних домішок. Так, вміст різних окисів заліза додає воді коричневого відтінку, а гумінових кислот — жовтого. Крім цього, наявність у воді гумінових кислот додає їй болотного запаху. Сульфати надають гірко-солоного смаку, а хлориди — солоного.

З точки зору медицини придатність для пиття визначається наявністю у воді кишкової палички *Coli*. Кількість цих бактерій визначається колі-тестом або колі-титром. Колі-тест — це кількість одиниць кишкової палички в 1 л води, а колі-титр — кількість см³ води, яка містить 1 бактерію. Вода придатна для пиття, коли колі-тест не перевищує 3, а колі-титр 300 — 700 см³.

Державними стандартами регламентується вміст у воді шкідливих важких металів: свинцю не більше 0,1 мг/л, миш'яку — 0,05, фтору — 1,5, міді — 3 та цинку на більше 3 мг/л.

5.4. Рух підземних вод

Підземна вода знаходиться в порах, тріщинах та порожнинах гірських порід і рухається за загальними законами руху рідини, який може протікати у двох формах: ламінарної та турбулентної течії.

Ламінарна течія — пересування частинок рідини в потоці досконало правильними паралельними цівками.

Турбулентна течія — це пересування частинок рідини в потоці по траєкторіях у різних напрямках, так званий вихровий рух. Рух підземних вод дуже уповільнений і тому протікає ламінарно.

Для визначення закономірності руху підземних вод виділимо у підземному водоносному горизонті елементарний потік *abcd* і підрахуємо, яка кількість води протікає за одиницю часу (рис. 5.7).

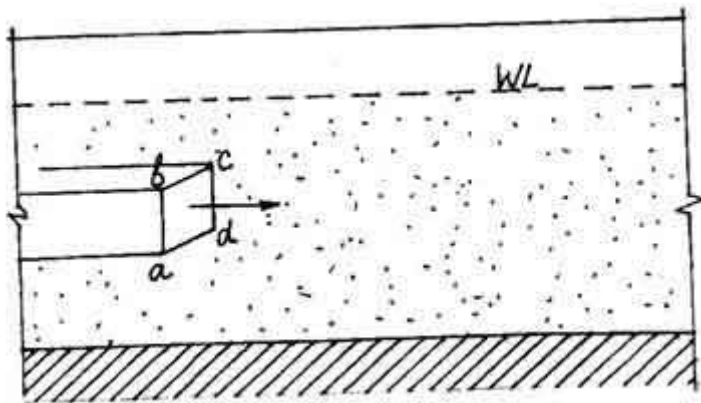


Рисунок 5.7 — Схема визначення дебіту водоносного горизонту

Кількість води *Q*, що протікає за одиницю часу, прямо пропорційна площі поперечного перерізу елементарного потоку *A*, гідравлічному градієнту (напору) *I* та деякому коефіцієнту пропорційності *kf*. Таким чином,

$$Q = A k f I. \quad (5.2)$$

Розглянемо одиниці виміру формули (5.2): *A*-м², *Q*-м³/с, *I* - у долях одиниці, отже, розмірність *kf* - м/с. Розділимо праву та ліву частини на площу потоку *A*

$$q = k f I, \quad (5.3)$$

де q — витрата води за одиницю часу через одиницю площі, яка дістала назву швидкості руху підземних вод і позначається як V

$$V = kf I. \quad (5.4)$$

Вираз (5.4) дістав назву закону руху підземних вод, встановленого у 1856 р. французьким гідрогеологом Дарсі: швидкість руху підземних вод прямо пропорційна гідравлічному градієнту.

Коефіцієнт пропорційності kf називається коефіцієнтом фільтрації, визначається експериментально, залежить від типу порід і чисельно дорівнює швидкості руху води при $I = 1$.

Гідравлічний, або напірний, градієнт визначається як відношення різниці рівнів підземних вод між двома точками по лінії течії до відстані між цими точками (рис. 5.8).

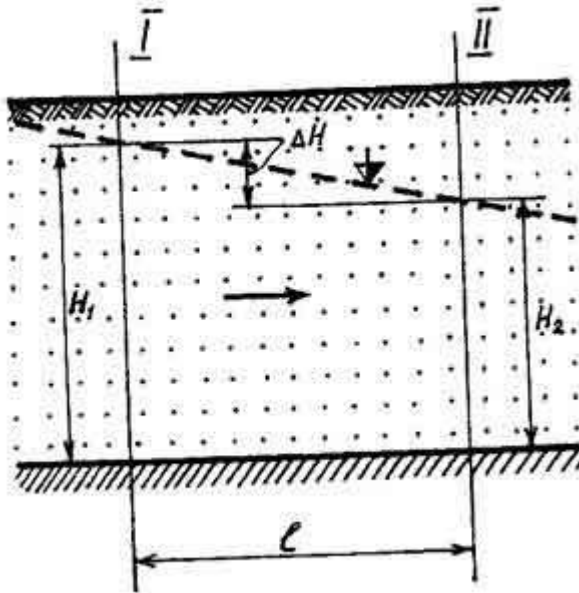


Рисунок 5.8 — Схема руху ґрунтової води

$$I = (H_1 - H_2)/l. \quad (5.5)$$

Швидкість руху, визначена за формулою (5.4), не є дійсною швидкістю, а значно меншою при одному і тому ж гідравлічному градієнті. Це пояснюється тим, що вода фільтрується не по всій площі A , а по тій частині, де є пори. Дійсна швидкість руху води

$$V = k_f I/n, \quad (5.6)$$

де n — пористість породи, тобто частина площі в долях одиниці, яка припадає на пори.

Проте в практиці швидкість руху підземних вод все-таки визначають за формулою (5.4), тому що коефіцієнт фільтрації, який визначається експериментально, якраз і ураховує величину пористості.

Коефіцієнт фільтрації, а отже, і швидкість руху суттєво залежать від температури води. У довідковій літературі наводяться коефіцієнти фільтрації при температурі 10°C . Для визначення k_f при будь-якій температурі користуються формулою

$$k_f^t = k_f^{10} (0,7 + 0,03t), \quad (5.7)$$

де k_f^t та k_f^{10} — коефіцієнти фільтрації відповідно при будь-якій температурі та температурі 10°C ; t — температура в градусах.

Для визначення коефіцієнта фільтрації використовують лабораторні та польові методи.

У лабораторних умовах коефіцієнт фільтрації визначається на різних приладах, які мало чим відрізняються від приладу Дарсі (рис. 5.9). Це прилади Тіма, Тіма-Каменського, трубки Спецгео, КФ та інші.

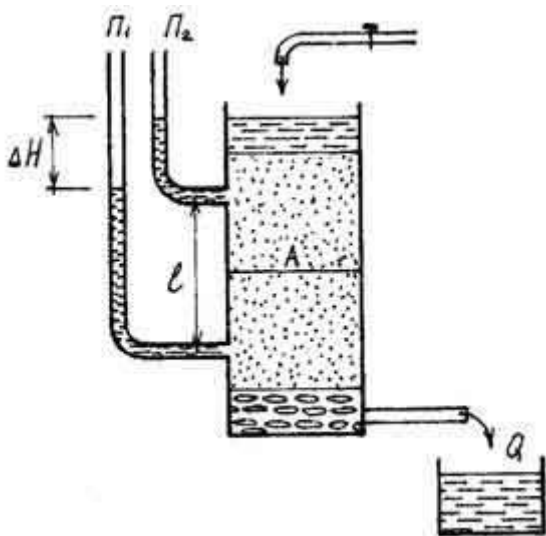


Рисунок 5.9 — Схема приладу для визначення коефіцієнта фільтрації пісків

Принцип роботи цих приладів такий. У циліндричну посудину з двома боковими п'єзометрами П1 та П2 кладуть дослідний зразок ґрунту. Через нього фільтрують воду під деяким тиском. Знаючи площу поперечного перерізу посудини А та вимірявши кількість профільтрованої води за певний час, коефіцієнт фільтрації в м/добу при певній температурі обчислюють за формулою

$$kf = 864 \cdot (Q / A t \Delta H), \quad (5.8)$$

де Q — кількість профільтрованої води, см³;

l — відстань між п'єзометрами, см;

t — час фільтрації, с;

ΔH — перевищення рівнів води п'єзометрів;

864 — перевідний коефіцієнт з см/с в м/добу.

Для визначення коефіцієнта фільтрації у польових умовах перш за все необхідно визначити напрям руху підземних вод, так звану лінію течії. За наявності гідрогеологічної карти лінію течії визначають за допомогою гідроізогіпс. За відсутності такої карти потрібно пробурити не менше трьох свердловин, розташованих за трикутником. На основі виміру сталого рівня підземних вод визначають лінію з однаковими абсолютними відмітками води. Нормаль цієї лінії в сторону зменшення абсолютних відміток і є напрям руху підземних вод або лінія течії (рис. 5.10).

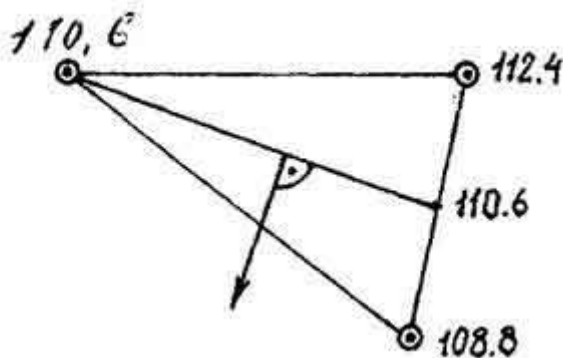


Рисунок 5.10 — Схема визначення напрямку руху ґрунтових вод

Для визначення коефіцієнта фільтрації: за лінією течії пробурюють дві свердловини, причому одну з них, дослідну, розташовують вище за течією, а другу, спостережну, розташовують нижче за течією.

Для вимірювання швидкості руху підземних вод, а отже, і коефіцієнта фільтрації використовують хімічний, колориметричний, електролітичний методи та метод дослідних відкачувань.

Хімічний метод. З дослідної свердловини відкачують певну кількість води, розчиняють у ній легкорозчинні солі — NaCl , CaCl_2 , хлористий амоній та інші і закачують цей розчин знову у дослідну свердловину, засікаючи при цьому час. З спостережної свердловини періодично відкачують воду і визначають за допомогою різних реагентів час появи розчину і максимальну його концентрацію. Реагентом на Cl є азотнокисле срібло, яке змінює свій колір. Знаючи відстань між свердловинами l , гідравлічний градієнт I , час руху t визначають швидкість руху та коефіцієнт фільтрації за формулою

$$k_f = l/It. \quad (5.9)$$

Цей метод неприпустимий за наявності у воді хлоридів.

Колориметричний метод. У дослідну свердловину запускають деяку кількість легкорозчинної фарби: флюорисцин, метиленову синьку та ін. Частіше використовують флюорисцин, оскільки він помітний при дуже маленьких концентраціях (1:10 млн). Розчин фарби занурюють у свердловину у скляній пляшці, яку потім розбивають буровим наконечником, засікаючи час. З спостережної свердловини періодично відкачують воду і засікають час появи забарвлення. Коефіцієнт фільтрації визначають за формулою (5.9).

Електролітичний метод. Перші два методи визначення коефіцієнта фільтрації є не зовсім точними тому, що відбір проб із спостережної свердловини носить дискретний характер, тобто час появи мінералізованого розчину або забарвленої води можна пропустити. Більш точним є електролітичний метод, який застосовується для визначення коефіцієнта фільтрації немінералізованої води. Суть цього методу полягає ось у чому. У дослідну та спостережну свердловини занурюють голкофільтри, до яких приєднують електропристрій, що складається з блока живлення, амперметра та комутатора з самописцем (рис. 5. 11).

У дослідну свердловину заливають певну кількість розчину з легкорозчинної солі. Пропускають струм і фіксують час та зміну електроопору води (рис. 5.11). Знаючи відстань між свердловинами та час проходження розчину, швидкість руху води визначають за формулами

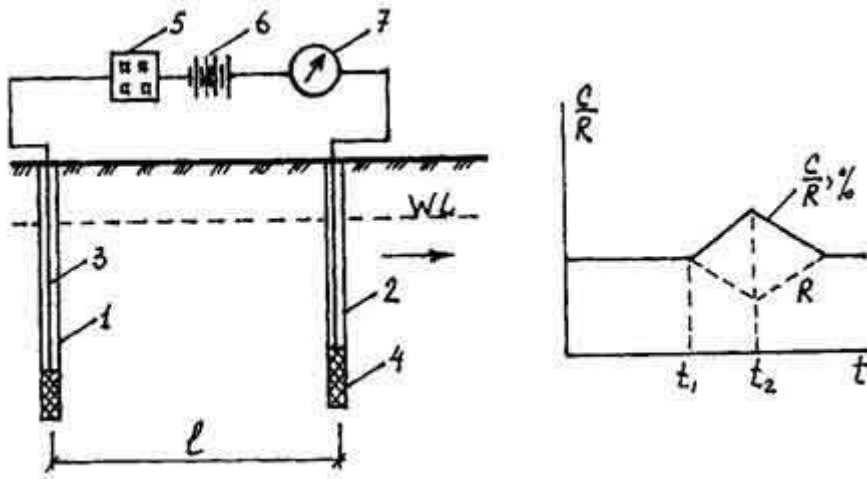
$$V = l/t_1; \quad V = l/t_2, \quad (5.10)$$

де t_1 — час появи мінералізованого розчину;

t_2 — час проходження максимуму його концентрації.

Першу формулу використовують для визначення припливу води до будівельних котлованів, другу — для водопостачання.

Дослідне відкачування є найбільш точним методом визначення швидкості руху підземних вод, та коефіцієнта фільтрації, крім того, цей метод дозволяє визначити дебіт водоносного горизонту та радіус депресії (див. п. 5.6).



а

б

Рисунок 5.11 — Схема для визначення швидкості фільтрації:

а — обладнання свердловин; б — графік зміни концентрації солей та опору ґрунтової води; 1 — дослідна свердловина; 2 — спостережна свердловина; 3 — голкофільтри; 4 — фільтри; 5 — комутатор; 6 — генератор струму; 7 — амперметр

Для цього пробурюють декілька свердловин паралельно та перпендикулярно лінії течії. З центральної свердловини роблять відкачування води до тих пір, поки не знизиться рівень у сусідніх свердловинах на деяку сталу величину. При відомих відстані між свердловинами, гідравлічному градієнті, дебіті центральної свердловини (дебіт — об'єм води, який дає свердловина протягом тривалого часу), площі поперечного перерізу свердловини коефіцієнт фільтрації та швидкість руху підземних вод визначають, виходячи з формул (5.2) та (5.4).

Орієнтовні значення коефіцієнтів фільтрації такі: крупноуламкові породи (галька, щебінь, жорства) та сильно тріщинуваті скельні породи — 100 — 1000 м/добу; пісок крупний — 20 — 50; пісок середньої крупності — 5 — 20; пісок дрібний — 5 — 10; пісок пилюватий — 1 — 5; супісок — 1 — 2; суглинок — 0,1 — 1; глина — 0,1 — 0,001 м/добу і менше.

Умови залягання та розповсюдження підземних вод відображаються на гідрогеологічних картах, які складаються на топооснові і на певну пору року. Поверхня (дзеркало) підземних вод зображується на картах у вигляді ізоліній - гідроізогіпс (грецьк. "гідро" — вода, "ізос" — рівний, "гіпсос" — висота) — ліній, що з'єднують однакові абсолютні (або відносні) відмітки дзеркала підземних вод.

Для побудови гідрогеологічної карти пробурюють ряд розвідувальних свердловин по певній сітці. За допомогою мірної хлопавки вимірюють сталий рівень ґрунтових вод, а топографічним методом визначають абсолютні відмітки гирла свердловин та дзеркала підземних вод. Арифметичним методом або за допомогою палетки знаходять точки з однаковими відмітками поверхні підземних вод через певний крок (як правило, 0,5 — 1 м), які з'єднують плавними кривими (рис. 5.12).

Гідроізогіпси мають всі властивості горизонталей. За допомогою такої карти можна визначити глибину до води у будь-якій точці як різницю між відмітками поверхні та дзеркала підземних вод, напрям руху, гідравлічний градієнт, а за необхідності і запроектувати дренажну систему.

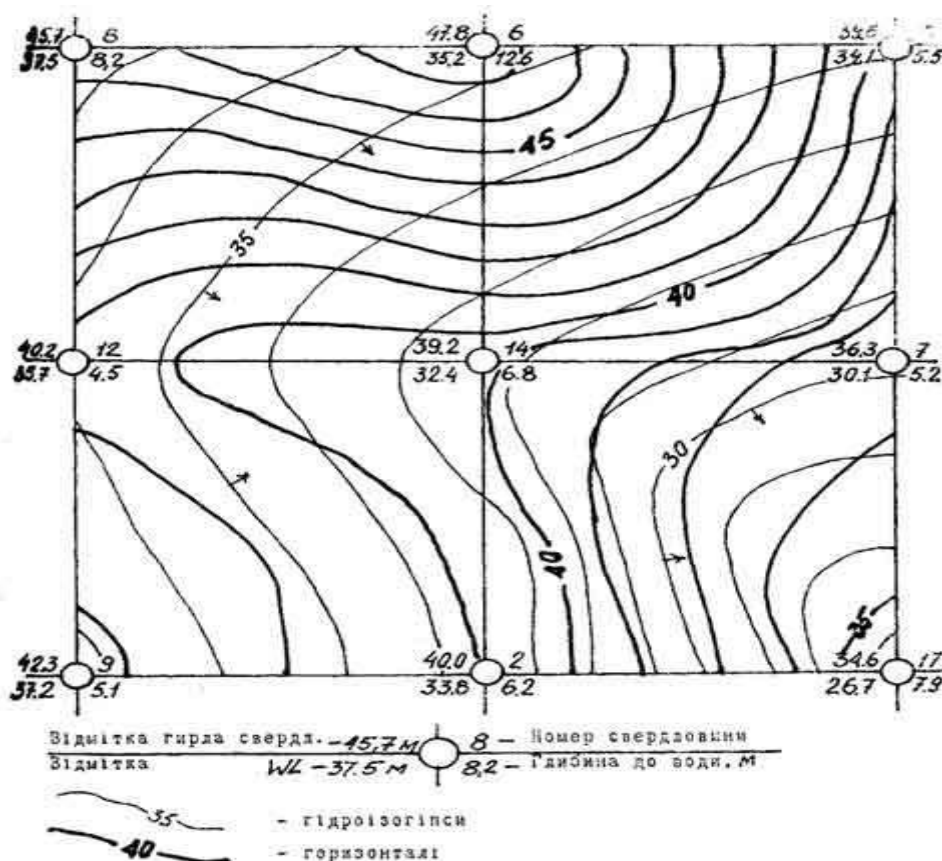


Рисунок 5.12 — Карта гідроізогіпсу

5.5. Приплив води до водозабірних свердловин

Для розробки системи водозабірних свердловин та водопостачання використовують найбільш розповсюджений тип водозабірних споруд — свердловини. Якщо глибина свердловини (колодязя) досягає водоупору, тобто пронизує весь водоносний шар, то таку свердловину називають досконалою. У випадку, коли дно свердловини залишається у водоносному шарі, її називають недосконалою (висячою). Свердловини, які розкривають безнапірні (грунтові) води, називають ґрунтовими.

При відкачуванні води з водоносного горизонту в самій свердловині і навколо неї на деякій відстані рівень води знижується, причому найбільше зниження має місце у свердловині, а чим далі від неї, тим пониження рівня менше і на деякій відстані зовсім зникає. Це пояснюється опором руху води з боку частинок гірських порід.

Через деякий час після початку відкачування зниження рівня води у свердловині та навколо неї припиняється, а це означає, що кількість води, яка поступає до свердловини, дорівнює кількості води, яку з неї викачують, тобто встановлюється так званий динамічний рівень. Таким чином, навколо свердловини, з якої відкачують воду, утворюється депресійна поверхня. Крива, яка обмежує депресійну поверхню, називається депресійною кривою (рис. 5.13). Рух підземних вод до свердловини відбувається у вигляді радіального потоку.

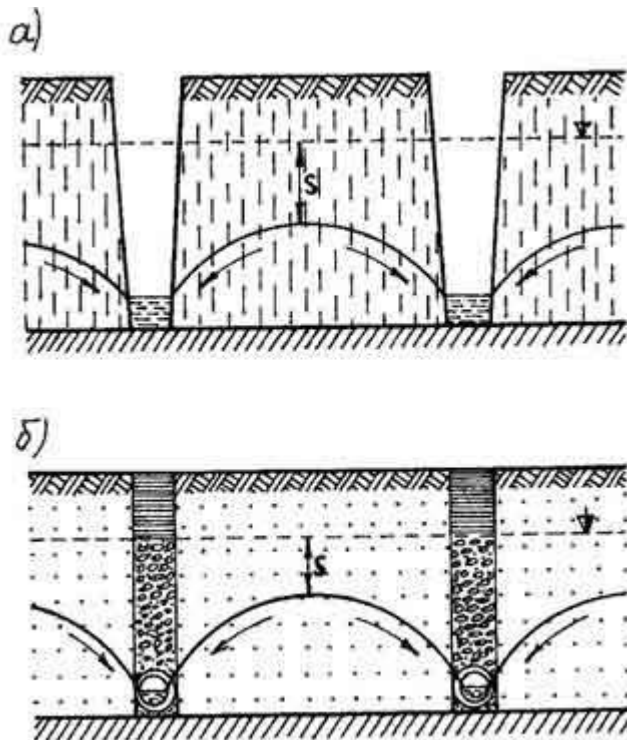


Рисунок 5.13 — Приплив води до досконалої свердловини:

H — потужність водоносного пласта; R — радіус кривої депресії; r — радіус свердловини; S — зниження рівня води після відкачування; h — висота зниженого стовпа води в свердловині

Для визначення дебіту (кількість води, яка може откачуватись протягом тривалого часу) досконалої свердловини використовують закон Дарсі. Відповідно до рис. 5.13 прийняті такі позначення величин:

- H — потужність водоносного шару, м;
- h — динамічний рівень води у свердловині після зниження, м;
- S — величина зниження рівня води, м;
- R — радіус поверхні депресії, м;
- r — радіус свердловини, м;
- x та y — поточні координати, м.

5.6. Боротьба з підземними водами при зведенні та експлуатації споруд

При високому рівні ґрунтових вод, у період будівництва та експлуатації споруд застосовують штучне водозниження. Вибір раціонального способу водозниження залежить від характеру споруджуваного або побудованого об'єкта, геологічної будови та гідрогеологічних умов будівельного майданчика.

Тимчасове зниження рівня ґрунтових вод застосовують на період будівництва і називають будівельним водозниженням, а довгочасне — на період експлуатації споруд, і його називають дренажем.

Залежно від призначення та геологічних умов застосовують горизонтальні, вертикальні та комбіновані дренажні системи.

Горизонтальний дренаж забезпечує водозниження за допомогою каналів, траншей та підземних галерей, які мають певний нахил у сторону їх підведення до відкритих водоймищ або у мережу зливової каналізації.

Горизонтальний дренаж може бути відкритим (тимчасове водозниження) та закритим (рис. 5.15). Найбільш простим та дешевим способом зниження рівня ґрунтових вод є відкритий дренаж. Але при ньому ґрунтові води можуть викликати обвалювання стінок каналів, обпливання укосів котлованів та інші небажані явища.

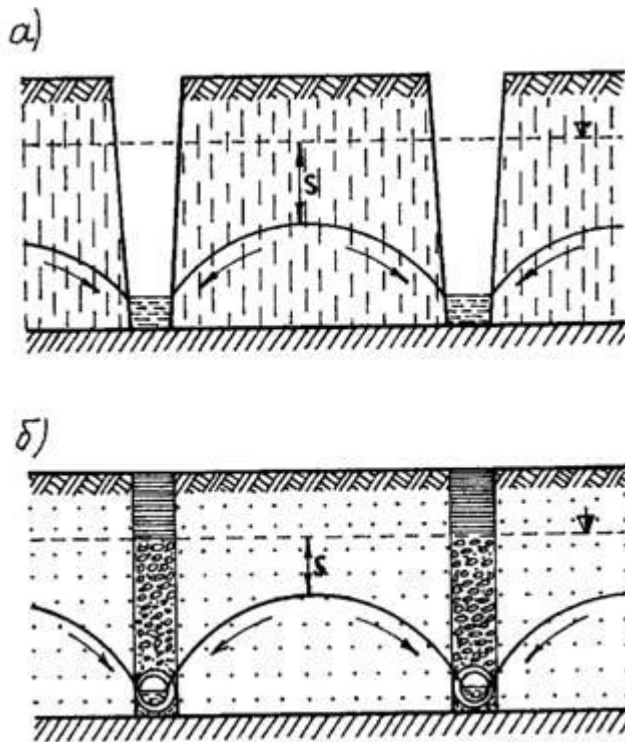


Рисунок 5.15 — Дренажні траншеї: а – відкриті; б – закриті

При закритому дренажі на дно траншеї кладуть перфоровані труби різного діаметра в залежності від дебіту водоносного горизонту. При цьому живий перетин труби, тобто рівень води, що заповнює трубу, не повинен перебільшувати $2/3$ її діаметра. Для запобігання замуленню її обсыпають декількома шарами піску та гравію. Глибина горизонтальних дрен не більше 5 — 6 м.

Вертикальний дренаж забезпечує зниження рівня ґрунтових вод за допомогою водознижуючих свердловин, відкачуванням насосами або водоскидом у нижчі водопроникні ненасичені водою гірські породи.

Найбільш розповсюдженим способом водозниження є система голкофільтрів з тонких металевих труб, які занурюють навколо котловану або по лінії, перпендикулярній течії ґрунтових вод. Нижні кінці труб обладнані фільтрами, а верхні приєднують до усмоктувального колектора. Легкий голкофільтровий пристрій знижує рівень ґрунтових вод на 4,5 — 5 м у піщаних породах з коефіцієнтом фільтрації від 1 – 2 до $40 \div 50$ м/добу. Для зниження рівня води у пилюватих пісках та супісках з $k_f = 0,01 \div 1,0$ м/добу застосовують ежекторні голкофільтри, за допомогою яких у водонасичених ґрунтах утворюється вакуум, покращується водовіддача та посилюється ефект водозниження.

Якщо відстань між свердловинами менша двох радіусів депресії, то при одночасному відкачуванні води такі свердловини взаємодіють. Це призводить до змикання кривих депресії, утворення загальної зони зниження рівня підземних вод (рис. 5.16).

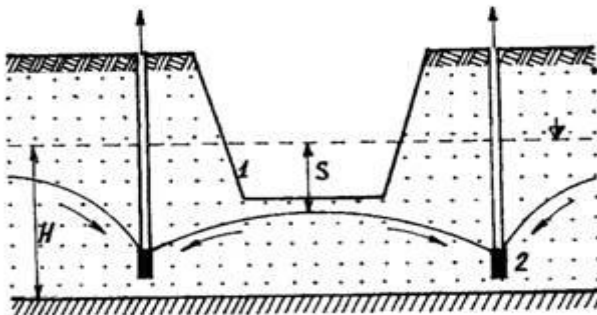


Рисунок 5.16 — Осушення будівельного котловану голкофільтрами: 1 – будівельний котлован; 2 – голкофільтри

Залежно від конфігурації в плані споруд застосовують лінійні, кільцеві (контурні) та площинні водознижуючі системи.

Лінійні системи водознижуючих установок використовують для захисту витягнутих в плані виробок типу траншей.

Кільцеві (або контурні) установки використовують при значних розмірах осушуваної зони, коли лінійні системи не можуть осушити водоносний пласт. Залежно від потрібної глибини зниження і складності гідрогеологічних умов використовують один або декілька контурів водознижуючих установок.

Площинні системи водознижуючих установок застосовують для зниження рівня підземних вод в межах усієї осушуваної зони.

При тривалому водозниженні (дренаж) застосовують головний береговий (лінійні системи), кільцевий (контурні системи) та систематичний (площинні системи) дренажі.

Головний дренаж використовують для зниження рівня ґрунтових вод, живлення яких відбувається зі сторони. Ґрунтові води перехоплюються горизонтальними або вертикальними дренами, які закладають вище осушуваної ділянки (рис. 5.17).

Береговий дренаж застосовують для перехоплення підземних вод, розташованих поблизу відкритих водоймищ. За його допомогою відводять фільтраційний потік, який рухається у берегову зону ріки у період повені при підвищенні рівня води у водоймищі.

Кільцевий дренаж проектують для боротьби з підтопленням окремих споруд з глибокими фундаментами, наприклад підземних ємностей і резервуарів (рис. 5.18).

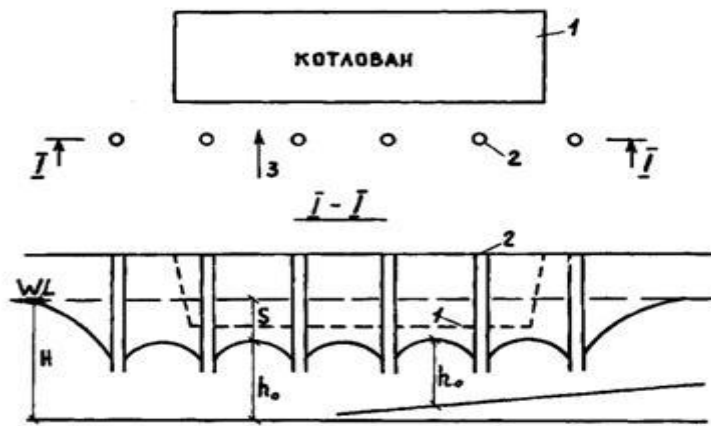


Рисунок 5.17 — Головний дренаж (план і розріз):

1 – котлован; 2 – вертикальні дрени; H – потужність водоносного горизонту; S – величина зниження рівня ґрунтової води; h – висота зниженого рівня води; WL – рівень ґрунтових вод

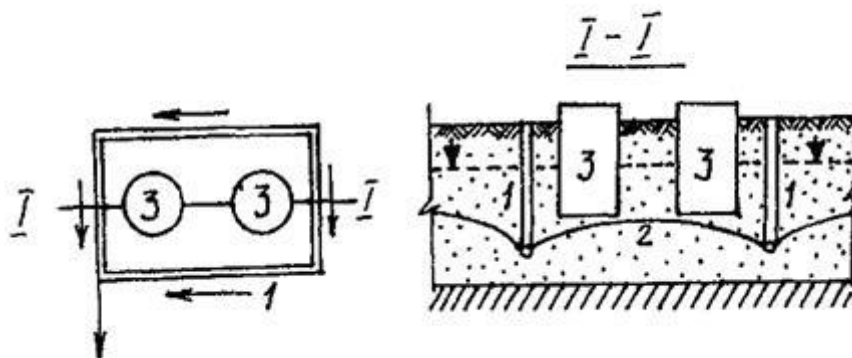


Рисунок 5.18 — Кільцевий дренаж горизонтального типу:

1 – кільцева дрена; 2 – знижений рівень ґрунтових вод; 3 – резервуари

Він може забезпечити повне перехоплення води по контуру осушуваної ділянки, знизити напори та рівні підземних вод і тим самим запобігти спливанню підземних ємностей при їх спорожненні.

Систематичний дренаж доцільний для осушення рівнинної ділянки з неглибоким заляганням підземних вод. Дренаж складається з окремих дрен, які забирають воду з ґрунту, та колектора, який відводить воду за межі дренаваної зони.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Що вивчає гідрогеологія?
2. Які види води знаходяться в гірських породах?
3. За якими ознаками і як класифікуються підземні води?
4. Назвіть основні фактори, які впливають на режим ґрунтових вод.
5. Як розділяються підземні води за мінералізацією?
6. Що таке жорсткість води і як вона розділяється за цією ознакою?
7. Як утворюється верховодка і чим вона небезпечна для будівництва?
8. Назвіть види агресії підземних вод та характер їх впливу на будівельні конструкції.
9. Сформулюйте і напишіть закон Дарсі.
10. Що таке коефіцієнт фільтрації і як він визначається у польових умовах?
11. Що таке гідрогеологічна карта і яку інформацію вона несе?
12. Як визначити напрям руху підземних вод по карті і у польових умовах?
13. Як здійснюється боротьба з ґрунтовими водами під час будівництва та експлуатації споруд?

Тема 6. ТЕКТОНІКА ЗЕМНОЇ КОРИ (ЕДОГЕННІ ПРОЦЕСИ)

6.1. Поняття про природні геологічні процеси

Під впливом внутрішніх та зовнішніх геологічних сил земна кора та поверхня Землі безупинно змінюються. Взаємодія цих сил відбувається протягом усієї історії земної кори і є однією із діалектичних рис її розвитку. Про безупинний рух земної кори і в наші дні свідчать землетруси, діючі вулкани, наступ моря, підняття материків тощо. Геологічна наука, яка вивчає рух земної кори та геологічні процеси, що змінюють склад, будову та вигляд Землі, називається динамічною геологією.

Природні геологічні процеси поділяються на дві великі групи: ендогенні (грецьк. "ентос" — внутрішньо), що породжуються внутрішніми силами, та екзогенні (грецьк. "ексо" — зовні), обумовлені зовнішніми силами. До ендогенних, процесів відносяться: магнетизм, вулканізм та тектонічний рух. До екзогенних: вивітрювання, геологічна діяльність водних потоків, вітру, льодовиків та ін.

6.2. Тектонічний рух

Тектоніка Землі (від грецьк. "тектонос" — будувати) вивчає процеси руху земної кори та деформації, які виникають при цьому. Виділяють три основних види тектонічних рухів: коливальні, складчасті та розривні. Всі види тектонічних рухів взаємно пов'язані і можуть переходити один в один. Наприклад, складчастий рух може перейти в розривний, що приводить до землетрусу.

Коливальний рух — найбільш розповсюджена форма тектонічного руху. Цей рух проявляється у дуже повільному, непомітному для очей, підніманні та опусканні окремих ділянок земної кори під впливом внутрішніх сил Землі та космосу.

Класичною областю вікових підняття є Скандинавія. Найбільша швидкість підняття спостерігається на північних берегах Ботнічної затоки і досягає майже 1 см/рік. За останні 25 тис. років висота підняття склала понад 250 м (рис. 6.1). Про це свідчать п'ять морських терас, з яких найвища знаходиться на висоті 176 м, найнижча 5,5 м над рівнем моря. З історії відомо, що в 1620 р. на березі цієї затоки були збудовані гавань Торкео та причали для прийому великих кораблів, а

у 1724 р. у зв'язку з швидким підйомом берега причали опинилися далеко від води. Підраховано, що за рахунок підняття площі Фінляндії збільшується за кожні 100 років приблизно на 7000 км².

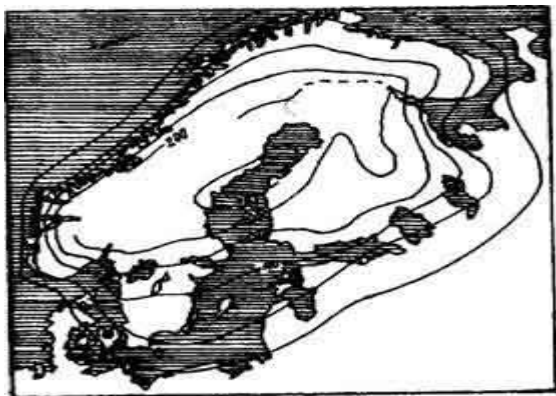


Рисунок 6.1 — Підняття Скандинавії

Ізолінії показують підйом у метрах за останні 25000 років.

У нашій країні підіймаються західні райони зі швидкістю 5—9 мм/рік. Приблизно з такою ж інтенсивністю підіймаються Криворіжжя та Український кристалічний щит.

У той же час на багатьох ділянках Землі спостерігається опускання земної кори. Територія Голландії опускається зі швидкістю 2,5 мм/рік. На цей час 40% її території знаходиться нижче рівня верхньої точки припливу Північного моря і тільки дамби (довжиною 1600 км і висотою до 18 м) та насосні станції запобігають вторгненню моря на сушу протягом десяти століть.

Трохи повільніше опускається все західне узбережжя Європи. На рис. 6.2 штриховими лініями показані затоплені морем річкові долини Ельби, Рейну, Лаури та Гарони.



Рисунок 6.2 — Опускання суші Західної Європи

Відомі окремі ділянки з перемінними підняттями та опусканнями. Наочним прикладом служить Неаполітанська затока. У 1749 р. на березі цієї затоки поблизу Неаполя були знайдені руїни стародавнього храму Юпітера Серапіса, збудованого у 105 р. до н.е. На поверхні трьох 12-метрових колон на висоті від 3,5 до 5,3 м над п'єдесталом збереглися сліди діяльності морських молюсків. Це свідчить про те, що храм занурювався в море до цих відміток. Установлено, що у XVI ст. колони храму вийшли з води, а на початку XIX ст. вони почали занурюватись знову. У 1978 р. п'єдестал колон знаходився на 0,65 м нижче від рівня моря, а зараз вони затоплені більш ніж на 2 м, тобто швидкість опускання протягом цього часу становить понад 14 см/рік.

На Україні повільно (до 0,5 мм/рік) опускається одеське узбережжя Чорного моря.

З коливальним рухом пов'язане постійне переміщення морських берегів, наступ моря на сушу називається трансгресією (лат. "транс гресіо" – перехід), а відступ— регресією (лат. "регресіо" — рух назад).

Найбільша трансгресія моря спостерігалась у ордовику (420 млн років тому) та крейдяному періодах (більше 70 млн років тому). Більша частина України та інших країн була затоплена морем (рис. 6.3). Про це свідчать пласти вапняку, крейди та інших морських відкладів.

Найкрупніша за всю історію Землі регресія моря спостерігалась у палеозойську еру (320 млн років тому). Це привело до з'єднання Північно-Американського та Європейського материків в один великий Північно-Атлантичний материк (див. п. 6.3).

С к л а д ч а с т и й р у х. Вертикальні та горизонтальні переміщення окремих ділянок земної кори призводять до порушень первісного залягання товщ гірських порід. Розрізняють два типи

порушень: нерозривні, або пликативні (лат. "плико" — складати), та розривні, або диз'юнктивні (лат. "диз'юнго" — роз'єднувати).

Пликативні порушення виражаються у хвилеподібному вигині шарів гірських порід без розриву їх суцільності з утворенням складок. Складка, спрямована опуклістю вверху, називається антиклинальною (грецьк. "анти" — проти, "кино" — нахилу), а увігнута вниз — синклинальною (грецьк. "син" разом). Структурні елементи складок (див. рис. 6.4) такі:

1) склепіння, або замок — центральна частина антиклинальної складки, яка примикає до лінії перегину пластів;

2) мульда (нім. "мульде" — корито) — центральна частина синклинальної складки, яка примикає до лінії перегину;

3) крила — бокові ділянки складки, які розходяться від перегину вниз (антиклиналь) або вгору (синклиналь);

4) осьова площина — уявна площина, яка ділить кут між крилами складки пополам;

5) вісь складки — лінія перетинання осьової площини з поверхнею Землі;

6) шарнір — лінія перетинання осьової площини з поверхнею будь-яких пластів, що утворюють складку;

7) ядро — внутрішня частина складки, яка прилягає до осьової площини.

Диз'юнктивні деформації призводять до розриву суцільності гірських порід. Найбільше розповсюдження мають такі порушення: скид, обернений скид, насув, грабен, горст.

Блоки гірських порід, які прилягають до зміщувача, називаються крилами розриву. Якщо в розриві зміщувач нахилений до горизонту, то розрізняють висяче та лежаче крила (рис. 6.5).

Скидом називається розрив, у якого зміщувач нахилений в сторону висячого крила (рис. 6.5, а). Якщо висяче крило опущене, то розрив називається оберненим скидом.

Якщо висяче крило насунуте на лежаче по похилому зміщувачу, то це насув (рис. 6.5, б).

Грабен (нім. "грабен" рів) — витягнута западина, яка приурочена до стуленого по скидах блоку земної кори, розташованого між двома піднятими блоками (рис. 6.5, в).

Горст (нім. "горст" — узвишся) — піднятий блок земної кори, розташований між двома блоками, які опущені по скидах (рис. 6.5, г).

Горсти та грабени широко розвинуті на Тянь-Шані, де горсти утворюють хребти, а долини річок, що їх розмежовують, приурочені до грабенів.

6.3. Геологічні структури

Тектонічні процеси, що відбуваються протягом усієї історії Землі, призводять до формування окремих геологічних структур. У земній корі виділяють два основних види структур: платформи та геосинклиналі.

П л а т ф о р м и (фр. "плат" — плоский, "форм" — форма) — прадавні ділянки земної кори, які сформувались дуже давно, в криптозойський мегацикл. Складчасті процеси у них пройшли в цей же період і в подальшому не спостерігались. У фанерозої вони зазнавали і зараз зазнають тільки коливального руху.

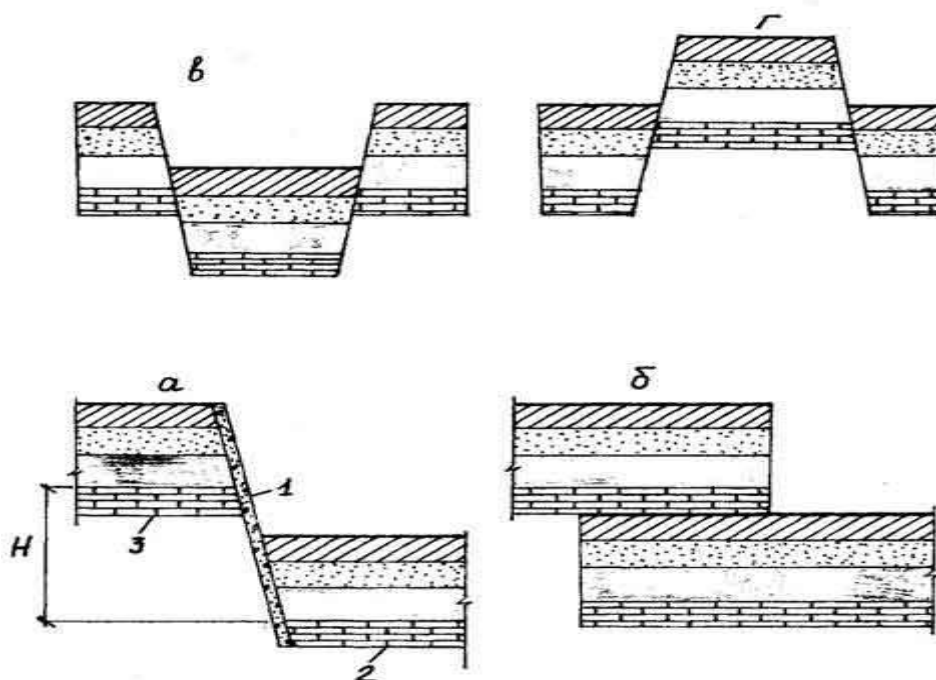


Рисунок 6.5 — Диз'юнктивні порушення:

а — скид; б — насув; в — грабен; г — горст; 1 — змішувач; 2 — лежаче крило; 3 — висяче крило; Н — амплітуда скиду.

Платформи складаються з двох ярусів: кристалічного фундаменту з магматичних та метаморфічних порід, розбитих тріщинами, скидами, зібраними в складки, а зверху перекриті, з великою кутовою розбіжністю, товщею осадових гірських порід з майже горизонтальним заляганням шарів потужністю до кількох десятків метрів.

Відповідно до однієї із гіпотез на початку формування земної кори, коли ще були відсутні платформи і геосинклиналі, виникали численні куполоподібні підняття. У кінці архейської та на початку протерозойської ери проявились прадавні складчасті рухи, що призвели до утворення перших платформ, які одержали назву прадавніх (рис. 6.6).

Нерідко породи фундаменту виходять на земну поверхню. Такі ділянки платформ з одноярусною будовою називаються щитами.



Рисунок 6.6 — Прадавні платформи та області байкальської складчастості:

1 — прадавні платформи; 2 — області байкальської складчастості.

Платформи: I—Східно-Європейська; II — Сибірська; III — Північно-Китайська; IV — Південно-Китайська; V — Австралійська; VI — Індостанська; VII — Африканська; VIII — Південно-Американська; IX — Північно-Американська; X — Східно-Антарктична.

Це такі щити, як Український та Балтійський Східно-Європейської платформи, Алданський Сибірської платформи та ін.

Г е о с и н к л и н а л і — величезні за довжиною і шириною вигини в земній корі, які є найбільш рухомими зонами. Виділяють чотири стадії їх утворення.

1. Стадія початкового занурення, яка характеризується послідовним розширенням амплітуди або області вигину. В опускання утягуються усе нові та нові ділянки суші.

2. Передорогенна (грецьк. "орос" — гора) стадія — утворення морського басейну і накопичення осадового матеріалу, потужність якого досягає інколи 10 — 15 км.

3. Раннеорогенна стадія — початок загального підняття, з'єднання внутрішніх підняття в єдине крупне складчасте підняття, яке складається із пучків антиклинальних та синклинальних складок.

4. Власне орогенна стадія - формування системи високих гірських хребтів, розділених глибокими міжгірськими дислокаціями. На цій же стадії відбувається руйнування гірських порід вивітрюванням. Яскравим прикладом такого процесу є Уральський гірський хребет, який сформувався у пермському періоді (240 млн років тому).

6.4. Тектоніка літосферних плит

Вчені давно звернули увагу на дивовижні географічні явища — збіг обрисів протилежних берегів деяких океанів. У середині XIX ст. італійський вчений А. Снідер висловив ідею, що Північна та Південна Америка у минулому складали єдине ціле з Європою та Азією. Згодом вони відкололись та перемістились відносно один одного.

Найбільш повно гіпотезу дрейфу континентів розвинув у 1912 р. відомий німецький геофізик А. Бегенер. Він звернув увагу на те, що поверхня континентів та океанічного дна являють собою різні сходи в рельєфі Землі. Це привело його до висновку про відсутність гранітного шару в складі океанічної кори, що і підтвердилось на початку 60-х років XX ст.

Згідно з уявленням А. Вегенера уся поверхня Землі на початку була покрита суцільним гранітним шаром. У палеозойську еру увесь гранітний матеріал зібрався в один блок, утворивши єдиний суперматерик Пангею (грецьк. вся Земля, рис. 6.7). Причиною цього могла бути дія припливних та центробіжних сил. Припливні сили пов'язані з притяганням Сонця та Місяця: вони діють на земній поверхні зі сходу на захід.

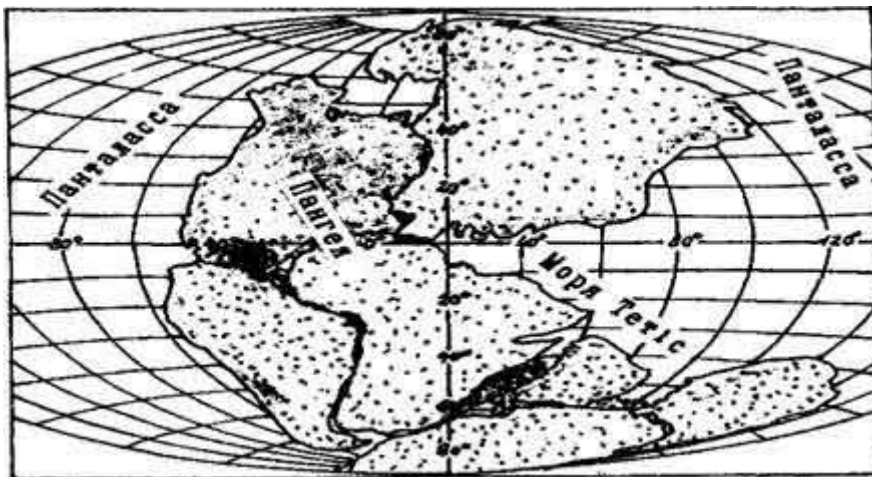


Рисунок 6.7 — Реконструкція Землі на початку мезозойської ери (тріас, 200 млн років)

Центробіжні сили, викликані обертанням Землі і направлені від полюсів до екватора. Цей материк підіймався над безбережним океаном Панталасса (грецьк. "пан" — все, "таласса" — океан) з внутрішнім морем Тетіс (грецьк. "Тетіс" — богиня моря).

На початку мезозойської ери Пангея почала розколюватись на окремі крупні глиби — континенти. Наприклад, Америка відкололась від Європи і Африки і віддалилась на захід. У проміжку між ними виник Атлантичний океан. Південна Америка та Африка в своєму русі зазнали повороту за годинниковою стрілкою.

У результаті переміщення Антарктиди на південь, Австралії на південний схід, а Індостану на північний схід між ними утворився Індійський океан.

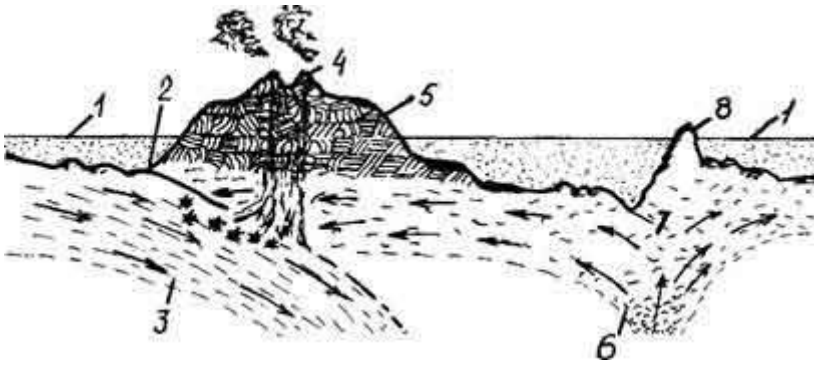


Рисунок 6.8 — Рух літосферних плит:

1 — рівень моря; 2 — глибоководний жолоб; 3 - океанічна плита, занурена в мантию; 4 — вулкани; 5 — континент; 6 — мантийний матеріал, що підіймається і формує нову океанічну кору; 7 — осьова рифтова долина; 8 — вулканічний острів на серединно-океанічному хребті.

На сьогодні на земній кулі виділено сім найбільших плит. До них належать плити Євразії, Північної та Південної Америки, Тихого океану Індо-Австралії, Африки та Антарктиди. Більш дрібні — Аравійська, Китайська, Амурська, Наска, Кокос та ряд інших (рис 6.9). Розміри плит варіюють у широких межах — від 1000 до 10 000 км. До складу плит входять як континенти, так і припаяні до них океанські улоговини аж до самих серединно-океанічних хребтів. Лише в деяких випадках (наприклад, у Андах) межа плит збігається з поділом континент — океан.

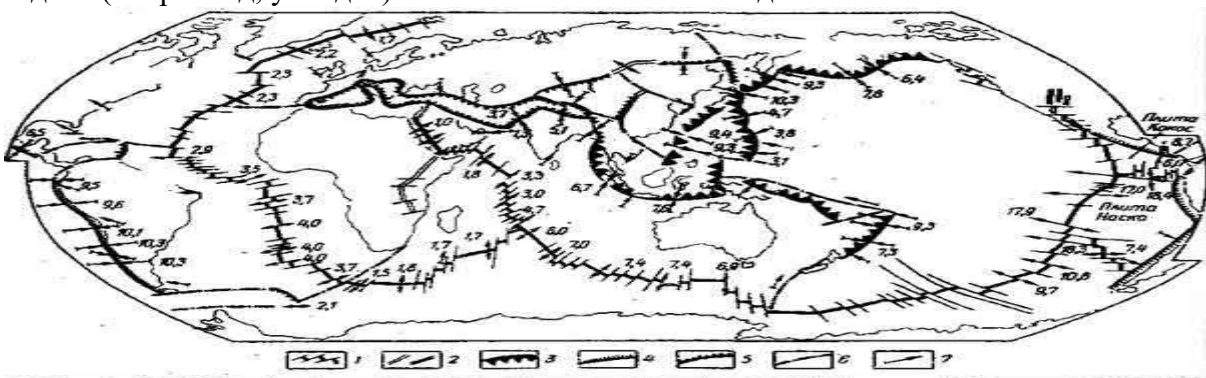


Рисунок 6.9 — Миттєва кінематика Землі (за В.М. Литвином):

1 — осі серединно-океанічних хребтів; 2 — континентальні рифи; 3—5 — границі зближення плит; 3 — уздовж глибоководних жолобів, сполучених з острівними дугами; 4 — уздовж глибоководних жолобів, що оточують континенти; 5 — у межах континентів; 6 — крупні розломи; 7 — вектори, що показують напрям зміщення плит (цифри - см/рік).

Середня товщина плит в океанах складає 70 — 80 км, а на континентах — 120 — 140 км, тобто вони включають у свій склад не тільки земну кору континентального та океанічного типів, але і верхню частину астеносфери (грецьк. "астенос" — слабкий) — частину мантиї, яка залягає безпосередньо під земною корою. Припускають, що якраз по пластичному астеносферному шару і відбувається переміщення плит, причому континенти рухаються не самостійно, а пасивно, разом з усією літосферною плитою. Оскільки поверхня Землі є сферою, а плити займають усю її площу, то будь-яка із плит може переміщуватись тільки взаємозв'язано з іншими плитами. Зростання площі плит у рифтових зонах компенсується зануренням їх країв. Підраховано, що уздовж серединно-океанічних хребтів щорічно утворюється близько 2,6 км нової поверхні, а в океанічних жолобах і молодих гірських поясах зникає поверхня такої ж площі.

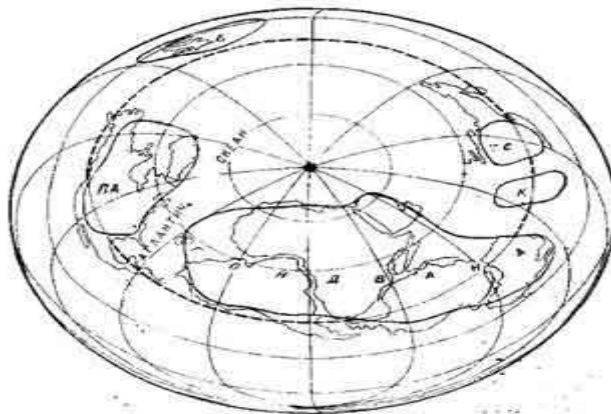


Рисунок 6.10 — Реконструкція Землі на початку палеозою (500 млн років тому).
Мікроконтиненти:

б — Балтійський; с — Сибірський; к — Китайський; па — Північно-Американський.
Пунктирна лінія — екватор

6.5. Землетруси

Землетрус — це високочастотне в геологічному відношенні коливання земної кори, внаслідок якого виникають сейсми (грецьк. "сейсмос" — струс).

Щорічно на земній кулі відбувається більше мільйона землетрусів різної сили, в тому числі 100 тис. відчутних, 100 руйнівних та один катастрофічний. На сьогодні більше половини людства мешкає в зонах, де відбуваються землетруси, і якщо до 1976 р. при землетрусах на земній кулі з початку нашого століття щорічно гинуло 10 тис. чол., то за наступні 10 років землетруси внесли у цю моторошну середню статистику суттєві корективи, більш ніж подвоївши кількість жертв. За оцінкою сейсмологів, за останні 4 тис. років від землетрусів загинуло понад 13 млн чол., у тому числі — з часу ашхабадського землетрусу 1948 р. до наших днів у різних країнах світу від підземної стихії загинуло більше мільйона чол. Найбільш жахливі землетруси за кількістю жертв наведені в таблиці 6.1 (А. Аллісон, Д. Палмер).

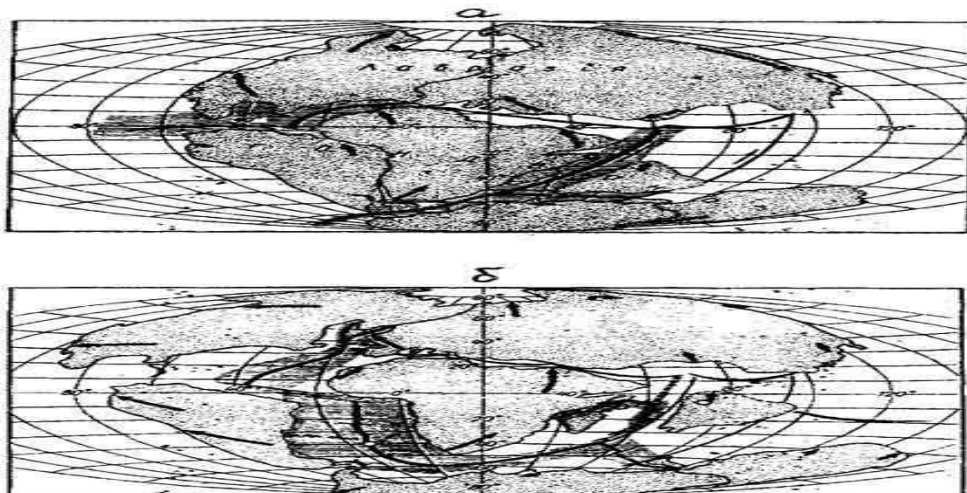


Рисунок 6.11 — Рух континентів:

а — початок розпаду Пангеї (кінець тріасу, 180 млн років тому); б — реконструкція лиця Землі під кінець крейдового періоду (65 млн років тому)

За своєю природою землетруси можуть бути вулканічними, обвальними та тектонічними.

Обвальні землетруси обумовлені обвалами гірських порід, які залягають над порожнечами, що утворились у земній корі. Частіше вони зустрічаються в породах, які розчиняються підземними водами (кам'яна сіль, гіпс, вапняк та ін.).

Вони утворюються також при розробці корисних копалин. Незважаючи на те, що порожнечі часто досягають великих розмірів, обвальні землетруси, як і вулканічні, відносяться до числа слабких.

Точка в земній корі, в якій виникає поштовх, називається гіпоцентром або фокусом землетрусу. Глибина залягання гіпоцентра змінюється в широких межах. У залежності від глибини його розташування виділяють землетруси поверхневі (до 10 км), нормальні (10 — 70 км), проміжні (70 — 300 км) та глибоко фокусні (300-720 км). Проекція гіпоцентра на поверхню Землі за земним радіусом називається епіцентром. У тих випадках, коли епіцентр знаходиться на дні моря, це явище називають моретрусом.

Від епіцентру розповсюджуються два види хвиль: поздовжні та поперечні. Поздовжні хвилі викликають вертикальне переміщення частинок, а поперечні зсувають частинки твердої речовини Землі, при цьому змінюється тільки форма, а не об'єм. Ці хвилі не проходять через гази та рідини, оскільки тільки твердим речовинам властива міцність на зсув.

Найбільшою руйнівною силою відзначаються тектонічні землетруси. Доказано, що вони виникають у результаті деформації міцної літосфери, коли під впливом прикладених до неї напружень границя міцності виявляється перевищеною і літосфера розколюється, катастрофічно звільняючи велику кількість енергії.

Переважна більшість неглибоких (мілкофокусних) землетрусів розташовується уздовж осьової лінії серединно-океанічних хребтів, а глибокофокусні землетруси приурочені до глибоководних океанічних жолобів, островних дуг та молодих гірських систем (рис. 6.13).

Встановлені також характеристики ступенів пошкодження та руйнування споруд:

- 1) легкі пошкодження — тонкі тріщини в штукатурці, на кладці печей і т.ін.;
- 2) значні пошкодження — відколювання кусків штукатурки, тонкі тріщини в стінах, пошкодження димових труб і т.ін.;
- 3) руйнування — великі тріщини в стінах, розшаровування кам'яної кладки, падіння окремих ділянок стін, димових труб, карнизів, парапетів і т.ін.;
- 4) обвали — повне або часткове падіння стін, перекриттів і т.ін.

Таблиця 6.2 — Характеристика будівель при землетрусах

Інтенсивність, бали	Прискорення, см/с	Сприймання та характеристики пошкоджень будівель
1-2	до 0,5	коливання Землі відмічаються приладами
3	0,51—1,0	коливання відчують окремі люди
4	1,1—2,5	землетруси відчують майже всі люди
5	2,6—5,0	гойдання висячих предметів, багато сплячих просипаються; пошкодження першого ступеня в будівлях групи А
6	5,1—10,0	пошкодження першого ступеня у багатьох будинках, а в деяких будівлях груп А, Б та В - значні
7	10,1—25,0	у більшості будівель групи А пошкодження другого ступеня; груп Б, В, Г - першого, а в окремих — другого. Змінюється дебіт джерел та рівень ґрунтових вод
8	25,1—50,0	у багатьох будинках групи А пошкодження третього та четвертого ступенів. У більшості будівель груп Б і В - другого, а в окремих третього ступеня. Руйнування стиків трубопроводів, вода в водоймищах стає каламутною
9	50,1—100,0	пошкодження четвертої групи у величезної більшості будівель групи А. У більшості

		будинків груп Б, В та Г - третьої, а в окремих четвертої. Тріщини в ґрунтах до 10 см
10	100,1—250,0	у більшості будівель усіх груп пошкодження четвертої групи. Тріщини в ґрунтах до 1м шириною
11	250,1—500,0	руйнуються усі споруди. Змінюється рельєф місцевості
12	Більше 500	зміна рельєфу місцевості у великих розмірах.

Руйнівні дії землетрусу на будівлі та споруди викликають необхідність враховувати їх при проектуванні та будівництві. Інженер повинен вміти передбачити місце, силу та час землетрусу. Перші два фактори на сьогоднішній день достатньо вивчені. Проведено сейсмічне районування території країни, яке дозволило виділити зони, в яких відбуваються землетруси тієї чи іншої інтенсивності, та складено сейсмічні карти України. На цих картах виділені зони з інтенсивністю 6 і більше балів. Це Південний берег Криму (8), Південна Буковина та Закарпаття (7 балів). Сусідні з ними райони мають інтенсивність 6 і менше балів.

Відомо, що місцева сила землетрусу залежить від рельєфу місцевості, властивостей гірських порід, які її складають, та водного режиму. Так, на ділянках, складених крихкотілими водонасиченими ґрунтами, сейсмічне прискорення може бути у 1,5—2 рази більше, ніж на тих ділянках, де залягають більш щільні ґрунти.

Сейсмічну інтенсивність майданчику будівництва визначають з урахуванням сейсмічного мікрорайонування, що виконується для районів з сейсмічністю більше 6 балів з урахуванням тих чи інших гірських порід. У тих районах, де немає таких карт, допускається визначення сейсмічності майданчика за нормативними документами (табл. 6.3).

Таблиця 6.3 – Сейсмічність майданчику будівництва в залежності від категорії ґрунтів [4]

Категорія ґрунту за сейсмічними властивостями	Ґрунти	Сейсмічність майданчика будівництва при сейсмічності району, бали			
		6	7	8	9
I	Скельні ґрунти усіх видів невивітрілі та слабовивітрілі, крупноуламкові ґрунти щільні та маловологі з магматичних порід, які містять до 30% піщано-глинистого заповнювача	5	6	7	8
II	Скельні ґрунти вивітрілі та сильновивітрілі; крупноуламкові ґрунти крім віднесених до I категорії; піски гравелисті, крупні та середньої крупності щільні та середньої щільності маловологі і вологі; піски дрібні та пилюваті щільні та середньої щільності маловологі; пилювато-глинисті ґрунти від твердих до тугопластичних ($IL \leq 0,5$) при коефіцієнті пористості $e < 0,9$ для глин і суглинків і $e < 0,7$ для супісків	6	7	8	9
III	Піски крихкотілі незалежно від крупності та вологості; піски гравелисті, крупні та середньої крупності, щільні та середньої щільності водонасичені; дрібні і пилюваті піски щільні та	7	8	9	10

	середньої щільності вологі та водонасичені; пилувато-глинисті ґрунти з показником текучості $IL > 0,5$; пилувато-глинисті ґрунти з показником текучості $IL \leq 0,5$ при коефіцієнті пористості $e \geq 0,9$ для глин і суглинків і $e \geq 0,7$ для супісків				
IV	Піски крихкотілі водонасичені, схильні до розрідження; насипні ґрунти; пливуни, біогенні ґрунти і мули	За результатами спеціальних досліджень			

Будівництво в сейсмічних районах ведеться за нормативними документами, затвердженими урядовими установами. Ці норми гарантують стійкість споруд у районах сейсмічністю 6, 7, 8 та 10 балів. На підставі цих документів приймаються симетричні конструктивні схеми, забезпечується рівномірне розподілення жорсткостей, конструкцій, мас та ін.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Які види руху властиві земній корі? Їх коротка характеристика.
2. Що таке геосинклиналі та платформи?
3. Опишіть головні форми й елементи складок та розривних порушень масивів гірських порід.
4. Що покладено в основу теорії тектоніки літосферних плит? Назвіть основні складові частини цієї теорії.
5. Назвіть причини дрейфу материків.
6. Які причини землетрусів? Де переважно виникають землетруси?
7. Що таке гіпоцентр та епіцентр землетрусу і як вимірюється інтенсивність землетрусу?
8. Які зовнішні ознаки землетрусів?
9. Назвіть сейсмічні райони України та загальні положення будівництва в цих районах.

Тема 7. ЗОВНІШНІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ

На відміну від внутрішніх (ендогенних) процесів, процеси зовнішньої динаміки Землі (екзогенні) відбуваються за рахунок енергії Сонця. Внаслідок ендогенних процесів формуються гірські хребти та западини. Екзогенні процеси спричиняють вирівнювання створених ендогенними процесами форм рельєфу. Під впливом води, коливань температури, повітря та організмів з часом руйнуються навіть найміцніші гірські породи. На поверхні Землі до певної глибини формується стійка кора вивітрювання. У кінцевому результаті вона повинна була б цілком покрити усю поверхню материків, якби не діяли і такі екзогенні фактори, як вітер, текуча вода та ін., які не тільки переносять продукти вивітрювання, оголюючи усе нові і нові товщі гірських порід, але і самі виконують велику руйнівну роботу.

У процесі перенесення продуктів руйнування відбувається сортування матеріалу за крупністю, щільністю та хімічним складом. У зниженнях рельєфу та в Світовому океані відбувається накопичення продуктів руйнування. Осади можуть згодом перетворюватись під впливом тектонічних процесів, внаслідок чого утворюються ті чи інші гірські породи.

Таким чином, будь-який екзогенний процес має три основних етапи: руйнування — перенесення — відкладання.

7.1. Вивітрювання

Вивітрювання — процес руйнування та зміни складу гірських порід, який відбувається під впливом атмосферних агентів (дія сонячних променів, коливання температури повітря, замерзання в порожнинах гірських порід води, хімічна дія вуглекислоти, а також організмів, які населяють поверхню Землі).

Виділяють три види вивітрювання.

Фізичне (механічне) вивітрювання викликає руйнування та розпад скельних гірських порід без зміни їхнього мінералогічного складу. Основну роль у цьому руйнуванні відіграють швидкі коливання температури (добові коливання температури в районах з різко-континентальним кліматом можуть досягати 40°C). Мінерали та гірські породи при нагріванні розширюються, а при охолодженні стискаються. Під впливом стискань та розтягань, що періодично змінюються, зчеплення між мінеральними зернами слабшають, і тим більше, чим крупніші зерна. На стійкість мінералів та гірських порід впливає і колір мінералів: темні нагріваються швидше, ніж світлі. У породі, яка складається із зерен різного складу (наприклад, граніт), зчеплення зерен слабшає швидше, ніж у породі, яка складається із зерен одного складу та кольору, тому що зерна різного кольору та складу мають різні коефіцієнти об'ємного та лінійного розширення.

Руйнуванню порід, викликаному зміною тепла та холоду, допомагає вода, яка замерзаючи збільшується в об'ємі і "розклинає" зерна породи.

Хімічне вивітрювання — реакція мінералів та порід з водою та хімічними речовинами, що містяться в ній. При цьому змінюється склад порід та відбувається розчинення водорозчинних гірських порід (кам'яна сіль, гіпс, доломіт та ін.).

Процеси хімічного вивітрювання відіграють основну роль при утворенні глинистих мінералів. Склад цих мінералів залежить не тільки від складу вихідної (материнської) породи а і від конкретних умов вивітрювання. Так, з основних (лужних) магматичних порід в умовах виносу магнію утворюється каолініт, а якщо магній не вимивається і залишається на місці, то монтморілоніт.

Як правило, процеси фізичного та хімічного вивітрювання протікають водночас, але з переважанням першого в районах з континентальним, сухим кліматом, а другого — в областях з великою кількістю атмосферних опадів.

Органічне (біологічне) вивітрювання - руйнування гірських порід внаслідок екзогенної діяльності живих організмів. Досить часто руйнівну роботу в гірських породах розпочинають низькоорганізовані представники органічного світу — бактерії. Підраховано, що на 1 га верхнього шару ґрунту припадає 3—7 т бактерій. Вони підготовляють основу для появи мікрофлори (грибів), а потім для лишайників та мохів. Велику роботу з руйнування гірських порід виконують тварини, що риють (черв'яки, гризуни та ін.) і коріння рослин.

Виявлено, що в середньому на кожні 0,5 га верхнього шару ґрунту припадає майже 150 тис. черв'яків, які підіймають до поверхні майже 150 т тонкоздрібненого ґрунту.

Продукти вивітрювання (у вигляді уламкового матеріалу), які утворюються при цьому і залишаються на місці свого утворення, називаються елювієм (лат. "елювіо" — залишаю на місці). Походження породи позначається у геологічному індексі та указується на геологічних картах і розрізах зліва від буквеного символу віку породи. Геологічний індекс елювія — "е". Наприклад, еQ — елювій четвертинного віку.

Елювій — своєрідний генетичний тип континентальних утворень, якому притаманний ряд характерних ознак: залягає на місці розпаду материнської породи; має нерівну кишенеподібну нижню межу, тому що заповнює усі тріщини в материнській породі; позбавлений ознак шаруватості; неоднорідний по вертикалі і в плані; ступінь змінювання материнської породи углиб зменшується.

Прикладом елювію, який з'явився при вивітрюванні граніту та інших кислих і середніх магматичних гірських порід, є каоліновий елювій. Для нього характерна вертикальна зональність (знизу вверх): незмінна материнська порода; материнська тріщинувата порода; уламки материнської породи, слабо каолінізовані, які переходять вверх у глинисту масу, що складена каолінітом та гідрослюдами з зернами кварцу і нерозкладеними зернами польових шпатів та листочками слюд.

Елювій може служити достатньо міцною основою для фундаментів, але внаслідок попадання побутових та виробничих вод у ньому можлива активізація хімічних процесів, що приводить до нерівномірних деформацій споруд.

7.2. Геологічна діяльність вітру

Геологічна діяльність вітру на континентах виявляється в руйнуванні гірських порід, переносі та відкладенні продуктів руйнування. Вона проявляється у всіх кліматичних зонах. Особливо велику роботу вітер виконує там, де для цього є сприятливі умови: сухий (пустельний чи напівпустельний) клімат; убогий рослинний покрив; інтенсивне проявлення фізичного вивітрювання, яке дає багатий матеріал для видування; наявність постійних вітрів з інтенсивними швидкостями.

Усю діяльність вітру, а також відкладення та форми рельєфу, які утворює вітер, називають еоловими (Еол — бог вітрів у прадавній грецькій міфології). Геологічний індекс "v".

Руйнівна діяльність вітру проявляється у видуванні частинок, які складають гірські породи, — дефляції (лат. "дефлятіо" — видування), та механічній обробці поверхонь порід — коразії (лат. "коразіо" — обточую, свердлю). Коразія і дефляція супроводжують одна одну.

Найбільш інтенсивна руйнівна робота вітру там, де він рухається з великою швидкістю. Поступальна швидкість визначає і його силу. Вітер швидкістю 10 м/с переносить частинки діаметром до 1 мм, при швидкості 20 м/с — діаметром 4—5 мм, перекидає уламки у поперечнику 2—3 см. Величезну силу, що переносить уламки, має ураган.

Взаємопов'язані дії вивітрювання, води, що розмиває, коразії та дефляції приводять до утворення химерних форм скель, які називають останцями. Видування приводить до утворення особливих форм рельєфу, наприклад, улоговин глибиною до 3—4 м та діаметром до 1 км у тундрі; котлів глибиною 1—2 м і діаметром 3—5 м у пустелях, еолових ванн та долин, які досягають значних розмірів. Піщинки, які переносяться вітром і б'ються об перепони, що зустрічаються на їхньому шляху, залишають на їхній поверхні різноманітні форми коразії — ямочки, борозни, штрихи і т.і. Інтенсивність коразії залежить від твердості гірських порід, їхньої структури, текстури, тріщинуватості, шаруватості і т.і. Поступово уся поверхня стає чарункуватою. У подальшому чарунки поглиблюються, виростаючи до еолових ніш, вікон і навіть печер.

У степових областях дефляція проявляється у вигляді чорних бур, видуваючих родючі ґрунти. Велике значення в боротьбі з пиловими бурями мають пилозахисні лісні смуги, розташовані перпендикулярно напрямку домінуючих вітрів.

Дюни та бархани можуть переміщуватися зі швидкістю 1-20 м/рік, зносячи усе на своєму шляху. Рухливі піски наносять шкоду народному господарству, і тому з ними ведеться боротьба (інженерні методи, лісозахисні насадження).

Еолові піски, як основи будинків та споруд, частіше за все можуть бути використані тільки після їх ущільнення. Пов'язано це з такими їх особливостями:

- 1) пористість — 0,5 — 0,57, навіть на глибині 1 – 2 м вона складає 0,4;
- 2) однорідність складу (відсортованість) з переважанням дрібних та пиловатих частинок.

Леси, за однією із гіпотез проф. В. А. Обручова, мають еолове походження. У лесах багато пустот, особливо вертикальних. У сухому стані лес міцний і витримує великі навантаження. При зволоженні зв'язок між складаючими лес частинами порушується, він ущільнюється і дає просідання, частіше за все нерівномірні.

7.3. Геологічна діяльність текучих вод

Крапельки дощу, які випали на земну поверхню, рухаються по її схилу у вигляді тонкого (1—2 см) суцільного водяного шару. У місцях з нерівним рельєфом вони збираються в цівки, останні — в струмки, струмки — в ріки. Вода, що стікає по схилу, змиває, переносить і відкладає продукти руйнування.

Виділяють: 1) делювіальні води (лат. "делуо" — змиваю) — тимчасові безруслові потоки (талі та дощові води); 2) алювіальні води (лат. "алювіо" — налив) — води, які течуть по постійному руслу (річки, струмки).

7.3.1. Геологічна робота поверхневих (делювіальних) вод

Незважаючи на періодичний характер делювіальних процесів (тільки під час дощу та розтавання снігу), вони протягом тривалого часу здійснюють велику роботу. Вода спричиняє змив і розмив ґрунтів та гірських порід - водяну ерозію (лат. „ерозіо” – розмиваю).

Тимчасові водопотоки спричиняють утворення вибоїн, які в подальшому формуються в яри. На початку яр росте в глибину, виконуючи глибинну ерозію, поки не досягне рівня річки (річка - межа його глибинної ерозії, базис ерозії). З цього часу яр починає виробляти свій профіль рівноваги. Із збільшенням довжини яру схили дна зменшуються, швидкість течії води сповільнюється, припиняється зростання яру. Борти яру під дією гравітаційних та делювіальних процесів поступово виположуються, заростають травою, чагарником. Такий яр зветься балкою.

Інтенсивно зростають яри в крихкотілих породах. У підсумку окремі ділянки, а інколи і досить великі простори міжріччя перетворюються у важкодоступну і непридатну для землекористування місцевість.

У найбільш чистому вигляді делювіальні процеси проявляються у помірних та субтропічних поясах на пологих схилах з розрідженою рослинністю.

Захоплені водою частинки переміщуються униз по схилу, заповнюючи окремі заглиблення. Матеріал, що змивається, відкладається біля підшви борта у вигляді делювіального шлейфа. Більш крупні зерна розташовуються у верхній частині шлейфа, а менші — в нижній. Накопичені в процесі делювіального змиву осади одержали назву делювію (геологічний індекс "d"). Потужність делювіальних відкладів до 2—5 м, інколи до 10—15 м. Делювій нешаруватий, добре відсортований, спричиняє нерівномірні осідання, оскільки неоднорідний за складом. При певних гідрогеологічних умовах делювіальна товща може зсуватись по схилу (покривні зсуви). При формуванні в умовах сухого жаркого клімату (наприклад, у Середній Азії) делювій крихкотілий і пористий, має просідні властивості.

У гірських районах делювіальні води утворюють бурхливі потоки, які несуть величезну кількість уламкового матеріалу. При виході на рівнину уламковий матеріал відкладається в передгірській зоні у вигляді конуса виносу. Такі накопичення тимчасово діючих потоків одержали назву пролювію (лат. "пролюо" – промиваю). Пролувіальні відкладення несортовані, інколи, як делювіальні, можуть бути просідними.

Іноді тимчасові потоки набувають сільового характеру. Після затяжних дощів тонкодисперсний уламковий матеріал набухає, утворюючи грязеву масу, яка обрушується в долину з великою швидкістю, збагачуючись на шляху більш крупними уламками, руйнуючи усі перепони. Селі широко розповсюджені в молодих гірських системах багатьох країн.

В Україні селі найбільш широкого поширення набули у гірських районах Карпат та Криму та в деяких місцях на правому березі Дніпра. До катастрофічних належать селі з об'ємом виносу 10—100 тис. м³ та періодичністю 1—5 років. У Криму вони поширюються на 9% території, у Закарпатській області — на 40%; в Івано-Франківській — на 33%; в Чернівецькій — на 15%. Близько 30 міст, селищ та сільських населених пунктів в Криму, Закарпатській, Івано-Франківській, Чернівецькій та Львівській областях піддані впливу селевих потоків.

Катастрофічні селі мали місце весною 1969, 1970 та 2008 р.р. у північних та західних районах України. Вони були спричинені тривалими зливами, внаслідок чого рівень води в р. Дністер, Тиса, Прут, Серет та ін. піднявся на 3—5 м. Потужний сільовий потік спостерігався в Карпатах 30.12.1978 р. Сель рухався по річці Шапурці зі швидкістю 19 м/с.

7.3.2. Геологічна робота рік

Геологічна робота рік складається з розмиву дна та берегів, переносу і відкладення уламків порід. Усі ці сторони діяльності можуть проявлятися водночас. У верхів'ях, де долина ріки має найбільші схили, переважає ерозія, в пониззях - відкладення, а в середній течії ріки поєднуються розмив, перенесення та відкладення. Відкладені рікою осади називаються алювієм (лат. "алювіо" – намив), їх геологічний індекс "a".

Співвідношення розмиву, переносу та відкладення в будь-якій ділянці ріки може змінюватись в залежності від швидкості і кількості води в річці. Чим більші швидкість та об'єм, тим більший розмив.

Ерозійна діяльність рік. Виділяють ерозію донну, що спричиняє поглиблення ріки, та бокову, яка приводить до розширення річкової долини. Глибинна ерозія проявляється там, де схили річкового дна значні, течія досить швидка, щоб перекочувати по дну крупно- і середньоуламковий матеріал та у зваженому стані — дрібноуламковий.

При стабільному тектонічному (тривалій відсутності опускань та підняттяв) режимі територій і стійкому кліматі поступово встановлюється динамічна рівновага річкової системи. Поздовжній профіль дна ріки стає більш пологим, близьким до граничного рівня річкової ерозії або до профілю рівноваги (рис.7.1). Найбільші схили має верхній відрізок течії ріки, тут же відбувається за законом регресивної ерозії і найбільша руйнівна робота. Глибинна ерозія поступово згладжує нерівності дна по усьому поздовжньому профілю.

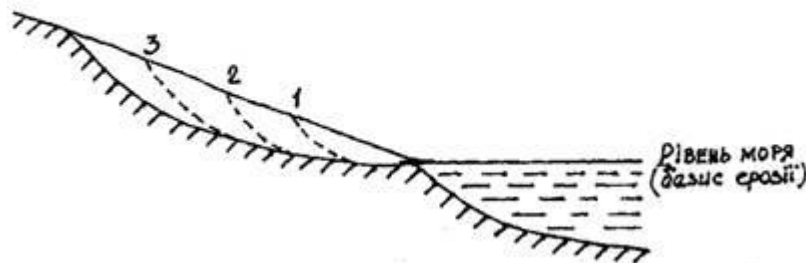


Рисунок 7.1 — Схема формування поздовжнього профілю річкової долини: 1,2,3 — початкове положення долини

Униз за течією схил дна долини зменшується, наближаючись у пониззях до горизонтального положення. У зв'язку з цим поступово зменшується і швидкість течії води, глибинна ерозія поступається місцем боковій.

Бокова ерозія особливо інтенсивна в повінь (високий рівень води в сезони інтенсивного живлення), коли швидкість течії в річці зростає. У річкових звивин швидкість течії води біля увігнутого берега більша, і там відбувається підмив. Коло опуклого берега швидкість течії повільна, там відкладається алювій, формується прируслова мілина. У результаті звивини стають стрімкішими, поступово перетворюючись у закрути — меандри (за назвою малоазійської р. Меандр, яка відзначається надзвичайною кривулястістю). Меандри з часом збільшуються як у сторони, так і за течією. У місці найбільш близького підходу звивин однієї до одної може виникнути прорив ріки. Колишнє русло залишається в стороні. Ці старі русла мають вигляд серпоподібно вигнутих озерець, які носять назву стариць (рис.7.2).

7.4. Геологічна діяльність морів, озер та боліт

7.4.1. Геологічна діяльність океанів та морів

У Світовому океані зосереджено близько 1,4 млрд км³ (97%) водних запасів планети. Частина цієї води в льодовикові епохи перетворювалась у лід — рівень води знижувався, в міжльодовикові епохи рівень води підвищувався до сучасного, а інколи і перевищував його на 30 м і більше.

Величезна рухома маса води Світового океану виконує велику роботу руйнування (морська абразія, від лат. "абразіо"— збиваю), транспортування та творення. Із них переважає остання, тому що Світовий океан є зоною акумуляції не тільки матеріалу, що утворюється в ньому, а і тієї великої кількості речовин, які приносять ріки, льодовики та вітер.

Засоби захисту морських берегів від руйнування є такі:

1) спорудження пасивного захисту (потужні хвилебійні стінки із залізобетону товщиною в декілька метрів), які швидко руйнуються морем і потребують частого ремонту і відновлення;

2) спорудження активного захисту (хвилеломи, буни), біля яких утворюються пляжі, які є природним захистом берега.

Транспортувальна діяльність моря. Вона здійснюється морськими течіями, приливами та відливами, вітровими хвилями та ін. У результаті формується рельєф морського дна прибережної зони.

Вітрові хвилі переміщують уламковий матеріал у прибережній зоні. При підході хвиль до берега під кутом можливе перенесення уламкового матеріалу уздовж берега. При підході хвиль

перпендикулярно до берега наноси переміщуються нормально до нього, виробляючи профіль рівноваги. Переміщення вітровими хвилями піщано-галькового матеріалу спостерігається до глибини 8—10 м.

Припливні та відпливні хвилі приводять до руху усю товщу води незалежно від глибини, і тому вони здатні не тільки переміщувати наноси, а й еродувати дно.

Морські хвилювання, течії та інше виконують велику роботу з диференціації уламкового матеріалу за масою та об'ємом.

Акумулятивна діяльність моря. Вітчизняні та зарубіжні вчені виявили певну закономірність у накопиченні осадів. У Світовому океані виділяють чотири основні зони.

1. Прибережна (літоральна) — між рівнями самого високого припливу і самого низького відпливу. Ширина її невелика, лише інколи досягає 10—15 км. У деяких берегів вона зовсім відсутня.

2. Шельф (мілководні або перітові осади). Зона пологого схилу морського дна до глибини 200—250 м.

3. Глибоководна (батіальна). Зона більш крутого схилу морського дна до глибини 2—2,5 км.

4. Абісальна (надглибока) зона, яка приурочена до ложа океану.

Відклади прадавніх морів займають значну територію сучасної суші, в зв'язку з чим часто використовуються як основи будинків та споруд, тому важливо знати їх будівельні властивості.

Крупноуламкові породи та піски морського походження є надійними основами.

Крейда, вапняк, мергель, доломіт, гіпс за механічною міцністю цілком задовольняють будівельників, але із-за їхньої розчинності у воді схильні до карстоутворення (див. п. 8.4.3).

Глини та суглинки, що утворились під великим тиском, дуже переущільнені, внаслідок чого вони дають невеликі осідання під навантаженнями, але при попаданні в них води набухають. Особливо значне набухання відбувається при наявності в породі монтморилоніту. При заляганні на схилах морські глини схильні до сповзання. Часто містять шкідливі домішки (наприклад FeS_2 — пірит).

Сучасні морські мули мають велику пористість і невелику міцність.

7.4.2. Геологічна діяльність озер та боліт

Розміри дзеркала озер змінюються від десятих долей до десятків і сотень тисяч квадратних кілометрів (Байкал — 31,5 тис. км², Каспійське — 39,5 тис. км²). Загальна площа озер складає 1,8% суші. Западини озер самого найрізноманітнішого походження (льодовикові, карстові, тектонічні та ін.).

Руйнівна робота озер аналогічна роботі моря, тільки масштаби її набагато менші. Акумулятивна діяльність озер залежить від їх водного режиму, мінералізації води, розмірів, особливостей рельєфу та клімату місцевості.

Механічні осади озер можуть бути галькою, гравієм, піском, мулами. Формуються вони як за рахунок продуктів руйнування берегів, так і за рахунок уламкового матеріалу, що приноситься річками, струмками. Хімічні та органігенні осади переважають у безстічних озерах.

Мілководні ділянки навіть проточних озер заростають вологолюбною рослинністю — очеретом, осокою, водоростями. Відмираючі рослини падають на дно і стають поживою для бактерій (сапрофіти), внаслідок чого на дні озер утворюється своєрідна суміш мінерального та органічного гнилого мулу — сапропіль. У солоних озерах переважають хімічні осади. Геологічний індекс озерних відкладень "І" (грецьк. "лімнос" — озеро).

Болотами називаються надмірно зволожені ділянки земної поверхні, зайнятої специфічною водяною рослинністю, при відмиранні якої утворюється торф (або сапропель). Перетворення рослинних залишків у торф відбувається без доступу повітря за участю бактерій та нижчих грибів. При цьому збільшується вміст вуглецю (в торфі його до 59%). Торф з часом під дією тиску, високих температур та інших факторів перетворюється в різне за складом вугілля (від бурого до антрациту). Торфи та заторфовані ґрунти як природні основи фундаментів не використовуються через їхню велику стисливість та пожежну небезпеку.

7.5. Геологічна діяльність льодовиків

Сучасні льодовики займають більше 16 млн км² (близько 11%) усієї земної суші. 99,5% площі, зайнятої льодовиками, припадає на полярні, 0,5% — на високогірні області.

Льодовики в історії Землі не раз займали ще більші площі. Так, зледеніння на початку, в середині і в кінці протерозойської ери охоплювало величезну територію Північної Америки, а у верхньо-кам'яновугільний час — Південної Африки та Південної Америки, Австралії. Зледеніння відбувались у пермі, тріасі, а останнє наприкінці неогену — початку четвертинного періоду. Це так зване велике четвертинне зледеніння.

Чим було спричинене похолодання клімату в кінці неогену та на початку четвертинного періоду принаймні на 4-5 °С, до цього часу не вияснено. З цього питання існують лише численні гіпотези. Прихильники однієї групи гіпотез пов'язують зміну клімату з космічними явищами: зміною сонячної активності, зміною кута нахилу земної осі до екліптики, проходженням сонячної системи через різні за щільністю туманності Галактики. Прихильники іншої групи гіпотез пов'язують причини зміни клімату з явищами, що відбувались на самій Землі: з інтенсивністю вулканічних вивержень, гороутворюючими процесами і т.ін. Вірогідно, що пояснити наступ льодовиків буде можливо тільки на основі врахування взаємозв'язку та взаємодії як земних, так і космічних факторів, тому що льодовики, безумовно, становлять лише кільце в загальному ланцюгу геологічних та географічних явищ.

7.5.1. Льодовикові відклади

Руйнівна робота льодовиків. Навіть невеликі за потужністю льодовики (100 м) дають на земну поверхню з інтенсивністю 980 кПа (98 т/м²). Потужні льодовики кришать і здригають гірські породи свого ложа.

Будівельні властивості льодовикових відкладень. Різноманітність льодовикових відкладень, за якої більш дрібні частинки заповнюють пори між більш крупними, обумовлює знижену їх пористість. Так, пористість валунного суглинка не перевищує 0,25...0,30, інколи знижуючись до 0,08—0,12. Порода зберігає ту щільність, яку вона набула під впливом значного тиску льоду. У зв'язку з цим морени мають велику міцність та малу деформативність, є надійними основами будинків та споруд.

7.5.2. Водно-льодовикові та озерно-льодовикові відклади

Внаслідок розтавання величезних мас льоду, що складали льодовик, з'являлись потужні потоки води, які розмивали морени. При переносі уламкового матеріалу водою відбувалось звичайне для водних потоків сортування частинок за їх крупністю. Там, де швидкість течії потоків зменшувалась, уламковий матеріал випадав у вигляді осаду. Таким шляхом відбувалось утворення флювіогляціальних відкладів (лат. "флювіус" — потік, "гляціаліс" — льодяний). Геологічний індекс "fg".

Водно-льодовикові відклади попереду краю льодовика утворюють великі поля, що простягаються до валу кінцевих морен. У материкових льодовиків вони складені на великій площі піщано-глинистими та піщаними відкладами і називаються зандровими (нім. "зандро" — піщані) полями. З водно-льодовиковими потоками пов'язують утворення горбистоподібних звивистих гряд — оз, витягнутих у напрямку руху льодовика і хаотично розкиданих біля краю льодовика пагорбків, складених горизонтально-шаруватим матеріалом, обробленим водою. Ці пагорбки називають камами.

Крупнозернисті (піщані, гравійні і т.д.) флювіогляціальні відклади і покривні суглинки за будівельними властивостями практично не відрізняються від наведених вище аналогічних за складом алювіальних відкладів.

Стрічкові глини мають невелику міцність, значну деформативність і яскраво виражену анізотропію властивостей у горизонтальному та вертикальному напрямках.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Назвіть основні природні фактори, які викликають екзогенні геологічні процеси.
2. Що таке вивітрювання, яка його природа і як воно перетворює гірські породи?
3. Що таке елювій, які його будівельні властивості?
4. Яку геологічну роботу виконує вітер, яке вона має значення для будівництва різних споруд і як борються з рухливими пісками?
5. Назвіть основні еолові відклади, їхні будівельні властивості.
6. Руйнівна робота текучих вод. Як борються з ростом ярів, береговими підмивами?
7. Що таке делювій, який його склад, як він утворюється?
8. Що таке селі, де вони бувають? Будівельні властивості пролювію.
9. Типи річкових долин. Процеси їх утворення та будова.
10. Види річкового алювію, його будівельні властивості.
11. Що таке морська абразія? Засоби боротьби з підмивом берегів.
12. Види морських відкладів, їхні будівельні властивості.
13. Як поділяються і де розповсюджені льодовикові відклади різного походження?
14. Які форми рельєфу складають моренні та водно-льодовикові відклади? Їхні будівельні властивості
15. Види озерно-льодовикових відкладів.
16. Відклади озер і боліт, їхні будівельні властивості.

Тема 8. ІНЖЕНЕРНО - ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ

У попередніх розділах охарактеризовані природні геологічні процеси. Ці процеси протікають у всіх без винятку породах, причому деякі з них (землетруси, вулканічні явища та ін.) не можуть бути відвернуті людиною.

Можна назвати велику групу процесів, які протікають лише в породах певного складу та походження. Так, процеси ущільнення характерні лише для крихкотілих порід, просідання — лесових та мерзлих, набухання — глинистих.

Процеси, що виникають у породах певного складу та походження, тривалість прояву яких можна порівняти з тривалістю служби споруд, називаються інженерно-геологічними.

Характерною особливістю інженерно-геологічних процесів є їхній найтісніший зв'язок з інженерною діяльністю людини, але деякі з них можуть протікати і без цього зв'язку.

Інженерно-геологічні процеси бувають причиною деформацій будівель і споруд, а іноді і повного їх руйнування. Але, на відміну від такого геологічного явища, як землетрус, вони можуть бути відвернуті людиною.

Інженерно-геологічні процеси розділяються на дві великі групи: ті, що відбуваються із зміною об'єму порід та ті, що пов'язані з їхнім рухом (течією).

До першої групи відносяться:

- 1) ущільнення порід внаслідок збільшення тиску;
- 2) просадковість в лесових ґрунтах;
- 3) набухання та усадка глин;
- 4) суфозія та карст;
- 5) морозне здирання ґрунтів.

До другої групи відносяться:

- 1) видавлювання порід з-під подошви фундаментів;
- 2) зсувні процеси;
- 3) зрушення гірських порід.

Далі ці процеси розглядаються докладно, за винятком процесів видавлювання порід з-під фундаментів та ущільнення їх внаслідок збільшення тиску, спричиненого інженерними спорудами (осідання), (останні відносяться до курсу "Основи та фундаменти").

8.1. Ущільнення порід внаслідок збільшення тиску

Збільшення тиску, що зазнають породи, які складають водоносні горизонти, може бути спричинене (крім зовнішнього навантаження від будинків та споруд) зниженням рівня підземних вод або зниженням їхнього напору (для напірних вод). У випадку зниження рівня підземних вод зникає зважуюча дія води, що викликає збільшення природного тиску.

Підосва верхнього водоупору, що огорожує напірний водоносний горизонт, зазнає зважуючого тиску води, направлено вгору. Це приводить до того, що водоносні породи зазнають неповного впливу ваги верхніх порід. При падінні напору води внаслідок відкачування тиск, що зазнають водоносні породи, збільшується на 100 кПа (10 тс/м²) на кожні 10 м зниження рівня.

Природне ущільнення деяких порід, наприклад, водяного походження (морські, озерні та річкові відклади), проходить, коли частинки знаходяться в зваженому стані. Такі ґрунти при відкачуванні води здатні доущільнюватись. Пониження земної поверхні можуть бути викликані і спадом напору нафти у результаті її видобутку.

Такого роду осідання, що відбуваються в межах більш-менш великих територій, називаються регіональними.

8.2. Просідні явища в лесових ґрунтах

До просідаючих порід відносяться леси та лесоподібні суглинки, супіски та глини, деякі види покривних суглинків і супісків, а також в окремих випадках дрібні та пилюваті піски з підвищеною структурною міцністю, насипні глинисті ґрунти, відходи промислових підприємств, попільні відклади та ін.

Просідаючі породи та основні їх представники — лесові ґрунти — широко розповсюджені в Україні (займають більше 80% її території).

У північній частині Волинського плато товщина шару лесових ґрунтів змінюється від 3 до 10 м. Відносне просідання (див. нижче) цих ґрунтів $\epsilon_{sl} = 0,03 — 0,064$ при напруженні $\sigma = 300$ кПа.

Лесові ґрунти Дністровської рівнини в своїй більшості непросідаючі ($\epsilon_{sl} = 0,01 — 0,018$ при $\sigma = 300$ кПа). При віддаленні від р. Дністер збільшується товща лесових макропористих ґрунтів і в районі Подільського плато ці ґрунти характеризуються $\epsilon_{sl} = 0,03 — 0,04$ при $\sigma = 300$ кПа. Близькі за властивостями лесові ґрунти зустрічаються на території лівого берега р. Прут. На Львівщині просідаючі ґрунти залягають на глибину до 7 м і мають $\epsilon_{sl} = 0,04—0,06$ при $\sigma = 300$ кПа.

Лесові ґрунти мають безперервне розповсюдження починаючи з межі Дніпровської низовини в межиріччі р. Дніпра і Дністра, їх товщина 5 — 35 м, $\epsilon_{sl} = 0,01—0,15$ ($\sigma = 300$ кПа). У межах Причорноморської западини лесові ґрунти також залягають у вигляді безперервного шару потужністю до 22 м при відносному просіданні більше 0,2 ($\sigma = 300$ кПа).

Лесові ґрунти часто зустрічаються і в Приазов'ї. Так, наприклад, у районі Таганрога їхня потужність досягає 17 м, а $\epsilon_{sl} = 0,028—0,062$ при $\sigma = 300$ кПа. На території Вінницької області лесові ґрунти зустрічаються повсюди потужністю від 2,5 до 19,5 м.

Лесові ґрунти за гранулометричним складом містять більше 50% пилюватих (розміром 0,05 — 0,005 мм) частинок, легко- та середньо-розчинні солі і карбонати кальцію. Характерні ознаки цих ґрунтів: палевий (світло-жовтий) колір, велика пористість (часто помітна неозброєним оком), борошністість на дотик. Особливістю лесів є їхня здатність просідати (опускання поверхні) при замочуванні внаслідок доущільнення. Лесові ґрунти легко розмокають і розмиваються, а при повному водонасиченні можуть переходити в пливунний стан.

У сухому стані леси відзначаються великою міцністю і можуть слугувати надійними основами, але при замочуванні можуть викликати просідання, часто нерівномірні, на схилах — зсуви.

Умови, що необхідні для прояву просідання:

- 1) наявність навантаження, здатного при зволоженні перевищити сили зчеплення ґрунту;
- 2) достатнє зволоження, за якого в значній мірі знижується міцність ґрунту.

Що ж до мінералогічного складу, то леси містять до 50% SiO₂ (роздібненого, з розмірами частинок 0,1 — 0,01 мм), до 25% глинистих мінералів, 25 — 30% CaCO₃. У них можуть бути домішки окислів і гідроокисів заліза і алюмінію.

Зовнішньою ознакою просадковості ґрунтів у природі є утворення на земній поверхні „блюдець” діаметром 50 — 100 м і глибиною 0,5 — 1,0 м. Під дією води вони можуть

розширюватися до 400 — 500 м у діаметрі і поглиблюватися до 5—6 м. Такі утворення одержали назву подів.

Основні причини просадковості такі:

- велика пористість (до 0,5 — 0,6);
- невелика водостійкість агрегатів, які складають лесовий ґрунт, що приводить до їх розм'якшення при замочуванні;
- розчинення водою карбонатів та інших солей, що цементують зерна ґрунту;
- осмотичний тиск у товщах лесових ґрунтів.

Основним проявом просадковості є ущільнення ґрунту за рахунок переміщення і більш компактного укладання окремих частинок та їхніх агрегатів, завдяки чому знижується пористість до стану, що відповідає наявному тиску.

8.3. Набухання та зсідання (усадка) глин

До набухаючих відносяться ґрунти, які здатні збільшуватися в об'ємі при підвищенні вологості та зменшуватися при висиханні.

Процес збільшення в об'ємі називається набуханням, а зменшення — зсіданням (усадкою).

Здатністю набухати майже завжди володіють глини, оскільки набухання при замочуванні відбувається внаслідок збільшення товщини плівок зв'язної води, її розклинюючої дії. Ступінь збільшення об'єму ґрунтів при набуханні залежить від їхнього складу (особливо сильно набухають монтморилонітові глини), доступності поверхні частинок для молекул води та ступеня ущільнення ґрунту (наприклад, переущільнені морські глини схильні набухати). Крім глин, здатністю набухати володіють деякі види шлаків, а також звичайні пилувато-глинисті ґрунти при замочуванні їх хімічними відходами виробництва.

На Україні набухаючі глини зустрічаються в Криму, в районах Керчі та Феодосії.

Набухання відбувається внаслідок усмоктування води ззовні та за рахунок перерозподілу молекул води усередині ґрунту. У першому випадку набухання досить велике. Набухання без вбирання води ззовні проявляється, зокрема, при улаштуванні котлованів у результаті зняття природного тиску. Внаслідок набухання глин дно котлованів підіймається від кількох міліметрів до декількох десятків сантиметрів.

Якщо дно котловану з набухаючими ґрунтами залишити відкритим (у літній сухий час року навіть протягом доби), то відбудеться зсідання глин з поверхні. Це пов'язано з їхнім ущільненням і викликає появу тріщин. Використання такого ґрунту як основи фундаментів у подальшому при попаданні води приведе до їх набухання (переущільнення та покращення доступності для молекул води). У зв'язку з цим безпосередньо перед будівництвом глини верхнього шару, що набухають або зазнають зсідання, повинні бути вилучені.

Ступінь прояву набухання та зсідання, як і в просідаючих ґрунтах, залежить від конкретних гідрогеологічних умов. Набухання та зсідання можливі за рахунок таких факторів:

- піднімання рівня ґрунтових вод, інфільтрації;
- накопичення вологи під спорудами в обмеженій за глибиною зоні внаслідок порушення природних умов випаровування при забудові і асфальтуванні території;
- зміни водно-теплогового режиму у верхній частині зони аерації під впливом сезонних кліматичних явищ;
- висихання ґрунтів від зовнішніх теплових джерел (печі та ін.).

Ці зміни можуть викликати деформації малозаглиблених споруд, зведених на набухаючих глинах.

8.4. Суфозія та карст

Суфозія (лат. “суфозіо” — виношу) — процеси винесення частинок ґрунту рухомою водою (механічна суфозія), розчинення порід та винесення розчинів (хімічна суфозія або карст).

8.4.1. Механічна суфозія

У процесі фільтрації води в порах ґрунтів їхні частинки зазнають діяння гідродинамічного тиску. Напрямок дії цього тиску збігається з напрямком руху води. Рух води не завжди приводить до винесення частинок, яке залежить від багатьох факторів, головні із яких такі: розміри пор та частинок, мінералогічний склад, швидкість фільтрації води, гідродинамічний напір.

Рух води в порах глинистих ґрунтів відбувається з повільною швидкістю, і тому прояв механічної суфозії для таких ґрунтів нехарактерний. У пісках винесення частинок можливе при неоднорідному гранулометричному складі.

У залежності від конкретних умов форми прояву механічної суфозії різноманітні. Прийнято розрізняти її прояв у винесенні окремих частинок із пор піску, в розпушуванні мас піску і у випиранні цих мас.

Винесення частинок піску водою, що поступає в свердловину, може стати причиною заповнення її піском при відкачуванні води та опускання земної поверхні навколо свердловини. Для запобігання винесення піску із водоносних горизонтів свердловини обладнують фільтрами, які пропускають воду і затримують пісок.

Суфозія в будівельних котлованах виникає при відкритому водовідведенні. В результаті винесення мінеральних частинок з ґрунту основи будинків, які розташовані поруч, послаблюються. Це може стати причиною розвитку значного осідання фундаментів. Крім того, відбувається обвалювання стінок котлованів. У таких випадках відкопування котлованів та закладення фундаментів проводять, організуючи водозниження, наприклад, за допомогою голкофільтрових пристроїв.

Винесення частинок піску на місці виходу джерел на схилах може викликати руйнування схилів.

Гідродинамічний тиск води, що фільтрується знизу-вверх, призводить до зменшення міцності піску аж до перетворення його в хитливу масу, що поглинає предмети, які знаходяться на його поверхні. Внаслідок суфозії відбуваються зсуви та провали земної поверхні, утворюються "блюдця" та ін.

При визначенні заходів боротьби з суфозією необхідно перш за все припинити рух води через масив гірської породи. Для цього застосовується тампонаж порід твердіючими розчинами, улаштовуються дренажі, протифільтраційні завіси і т.і.

8.4.2. Пливуни

Гідродинамічні процеси, що відбуваються в пухких гірських породах, приводять інколи до виникнення пливунності (утворення пливунів).

Пливуни - переважно піщані ґрунти, що проявляють рухомість при певних гідродинамічних умовах.

Пливуни поділяються на справжні та несправжні. Справжні пливуни, на відміну від несправжніх, містять гідрофільні колоїди, які відіграють роль мастила між мінеральними частинками. Основною причиною утворення структури пливунів є діяльність особливих мікроорганізмів, які, поглинаючи органічні та мінеральні речовини, виділяють колоїдну масу (слиз).

Головні специфічні властивості пливунів такі:

- приходять у пливунний стан при дуже низьких значеннях гідродинамічного тиску;
- погано віддають воду (вода каламутна, з мулистими частинками);
- при висиханні маса справжніх пливунів твердіє (за рахунок колоїдних зв'язків);
- перетворюються в рідину при невеликій вологості (приблизно 0,30);
- володіють властивостями тіксотропії (перетворюються в рідину при динамічних впливах).

Якщо при будівництві пливун не оголюються, то вони можуть бути надійними основами споруд (витримують значні навантаження при незначних деформаціях). Якщо ж пливун розкритий котлованом, то він може повністю витекти в котлован, що приводить до суттєвого збільшення земляних робіт, а також до пошкоджень існуючих споруд внаслідок осідання поверхні.

Якщо інженерно-геологічними вишукуваннями виявлені пливуни, то застосовуються такі заходи:

- проходка пливунів палями або іншими фундаментами глибокого закладення;
- попереднє осушення пливунів: при коефіцієнті фільтрації $k_f > 1$ м/добу (псевдопливуни) для цього застосовують відкачування води із свердловин, при $k_f = 0,2—1$ м/добу — голкофільтри, а при $k_f < 0,2$ м/добу — електроосушення;
- зведення перепон на шляху виходу пливуну в котлован за допомогою шпунтового огороження або заморожування ґрунту.

8.4.3. Карст

Геологічні явища, пов'язані з частковим розчиненням та розмивом водою гірських порід і утворенням у них крупних ходів та порожнин, називають карстовими, або карстом.

Карст займає більше 50 млн км² поверхні Землі. Уперше карстові процеси детально були вивчені на узбережжі Адріатичного моря на плато Карст поблизу м. Трієста, звідки й одержали свою назву.

Інтенсивному карстуванню підпадають карбонати (вапняки, крейда, доломіти), сульфати (гіпси, ангідрити), галоїди (кам'яна сіль).

Для карста недостатньо наявності розчинних порід. Необхідна умова розвитку карста — переміщення води та інтенсивна тріщинуватість. За наявності у вапняках великої кількості глинистих частинок карстоутворення затухає, тому що глина, що накопичується при розчиненні карбонатних порід, тампонує тріщини і робить породи водонепроникними.

Розчинення гірських порід може відбуватись як на поверхні, так і на глибині. Виникають характерні форми поверхні карстового рельєфу — борозни, гребені, вирви і т.ін. Виникнення порожнин приводить до провалів вищележачих порід.

Вся система підземних форм карста розвивається до базиса ерозії місцевої гідрографічної мережі. Опускання базиса ерозії викликає зниження рівня карстових вод і розвиток нової мережі порожнин відповідно до нового базиса ерозії.

Вилужування водою карбонатних порід проходить з часом відносно слабо і повільно. Тому під час оцінки таких порід доводиться урахувувати уже існуючий в них карст. У гіпсі та кам'яній солі розчинення проходить швидко і карст може різко прогресувати (на протязі терміну служби споруди).

Заходи щодо запобігання розвитку карста.

1. Для недопущення попадання в карстуючі гірські породи талих та дощових вод:

- планування території (забезпечення стоку води);
- спорудження зливової каналізації;
- покриття оголених поверхонь жирною глиною, цементним розчином, асфальтування та ін.;
- улаштування дренажних мереж.

2. Зміцнення карстуючих порід нагнітанням у тріщини рідкого скла, глинистих та цементних розчинів, гарячого бітуму.

8.5. Морозне здимання

При промерзанні глинистих ґрунтів, доступних для проникнення в них вологи, в умовах неможливості збільшення їхнього об'єму, розвивається тиск, аналогічний тиску набухання. Його величина може досягати 100 — 200 кПа. При відсутності огорожень відбувається збільшення об'єму промерзаючих ґрунтів, яке називається здиманням.

У тих випадках, коли тиск здимання перевищує величину тиску від власної ваги ґрунту і ваги споруд, відбувається піднімання земної поверхні разом з спорудами, побудованими на ній. Це піднімання відбувається дуже нерівномірно і приводить до утворення бугристого рельєфу і появи тріщин у стінах будинків.

У найбільшій мірі морозному здиманню піддаються пилуваті суглинки та супіски. У таких ґрунтах, як галька, гравій, крупний пісок, здимання не виникає. Величина здимання за інших рівних умов збільшується при зменшенні глибини залягання ґрунтових вод.

Явище здимання не слід пов'язувати тільки із збільшенням об'єму води при її замерзанні, хоч воно теж має місце і дало б збільшення товщини промерзлого шару на величину до 3%. У

дійсності морозне здимання може досягати десятків відсотків товщини шару і пов'язане з переміщенням вологи із нижніх шарів ґрунту до фронту промерзання.

Впливу зимового здимання на стійкість споруд запобігають закладанням фундаментів на глибину, яка перевищує зимове промерзання ґрунтів.

Для запобігання зимового здимання на шляхах удаються до зниження рівня ґрунтових вод за допомогою дренажів. Нерідко потрібно повністю замінювати такі ґрунти на дренаючі, які не змінюють об'єму при замерзанні.

8.6. Зсуви

Під зсувом розуміють більш-менш повільне зміщення земляних мас униз по схилу під впливом сили тяжіння.

Зсуви мають місце у тих випадках, коли виникаючі з тих чи інших причин у масі ґрунту поблизу укосу зсувні (дотичні) напруження стають вищими за напруження, яким може протистояти ґрунт.

Зсуви завжди загрожують усім видам інженерних споруд (шляхи, мости, споруди на схилах, селища біля підніжжя схилів, стінки котлованів при будівництві).

Під час оцінки стійкості (М. М. Маслов) усі схили підрозділяють на три основні групи: схили зносу, схили обрушення, схили накопичення.

Внаслідок дії різних зовнішніх факторів (вода, лід і т.д.) відбувається вирівнювання схилів, що веде до утворення схилів зносу. Ці схили мають певні запаси стійкості. Якщо схили піддаються зсувам або їм загрожують ці явища, то вони відносяться до групи схилів обрушення.

При накопиченні біля підніжжя схилів продуктів руйнування гірських порід утворюються схили накопичення. Як і схили обрушення, вони знаходяться в стані граничної рівноваги. Великою небезпекою є діючі осипи — рухомі накопичення крупноуламкових продуктів вивітрювання.

Причини порушення стійкості схилів можна поділити на дві великі групи:

- збільшення активних зсувних сил;
- зменшення сил опору схилів.

Інколи обидва ці фактори діють водночас.

Збільшення активних зсувних сил може бути викликане зведенням на схилах інженерних споруд, відсипкою кавальєрів, збільшенням маси самої товщі (наприклад, при обводненні), зростанням крутизни укосу.

Зниження сил опору може бути викликане зменшенням міцності ґрунту або зменшенням об'єму утримуючих мас.

Фактори, здатні викликати ці зміни, досить чисельні та різноманітні. Серед них суттєве значення мають процеси вивітрювання, які сприяють утворенню тріщин і зниженню опору ґрунтів зсуву. Поверхневі води морів, річок та озер підмивають підшову схилу і утворюють западину, над якою схил нависає (зменшення об'єму утримуючих мас). Важливу роль у зниженні стійкості схилів відіграють підземні води, які можуть розчиняти і виносити частинки ґрунту під підшовою схилу і таким чином викликати зсуви суфозійного походження. Стійкість схилів може знизитись також внаслідок гідростатичного тиску води (яка збільшує діючі зсувні сили), додаткового зволоження маловологих порід атмосферними та господарськими водами, господарської діяльності людини (поливи, господарчий водоскид, будівництво на схилах, підсічка схилу при будівництві шляхів, розорювання території), впливу сейсмічних явищ та ін.

Для розробки протизсувних заходів важливо знати основні форми порушення стійкості укосів та схилів. Форма зсуву є наслідком сукупності ряду факторів природних обставин: неотектоніки, клімату, геологічних особливостей структури товщі схилу, інженерно-геологічних властивостей ґрунтів, гідрогеологічних особливостей водостоку, режиму ґрунтових вод і т.д. Виявлення причин зсуву дозволяє найбільш ефективно боротися з ним.

У залежності від причин зсувів М. М. Маслов виділяє такі форми порушення стійкості схилів:

- обвали та вивали (рис. 8.3, а) виникають у жорстких породах при крутих уступах і розвинутій тріщинуватості;

- обрушення із зрізом і обертанням виникають на схилах, які складені глинистими ґрунтами з достатньо однорідною будовою. Лінії зрізу укосу мають криволінійний обрис (рис. 8.3, б);
- скол при просіданні (рис. 8.3, в), обумовлений видавлюванням із товщі укосу або з його основи слабких розм'якшених порід просідаючих або розморожених ґрунтів, витіканням із схилу гідродинамічно нестійких пісків - пливунів, хімічною суфозією;
- зсув сковзання (рис. 8.3, г) має яскраво виражену поверхню сковзання із значним кутом падіння у бік схилу. Сковзання відбувається по малопотужних глинистих прошарках, контакту двох шарів, лініях тектонічних розломів. Вирішальну роль тут завжди відіграє вивітрювання та змочування водою поверхні сковзання;
- покривні зсуви сповзання (рис. 8.3, д), за яких роль поверхні сковзання виконує поверхня корінних порід;
- обпливання (рис. 8.3, е) виникають при переміщенні по схилу сильно зволжених земляних мас, які за характером близькі до селю. Часто відбуваються у місцях виходів ґрунтових вод-джерел.

Заходи щодо боротьби зі зсувами можуть бути направлені як на збереження, так і на поліпшення природних властивостей і напруженого стану ґрунтів.

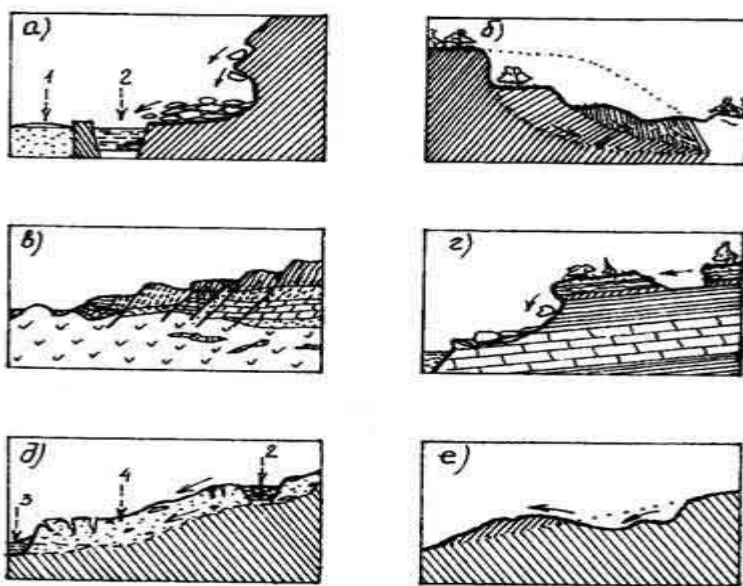


Рисунок 8.3 — Основні форми порушення стійкості і деформації схилів: а —обвали, вивали; б — обрушення із зрізом та обертанням; в — скол при просіданні; г — сковзання; д — покривні зсуви (сповзання); е — обпливання; 1 — шлях; 2 — канал; 3 — річка; 4 — зсувний делювій

Збереженню механічних властивостей ґрунтів сприяє регулювання поверхневого стоку (улаштування зливової каналізації, нагірних канал, протифільтраційне одягання укосів), запобігання витоку із водопровідних та каналізаційних мереж.

Для збереження напруженого стану укосів недопустиме підрізання їх при влаштуванні шляхів; велике значення мають берего- та дноукріплювальні роботи в межах ділянки, що прилягає до схилу дна ріки або моря. Недопустимо зводити важкі споруди в межах верхньої частини схилів та поблизу їхньої верхньої бровки.

Поліпшити механічні властивості ґрунтів на схилі можна за допомогою осушення (дренаж, електроосмос, випалювання). Щоб змінити напружений стан порід, що складають схили, в сприятливу сторону корисно зменшити крутизну укосів. У тих випадках, коли видалити породи з верхньої частини неможливо (при наявності тих чи інших споруд), роблять завантаження нижньої частини схилу породами, які доставляються з кар'єру. Для утримання ґрунтів від зсуву застосовують підпірні стінки, удержуючі пальові конструкції, анкерні пристрої.

8.7. Зрушення гірських порід

Виймання корисних копалин із надр Землі викликає появу порожнин у товщах гірських порід. Поява вироблених просторів спричинює опускання вищележачих гірських порід. Його називають зрушенням.

На поверхні з'являється мульда зрушення — коритоподібна низина, розміри якої в плані перевищують розміри виробленого простору. Отже, вплив зрушення передається уверх під деяким кутом.

Зрушення гірських порід у більшості випадків не є процесом обвалювання якогось їх об'єму, воно проявляється у вигляді вигину пластів.

Величина осідання земної поверхні в межах мульди зрушення неоднакова. Її максимальна величина (в центральній частині мульди) досягає на Донбасі при пологому заляганні пластів 50—60% потужності виробленого пласта, а при крутому (кут падіння більше 45°) — 30—50% тієї ж потужності.

Характер зрушення гірських порід визначається:

- потужністю шару корисних копалин;
- параметрами простору підземної виробітки;
- кутом зсуву гірських порід;
- ступенем заповнення виробітки порожньою породою після завершення добування;
- геологічною структурою порід, що перекривають виробку;
- швидкістю виїмки і засобами виробництва робіт.

Тривалість процесу зрушення земної поверхні, який проявляється як у вертикальних, так і у горизонтальних деформаціях, залежить головним чином від глибини розробок і може бути від декількох місяців до декількох років.

При проектуванні будинків та споруд у районах гірничих розробок треба урахувати можливість виникнення значних деформацій цих споруд. Осідання споруд, що знаходяться в центральній частині мульди зрушення, відбувається більш-менш рівномірно. Споруди, що знаходяться в межах зовнішньої частини мульди, зазнають нерівномірних деформацій. При розробці крутопадаючих пластів з'являються досить значні тріщини на земній поверхні, які можуть призвести до повного руйнування споруд.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Що таке інженерно-геологічні процеси? Їхні основні особливості.
2. Які фактори викликають ущільнення ґрунтів внаслідок збільшення тиску? Як проходить ущільнення?
3. Що розуміють під просідаючими ґрунтами? Які ґрунти до них відносяться?
4. Де в Україні розповсюджені просідаючі ґрунти?
5. Назвіть основні характеристики просадковості ґрунтів. Їхня фізична суть, способи визначення.
6. Причини просадковості лесових ґрунтів. Фактори, які спричиняють виникнення просідання.
7. Види замочування просідаючих ґрунтів і можливі форми зволоженої зони.
8. Що таке явище набухання? У яких ґрунтах воно виникає?
9. Характеристики набухання та зсідання глинистих ґрунтів.
10. Що таке суфозія? Її види.
11. Яку роботу виконує механічна суфозія? Заходи боротьби з нею.
12. Будівництво на закарстованих територіях. Як воно залежить від ступеня розчинності гірських порід?
13. Що таке пливуні? У чому полягає небезпека зустрічі з пливунами при будівництві?
14. В яких ґрунтах виникає морозне здимання? Як залежить глибина закладання фундаментів від цього явища?
15. Які основні умови, причини та фактори виникнення і розвитку зсувів різних типів?
16. Опишіть основні заходи та засоби, які застосовуються для стабілізації схилів при дії різних факторів сповзання.

17. Основні типи зсувів і форми рельєфу зсувних схилів.
18. Що таке зрушення гірських порід?

Тема 9. ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ

9.1. Природа ґрунтів та їх склад

Під ґрунтами (нім. "Grund"— основа) розуміють будь-яку гірську породу, що змінюється з часом і використовується як основа, середовище або матеріал для зведення будинків та інженерних споруд. Як правило, це верхня частина земної кори, яка складена осадовими гірськими породами того чи іншого походження.

Відповідно до нормативних документів у залежності від характеру структурних зв'язків, походження, умов утворення, складу та будівельних властивостей ґрунти поділяються на два класи.

Скельні — ґрунти з жорсткими (кристалізаційними або цементаційними) зв'язками між зернами (міцність зв'язків одного порядку з міцністю самих зерен).

До скельних відносяться магматичні (граніти, діорити, сієніти та ін.), метаморфічні (гнейси, кварцити, кристалічні сланці та ін.), осадові зцементовані (конгломерати, брекчії, піщаники та ін.) і штучні (закріплені) ґрунти.

Нескельні — ґрунти пухкі, без жорстких структурних зв'язків.

Оскільки нескельні ґрунти найбільш розповсюджені, в подальшому будемо розглядати саме їхні властивості і під терміном ґрунт розуміти ґрунт пухкий.

Ґрунти — багатокомпонентна система, в склад якої входять: тверді мінеральні частинки, вода в різних станах, газоподібні включення (повітря). Проміжки між мінеральними частинками, частково або повністю заповнені водою або газами, називаються порами.

Пухкі ґрунти можна поділити на дві групи: сипучі (крупноуламкові та піщані) і зв'язні (глинисті). Піщані ґрунти складаються переважно із піщаних частинок, а глинисті містять ту чи іншу кількість глинистих частинок. Глинисті частинки здатні утримувати навколо своєї поверхні воду. Саме ця властивість зумовлює ряд особливостей глинистих ґрунтів у порівнянні з піщаними. Піщані ґрунти можуть містити тільки кристалізаційну, капілярну та гравітаційну воду. Глинисті ж ґрунти містять усі види води, включаючи і зв'язну.

Найбільш важливі відмінності піщаних ґрунтів від глинистих.

Піщані ґрунти

1. Кількість вологи в порах не більше 0,4 за вагою.
2. Непластичні.
3. Не схильні до набухання.
4. Володіють фільтраційною здатністю.
5. Стискаються швидко і не значно.

Глинисті ґрунти

1. Вологість до декількох одиниць.
2. Володіють пластичними властивостями.
3. При зволоженні набухають, а при висиханні дають зсідання.
4. Маловодопроникні або водоупори.
5. Сильно стискаються, деформації протікають повільно.

Зв'язки між глинистими частинками також зумовлені наявністю фізично зв'язної води. На сьогодні в механіці ґрунтів розповсюджена фізико-хімічна теорія зв'язків ґрунтів. Відповідно до цієї теорії зв'язки між частинками в ґрунтах поділяються на такі:

1. Капілярні (сили натягу менісків). Притаманні піщаним, пилуватим і частково глинистим ґрунтам.

2. Структурні зв'язки:

- водно-колоїдні, які забезпечуються плівками води і колоїдними оболонками; величина цих зв'язків залежить від товщини плівок та оболонок; чим товстіша водно-колоїдна оболонка, тим

зв'язки будуть меншими (у водонасичених ґрунтах), оскільки із зменшенням товщини оболонки збільшується молекулярне притягання діполів зв'язної води; зв'язки є в'язкопластичними, м'якими, зворотними; притаманні глинистим ґрунтам;

- кристалізаційні, які викликані цементацією ґрунту солями; вони міцні, ламкі і незворотні, можуть бути у всіх видів ґрунтів.

9.2. Фізичні характеристики ґрунтів

Фізичні та механічні характеристики ґрунтів дають кількісне уявлення про властивості, які необхідні для розрахунків стану і прогнозу поведінки ґрунтів під навантаженням в тих чи інших умовах. Фізичні характеристики дають уявлення про стан ґрунтів у природі, а механічні — про їхню поведінку під навантаженням.

Фізичні характеристики властивостей ґрунтів поділяють на дві групи:

- основні, які визначаються дослідним шляхом на основі лабораторних або польових дослідів;
- розрахункові, які визначаються розрахунком на основі перших.

У табл. 9.2 наведена класифікація глинистих ґрунтів, а на рис. 9.1 — залежність границь пластичності від процентного вмісту глинистих частинок.

Таблиця 9.2 — Класифікація глинистих ґрунтів

Назва ґрунту	Вміст глинистих частинок (дрібніші 0,005 мм), % за вагою
Глина важка (жирна)	більше 60
Глина	60—30
Суглинок важкий	30—20
Суглинок середній	20—15
Суглинок легкий	15—10
Супісок важкий	10—6
Супісок легкий	6—3
Пісок	Менше 3

9.3. Будівельна класифікація ґрунтів

Гірські породи відзначаються винятковою різноманітністю: кількість тільки найбільш важливих різновидів їх перевищує декілька тисяч. Разом з тим у багатьох випадках різні гірські породи з інженерно-геологічної точки зору мають більш-менш схожі або спільні властивості (наприклад, нема суттєвої різниці між гранітом і діоритом у невивітрілому стані).

Гірські породи за їхніми основними інженерно-геологічними ознаками можна групувати у певні категорії. Тим самим при вирішенні інженерно-геологічних задач значно скорочується кількість розрахункових схем механіки ґрунтів шляхом їх систематизації.

Відповідно до нормативів, класифікація ґрунтів включає такі таксономічні одиниці, що виділяються за групами ознак:

- клас — за загальним характером структурних зв'язків;
- група — за характером структурних зв'язків (з урахуванням їх міцності);
- підгрупа — за походженням та умовами утворення;
- тип — за речовинним складом;
- вид — за найменуванням ґрунтів (з урахуванням розмірів часток та показників властивостей);
- різновиди — за кількісними показниками речовинного складу, властивостей та структури ґрунтів.

Виділяють такі класи ґрунтів: природних скельних, природних дисперсних (нескельних) (див. § 9.1), природних мерзлих, техногенних (штучного походження).

Подальший поділ природних скельних ґрунтів (на групи, підгрупи, типи і види) робиться за генезисом, постгенетичними процесами та за петрографічним складом (табл. 9.3).

Таблиця 9.3 - Клас ґрунтів з жорсткими структурними зв'язками (природні скельні ґрунти)

Група	Підгрупа	Тип	Вид
Магматичні	Інtruзивні (глибинні)	Ультраосновного складу	Перидотити, дуніти, піроксеніти
		Основного складу	Габро, норіти, анортозити, діабазидіабазові порфірити, долерити
		Середнього складу	Діорити, сієніти, порфірити, ортоклазові порфіри
		Кислого складу	Граніти, гранодіорити, кварцеві сієніти, діорити, кварцеві порфіри, кварцеві порфірити
	Ефузивні (вивержені)	Основного складу	Базальти, долерити
		Середнього складу	Андезити, вулканогенно-уламкові ґрунти, обсидіани, трахіти
		Кислого складу	Ліпарити, дацити, риоліти
Метаморфічні		Силікатні	Гнейси, сланці, кварцити
		Карбонатні	Мармури, роговики, скарни
		Залізисті	Залізні руди
Осадкові зцементовані		Силікатні	Конгломерати, брекчії, пісковики, туфіти
		Карбонатні	Доломіти, вапняки
Напівскельні	Ефузивні	Силікатні	Вулканогенно-уламкові ґрунти
	Осадкові	Силікатні	Аргиліти, алевроліти, пісковики
		Кремністі	Опоки, трепели, діатоміти
		Карбонатні	Крейди, мергелі, вапняки
		Сульфатні	Гіпси, ангідрити
		Галоїдні	Галіти, карноліти

Таблиця 9.4 — Клас природних дисперсних ґрунтів (природні нескельні ґрунти)

Різновид	Розмір зернин, часток, мм
Великоуламкові:	
- валунні та глибисті;	часток крупніше 200 мм більше 50% за вагою;
- галечникові та щєбенисті;	часток крупніше 10 мм більше 50% за вагою;

- гравійні та жорствяні	часток крупніше 2 мм більше 50% за вагою
Піски:	
- гравіюваті (жорствяний);	часток крупніше 2 мм більше 25% за вагою;
- крупні;	часток крупніше 0,5 мм більше 50% за вагою;
- середньої крупності;	часток крупніше 0,25 мм більше 50% за вагою;
- мілкі;	часток крупніше 0,1 мм 75% і більше;
- пилюваті	часток крупніше 0,1 мм менше 75% за вагою

У таблиці 9.6 наведені різновиди піщаних ґрунтів за щільністю складення (залежно від коефіцієнта пористості).

Таблиця 9.6 — Різновиди піщаних ґрунтів за щільністю складення

Піщані ґрунти	Різновиди піщаних ґрунтів		
	щільні	середньої щільності	пухкі
Крупні та середньої крупності	$e < 0,55$	$0.55 \leq e \leq 0.7$	$e > 0,7$
Мілкі	$e < 0,6$	$0.6 \leq e \leq 0.75$	$e > 0,75$
Пилюваті	$e < 0,6$	$0.6 \leq e \leq 0.8$	$e > 0,8$

Для класифікації глинистих ґрунтів, крім зернового складу, використовується показник текучості, котрий показує стан ґрунту за пластичністю. Виділяють такі різновиди глинистих ґрунтів за показником текучості:

супіски

тверді $IL < 0$;

пластичні $0 \leq IL \leq 1$;

текучі $IL > 1$;

суглинки та глини

тверді $IL < 0$;

напівтверді $0 \leq IL \leq 0,25$;

тугопластичні $0,25 \leq IL \leq 0,50$;

м'якопластичні $0,50 \leq IL \leq 0,75$;

текучопластичні $0,75 \leq IL \leq 1$;

текучі $IL > 1$.

9.4. Будівельні властивості основних видів дисперсних ґрунтів

Великоуламкові ґрунти. Міцність їх залежить від складових порід та щільності укладання. Найбільшу міцність мають уламки магматичних порід, найменшу — осадових. Великоуламкові ґрунти практично не піддаються ущільненню, їм властива велика водопроникність. У цілому ці ґрунти — надійні основи для будинків та споруд.

Піщані ґрунти не мають структурних зв'язків, їм властива висока водопроникність, під тиском ущільнюються слабо. Пухкі піски інтенсивно ущільнюються під впливом фільтруючої води і за допомогою вібраторів. Під навантаженням ущільнення їх практично не залежить від вологості. Пилюваті піски при взаємодії з водою можуть переходити в пливунний стан.

Найбільша міцність властива піскам з переважанням твердих, стійких до води мінералів (кварц, польові шпати та ін.). У більшості випадків піщані ґрунти є надійними основами будинків та споруд.

Пилюваті та глинисті ґрунти — найбільш розповсюджені основи будинків та споруд.

Вміст у цих ґрунтах глинистих мінералів обумовлює, зважаючи на їхню величезну поверхню, особливий вид зв'язків між ґрунтовими частками (водно-колоїдні).

Властивості глинистих ґрунтів надзвичайно різноманітні і залежать від багатьох факторів. Зокрема, значний вплив чинить вологість, із збільшенням якої, як правило, механічні характеристики різко погіршуються і часто доводиться застосовувати спеціальні заходи для забезпечення стійкості будинків та споруд. Важливе значення для будівельних властивостей має і мінеральний склад, перш за все наявність глинистих мінералів монтморілітового ряду, активно взаємодіючих з водою своєю поверхнею та внутрішньою частиною кристалічних решіток. Велике значення має походження та вік, стан за пластичністю.

Глинистим ґрунтам властива велика і тривала стисливість під навантаженням. Деякі глинисті ґрунти схильні до набухання та зсідання (див. § 8.3).

До водно-фізичних властивостей глинистих ґрунтів відносять також розмокання та липкість.

Розмокання характерне для глинистих порід, занурених у воду. Інтенсивність розмокання залежить від структурних особливостей глинистих ґрунтів і вмісту в них глинистих частинок. У процесі розмокання різко зменшуються міцність та стійкість.

Липкістю ґрунтів називають їхню здатність прилипати до різних матеріалів, що стикаються з ними. Липкість зумовлена в'язкістю плівок крихкозв'язної води. При будівельній оцінці глинистих ґрунтів липкість є негативним фактором.

Глинисті ґрунти — слабоводопроникні або водоупори. У зв'язку з невеликими коефіцієнтами фільтрації час їхніх деформацій під навантаженням суттєво зростає в умовах повного водонасичення. Деформації можуть розвиватися роками і десятиріччями.

Серед глинистих ґрунтів лесові ґрунти є надто специфічними утвореннями. Вміст у них часток розміром 0,05 — 0,005 мм (пилюватих) перевищує 50%. Вони макропористі, загальна пористість, як правило, перевищує 0,4, нешаруваті не вміщують піщаних прошарків та включень грубоуламкового матеріалу (крім вапнякових конкрецій). Ці породи карбонатні, недоущільнені, неводостійкі. Залягають лесові ґрунти на різних елементах рельєфу, покриваючи їх потужним плащеподібним чохлом. За своїми інженерно-геологічними особливостями вони різко відрізняються від звичайних глинистих ґрунтів (див. § 8.2).

У розглянутій класифікації виділені в самостійні види мули, сапропелі, заторфовані ґрунти (див. табл. 9.4).

Мули мають специфічні особливості котрі різко погіршують їхні інженерно-геологічні властивості та знижують їхню несучу спроможність.

До мулів відносять перезволожені, глинисті утвори на початковій стадії формування глинистих ґрунтів (початкова стадія літифікації) за участю мікробіологічних процесів. Мули — це переважно морські відклади. Вони відрізняються: високою стисливістю; повільним протіканням ущільнення під навантаженням; реологічними властивостями (повзучістю); надто низькою міцністю; анізотропією міцностних, деформаційних, фільтраційних, реологічних характеристик; здатністю перетворюватися в рідоту при динамічних діях (удари, рух транспорту, сейсмічні впливи).

Безпосередньо на мули обпірати будинки та споруди не можна, вони за своїми властивостями не можуть служити природними основами. Застосовують палі, піщані подушки та ін.

Сапропелі — це прісноводні мули, які утворились на дні озерних водоймищ за рахунок продуктів розпаду рослинних та тваринних організмів і вміщують більше 10% органічної речовини у вигляді гумусу та рослинних залишків. Коефіцієнт пористості сапропелів зростає із збільшенням вмісту органічної речовини і змінюється від 3 до 30 одиниць, показник текучості більше одиниці. Вміст фракцій більше 0,25 мм не перевищує 5%. Будівельникам нерідко доводиться зводити насипи на заболочених та просто болотистих ділянках (особливо в плавнях річок).

До заторфованих відносяться піщані та глинисті ґрунти, які вміщують у своєму складі від 10 до 50% органічних речовин.

Серед осадових незцементованих ґрунтів виділяють тип органічних, основним представником яких є торф.

Торф — органічна гірська порода, що утворюється внаслідок відмирання і неповного розпаду болотних рослин в умовах підвищеної вологості при недостатці кисню. Це волокнистий сильно стислий ґрунт бурого-чорного кольору здатний утримувати в собі велику кількість води.

У торфах повільно продовжується мінералізація органіки. Для характеристики ступеня заторфованості використовується такий показник, як відносний вміст органічної речовини I_{om} який визначається як відношення її маси в зразку ґрунту, висушеного при температурі 100—105°C, до маси зразка.

У залежності від вмісту органічної речовини виділяють:

слабозаторфовані ґрунти	$0,10 < I_{om} \leq 0,25$;
середньозаторфовані ґрунти	$0,25 < I_{om} \leq 0,40$;
сильнозаторфовані ґрунти	$0,40 < I_{om} \leq 0,50$;
торфи	$I_{om} > 0,50$.

Слід відрізняти відкриті торфи (суцільні торф'яні поклади) та захоронені торфи, які перекриті шарами мінеральних ґрунтів.

Заторфовані ґрунти та торфи відрізняються великою і тривалою стисливістю (внаслідок продовження процесів мінералізації та повзучості скелета), суттєвою мінливістю та анізотропією міцносних, деформаційних та фільтраційних характеристик.

Торфи, як і мули, не можуть служити природними основами будинків та споруд. При будівництві на торфах необхідно здійснювати спеціальні заходи для забезпечення пожежної безпеки і з метою ліквідації несприятливих для фундаментів умов (вибирання торфу, палі, піщані палі-дрени і т. ін.).

Рослинні шари (поверхневі ґрунти) — це особливі природні утвори, які відрізняються від інших осадових гірських порід за умовами утворення. У них завжди присутня органічна речовина, виділяються певні генетичні горизонти з різною структурою.

Рослинні шари за зерновим складом є суглинками або супісками. За визначенням В. В. Обручова, рослинні шари слід розглядати як зовнішні (або денні) горизонти гірських порід, які змінилися під сумісним впливом води, повітря та різного роду організмів. Потужність рослинного шару, як правило, складає 40—50 см.

Рослинні шари внаслідок розмокання, невеликої міцності не використовуються як основи за винятком похованих рослинних шарів, які залягають у товщі інших порід. Оскільки поховані рослинні шари значний час знаходяться під тиском, вони за своїми властивостями близькі до уміщуючих їх порід.

Клас техногенних (штучних) ґрунтів підрозділяється в залежності від характеру діяння людини: змінені в природному заляганні, насипні та намівні ґрунти.

За способом перетворення ґрунтів у природному заляганні нормативи виділяють ґрунти, змінені фізичним впливом (ущільнення піщаних ґрунтів трамбуванням, укоченням, осушенням, вібрацією, кольматацією і т.і. та ущільнення глинистих ґрунтів і рослинних шарів за допомогою електроосмосу, поверхнево-активних речовин, розморожування) та ґрунти, змінені фізико-хімічним впливом (закріплення ґрунтів ін'єкцією хімічних речовин).

Насипні ґрунти можуть спеціально створюватися у будівельних цілях (ґрунтови подушки, насипи, дамби та ін.) або утворюються внаслідок виробничої та культурно-побутової діяльності людини. Значне розповсюдження мають культурні шари, накопичення яких відбувається у відвалах при благоустрої територій, проведенні земляних робіт та ін.

Можливість використання насипних ґрунтів як основ споруд повинна розглядатись у кожному випадку конкретно в залежності від потужності шару, щільності, складу і т.д. Що стосується звалищ, то зводити на них споруди частіше за все неможливо.

Гідравлічний спосіб улаштування намівних ґрунтів забезпечує високу щільність, близьку до природної. Такі ґрунти, як правило, надійні основи будинків та споруд.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ І ЗАВДАННЯ

1. Склад природних нескельних ґрунтів, основні відмінності глинистих ґрунтів від піщаних.
2. Види зв'язності ґрунтів.
3. Вкажіть способи визначення вологості ґрунтів, границі пластичності, границі текучості та значення цих характеристик для оцінки складу і стану ґрунтів.

4. Дайте визначення понять: питома вага, питома вага сухого ґрунту, питома вага часточок ґрунту. Яке з них має найбільше значення для одного і того ж ґрунту і чому?
5. Назвіть лабораторні та польові методи визначення щільності ґрунту. Область їх застосування.
6. Що таке ступінь вологості? Для чого він застосовується при класифікації ґрунтів?
7. Назвіть ознаки пористості ґрунтів. Як класифікують піщані ґрунти за щільністю складення?
8. Назвіть фізичні ознаки ґрунтів, які визначаються тільки дослідженнями.
9. Як класифікуються ґрунти за гранулометричним складом? Способи оцінки гранулометричного складу для великоуламкових, піщаних та глинистих ґрунтів.
10. Які бувають різновиди глинистих ґрунтів у залежності від показника текучості? Як це впливає на будівельні властивості глинистих ґрунтів?
11. Як класифікуються піщані ґрунти за ступенем вологості?
12. Які параметри чинять вплив на будівельні властивості пісків?
13. Будівельні властивості мулів та торфів.

Тема 10. ПРИРОДНІ ВОДИ І ОХОРОНА НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА

10.1. Загальні відомості про охорону природних вод

Навколишнє середовище включає в себе усі елементи природи, у тому числі і змінені діяльністю людини. Виключно великий вплив на його формування надають природні води, як поверхневі, так і підземні.

У нашій країні проводяться планомірні гідрогеологічні та інженерно-геологічні дослідження для вивчення впливу діяльності людини на навколишнє середовище, в тому числі і на природні води. Сформувалося нове напрямлення у гідрогеології — техногенна гідрогеологія, яка вивчає зміну в навколишньому середовищі під впливом тривалої експлуатації водогосподарських систем.

Використання, збереження і відтворення природних ресурсів, включаючи і природні води, регламентується і знаходиться під контролем державних організацій.

У цілях охорони прісних підземних вод, забороняється (за рідким виключенням) їх використання для потреб, не пов'язаних з господарсько-питним водопостачанням. Пошук і розвідка підземних вод для водопостачання, а також буріння окремих експлуатаційних на воду свердловин виконуються тільки з дозволу територіальних геологічних установ і за погодженням з органами санітарного нагляду.

Охорона природних вод стає важливою проблемою сучасності. Під охороною вод розуміють закріплену в законодавстві систему державних та суспільних заходів, спрямовану на запобігання забрудненню, засміченню, вичерпанню вод та організації раціонального використання водних ресурсів для задоволення потреб народного господарства і забезпечення матеріальних, екологічних і культурно-оздоровчих інтересів населення, а також на ліквідацію негативних явищ і поліпшення стану вод.

Забрудненими визнаються водні об'єкти, якщо склад і властивості води змінилися в результаті впливу або виробничої діяльності чи побутового використання населенням до такого ступеня, коли водні об'єкти стають частково або повністю непридатними для одного з видів водокористування. Джерела забруднення можуть бути різними - це і неочищені стічні води, і неправильне захоронення радіоактивних відходів, і скиди з суден нафти. Факт забруднення вод встановлюється або інспекторами Державної екологічної інспекції Мінекології України, або посадовими особами спеціально уповноважених органів інших міністерств та відомств відповідно до їх компетенції.

Під засміченням розуміється привнесення у водні об'єкти сторонніх предметів і матеріалів, що шкідливо впливають на стан вод. Це може бути деревина, кора, будівельне сміття, металобрухт, інші виробничі або побутові відходи. В даному випадку якість вод змінюється поступово, але не до такого ступеня, що водні об'єкти не можуть бути використані за призначенням. Засмічення в першу чергу впливає на русло річок і перешкоджає судноплавству.

Вичерпання характеризується або кількісним зменшенням природних запасів води у водоймищах і джерелах внаслідок неправомірних дій або ж природних стихійних явищ, чи

значними якісними змінами в результаті хімічного, радіаційного забруднення до такого ступеня, що вода не може бути використана для водокористування. В останньому випадку вичерпання є вищою формою забруднення водоймищ. Для охорони вод від вичерпання встановлюються водоохоронні зони, а також здійснюються лісомеліоративні, протиерозійні, гідротехнічні та інші заходи.

Перелік основних водоохоронних заходів подано у Водному кодексі (ВК) України (розділ IV), який містить усі основні заходи, що виправдали себе на практиці. Деякі охоронні заходи є і в інших правових приписах ВК України.

Заходами, спрямованими на охорону вод, є:

- визначення територій зі спеціальним водоохоронним режимом користування;
- заходи щодо охорони вод у процесі виробничої та іншої госпо-дарської діяльності;
- заходи щодо запобігання шкідливим діям вод та аваріям на водних об'єктах і ліквідації їх наслідків.

До числа основних водоохоронних заходів віднесені: утворення водоохоронних зон (ст. 87 ВК України), прибережних захисних смуг, зон санітарної охорони, смуг відведення, території та об'єкти природно-заповідного фонду, берегових смуг водних шляхів тощо (так, водоохоронні зони утворюються для найбільш сприятливого режиму водних об'єктів, а також зменшення коливань стоку вздовж рік, морів, навколо озер, водосховищ та інших водоймищ); обмеження господарської діяльності в прибережних захисних смугах навколо водоймищ та на островах. На охорону водних ресурсів спрямовані і деякі заборонні приписи — заборона введення в дію підприємств, споруд та інших об'єктів, що можуть впливати на стан води; заборона скидання у водні об'єкти відходів і сміття; заборона підприємствам і громадянам забруднювати, засмічувати поверхні водозаборів, льодового покриву водоймищ, а також морів, їх заток, лиманів виробничими, побутовими та іншими відходами, сміттям, нафтовими, хімічними та іншими забруднюючими речовинами та ін. Окремим напрямом охорони вод є забезпечення водності річок, запобігання їх виснаженню. З цією метою законодавство передбачає здійснення комплексу заходів, що включає:

- створення прибережних захисних смуг;
- створення спеціалізованих служб по догляду за річками, прибережними захисними смугами, гідротехнічними спорудами та підтримання їх у належному стані;
- впровадження ґрунтозахисної системи землеробства з контурно-меліоративною організацією території водозабору;
- здійснення агротехнічних, агролісомеліоративних та гідротехнічних протиерозійних заходів, а також створення для організованого відводу поверхневого стоку відповідних споруд (водостоки, перепуски, акведуки тощо) під час будівництва і експлуатації шляхів, залізниць та інших інженерних комунікацій;
- впровадження водозберігаючих технологій, а також здійснення інших водоохоронних заходів, передбачених законодавством, на підприємствах, в установах і організаціях, розташованих у басейні річки;
- створення гідрологічних пам'яток природи тощо.

З метою запобігання шкідливій дії вод мають вживатися спеціальні заходи, а саме:

- залуження та створення лісонасаджень на прибережних захисних смугах, схилах, балках та ярах;
- будівництво протиерозійних, гідротехнічних споруд, земляних ва-лів, водоскидів, захисних дамб, водосховищ-регуляторів;
- спорудження дренажу;
- укріплення берегів тощо.

10.2. Джерела і види забруднення природних вод

Основними джерелами забруднення природних вод є промислові стічні води, комунальні стічні води, сільськогосподарські стоки, нафта і нафтопродукти, поверхневі стоки та атмосферні опади.

Максимальна кількість забруднення потрапляє у природні води з промисловими стічними водами, які мають різний склад та великі об'єми. Комунально-побутові стоки характеризуються з одного боку високим вмістом поживних речовин, необхідних рослинам, але з іншого боку —

вмістом миючих засобів, фекалій, хвороботворних мікроорганізмів, яєць гельмінтів тощо. Стоки з сільськогосподарських угідь містять мінеральні та органічні добрива. Поверхневий стік вносить забруднюючі речовини в річки та озера з земель, які піддаються ерозії (великі та дрібні мінеральні частинки), в результаті чого здійснюється обміління річок та замулювання озер та водосховищ. Водойми забруднюються також атмосферними опадами, які вимивають промисловий і побутовий бруд з територій підприємств, гірничих виробок, міських вулиць.

Для прикладу, за 2003 рік у водойми України потрапило приблизно 850 тисяч тонн нафтопродуктів, мільйон триста тисяч тонн сульфатів, мільйон чотириста тисяч тонн хлоридів, сто тридцять тисяч тонн аміаку, сімдесят дві тонни нітратів, тисяча триста тонн заліза, сорок сім тонн цинку, 30 тонн міді, 23 тонни нікелю і 15 тонн хрому.

Найбільш розповсюдженими забрудненнями водних джерел є нітрити (до 2 ГДК – гранично-допустимих концентрацій), феноли (до 16 ГДК) і нафтопродукти (до 10 ГДК), сполуки міді (до 11 ГДК), цинку (до 10 ГДК), марганцю (до 50 ГДК). Колі-індекс (див. п. 12.1) води десятків малих рік України сягає від 2 до 20 тисяч. Вплив антропогенного фактора на вміст азоту в загальному вмісті мінерального азоту в поверхневих водах деяких рік складає 92%.

Основними джерелами забруднення підземних вод є басейни побутових і промислових стоків, ділянки складування відходів, забруднені води поверхневих водоймищ, несправна каналізаційна мережа, надмірне застосування добрив та отрутохімікатів.

До природних джерел забруднення відносять дуже мінералізовані підземні або морські води, які можуть проникати у продуктивний прісний водоносний горизонт при експлуатації водозабірних споруд (рис. 11.1).

10.3. Гідрогеологічні умови організації зон санітарної охорони природних вод

Зони санітарної охорони — це території з особливим режимом, які виключають можливість забруднення та погіршення якості природних вод. Такі зони влаштовують навколо усіх водозаборів, які експлуатують поверхневі або підземні води для господарсько-питного водопостачання.

Проект зон санітарної охорони складає невід’ємну частину кожного проекту водопостачання, без якої він не може бути затверджений. Проект повинен вміщувати установлені межі зон санітарної охорони і перелік заходів з санітарного оздоровлення їх територій.

Порядок визначення розмірів і меж водоохоронних зон та режим ведення господарської діяльності в них встановлений ст. 87 Водного кодексу України та Постановою Кабінету Міністрів України від 8 травня 1996 р., Постановою Кабінету Міністрів України від 18 грудня 1998 р. N 2024 затверджений “Правовий режим зон санітарної охорони водних об’єктів”.

Зона санітарної охорони поверхневого джерела водопостачання являє собою територію, яка охоплює водоймище для використання і частково басейн його живлення. На цій території встановлюється режим, який гарантує надійний захист джерела водопостачання від забруднення та забезпечує необхідні санітарні якості води. Така зона санітарної охорони складається із трьох поясів.

Перший пояс (пояс суворого режиму) охоплює територію у місці забору води та розташування водопровідних споруд (водоприймачі, насосні та очисні станції, резервуари). У межах цього поясу забороняється скидання будь-яких стічних вод, а також купання, прання білизни, вилов риби, водопій худоби та інші види водокористування, що впливають на якість води; перебування сторонніх осіб, розміщення житлових та громадських будівель, організація причалів плаваючих засобів, застосування пестицидів, органічних і мінеральних добрив, прокладення трубопроводів, видобування гравію чи піску, проведення днопоглиблювальних та інших будівельно-монтажних робіт, безпосередньо не пов’язаних з експлуатацією, реконструкцією чи розширенням водопровідних споруд та мереж; проведення головної рубки лісу.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Які ви знаєте заходи з охорони підземних вод ?
2. Можливі джерела забруднення підземних вод.
3. Які види забруднення підземних вод ви знаєте ?
4. Які заходи застосовують для попередження забруднення підземних вод ?

5. Що таке зона санітарної охорони ?
6. Які межі зони санітарної охорони поверхневого джерела водопостачання?
7. Які межі зони санітарної охорони водозаборів підземних вод ?

10.4. Охорона водоймищ від забруднень

Забруднення водоймищ відбувається природним і штучним шляхами. Забруднення поступають із дощовими і талими водами, змиваються з берегів, а також утворюються у процесі відмирання тваринних та рослинних організмів, які знаходяться у водоймищі.

Штучне забруднення водоймищ є, головним чином, результатом спуску у них недостатньо очищених стічних вод промислових підприємств та населених пунктів. Забруднення, які поступають у водоймище, у залежності від їх об'єму і складу можуть надавати на нього різний вплив: змінюються фізичні властивості води, з'являється забарвлення, запахи та присмак; з'являються плаваючі речовини на поверхні водоймища і утворюються відкладення; змінюється хімічний склад води (рН, вміст органічних та неорганічних речовин); зменшується у воді вміст розчиненого кисню внаслідок його вживання для окислення органічних речовин, що з'явилися; змінюються число і види бактерій (з'являються патогенні), які заносяться у водоймище разом із стічними водами. Забруднені водоймища стають непридатними для питного, а інколи і для технічного водопостачання, у них гине риба.

Наявність у стічних водах шкідливих речовин гальмує процеси самоочищення водоймищ. Такі забруднення виробничих стічних вод, як сірководень та сульфід, здійснюють отрутний вплив на живі організми. Крім того, вони є нестійкими у водному середовищі, окислюються за рахунок розчиненого у воді кисню, порушуючи цим кисневий режим водоймища. До таких же тяжких наслідків приводить випуск у водоймища фенолістких стічних вод, зокрема стічних вод газогенераторних станцій, хімічних заводів, а також підприємств паперової промисловості.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Назвіть параметри, що визначають фізичні властивості води.
2. Назвіть параметри, що визначають хімічні властивості води.
3. Які вимоги ставляться до господарчо-питної води?
4. Які вимоги ставляться до виробничих вод?
5. Методи обробки природних вод.
6. Фактори, що приводять до забруднення водоймищ.
7. Які фактори впливають на регенеруючі можливості водоймищ?
8. Якими способами захищають водоймища від забруднень ?
9. Правила спуску стічних вод у водоймища.

10.7. Рекультивація територій, порушених діяльністю людини

Розвідування корисних копалин зумовлює забруднення ґрунтів сольовими глинистими розчинами, які використовують під час буріння свердловин. Ґрунти при цьому засолюються і зазнають осолонцювання. Але найнебезпечніше забруднення відбувається тоді, коли із свердловини фонтанують газ, нафта чи засолені ґрунтові води.

Підземне добування корисних копалин супроводжується створенням териконів і териконників, в які складають пусту породу. Під них відводять значні площі родючих ґрунтів. Водна та вітрова ерозії зміщують з них дрібнозем, нерідко забруднюючи навколишню територію токсичним пилом. Терикони вугільних шахт самозагораються і роками забруднюють повітря отруйними газами. Осідання вироблених штреків спричинює провали на поверхні ґрунту, що вилучають дану площу з сільськогосподарського використання.

Але найбільше порушується ґрунт при добуванні корисних копалин відкритим способом. У такому разі під відвали йдуть великі площі сільгоспугідь.

Відкрите добування корисних копалин призводить до істотного погіршення екологічної ситуації як на видобувних підприємствах, так і на навколишніх територіях. Порушення

гідрологічного режиму на одних територіях призводить до втрат ґрунтових вод на інших, а також до підтоплення та заболочення ґрунтів і підґрунтя. Під час обвіювання вітром териконів і відвалів розкритих порід повітря забруднюється пилом та газами. Водяні потоки зносять пухкі породи в гідрографічну мережу. При цьому забруднюються балкові й річкові долини, замулюються стави, ріки, озера, гине риба. Техногенне руйнування ґрунтового покриву зменшує площі орних земель. Добування корисних копалин відкритим способом потребує менших витрат, ніж шахтним. Тому частка добування відкритим способом становить 40–45% загального, глибини кар'єрів перевищують 100–150 м, а в Кривому Розі — 700-800 метрів.

Будь-яке будівництво виводить із сільськогосподарського та лісового користування певну частину земель. З різким зростанням урбанізації великі площі сільськогосподарських угідь відводять під міське та промислове будівництво. Порушується будова ґрунту і при спорудженні різних комунікацій — газо-, нафто-, водопроводів, ліній електропередач.

Характер відновлення порушених земель великою мірою залежить від технології порушень. Під час планування рекультиваційних робіт технологія порушення може бути змінена з метою виконання землевпорядних робіт.

Рекультивації підлягають усі землі, що зазнають змін у рельєфі, ґрунтовому покриві, материнських та підстилаючих породах, які відбуваються або вже відбулися у процесі гірничих, будівельних, гідротехнічних, геологорозвідувальних та інших робіт. Слід рекультивувати також еродовані ґрунти, а за відповідних умов шляхом землювання — кам'янисті місця і землі з неглибокими та низько-продуктивними ґрунтами.

Основне завдання рекультивації полягає в тому, щоб виконати комплекс спеціальних робіт і заходів, довести порушені землі до стану, придатного для їх використання у сільському, лісовому, рибному господарствах, для промислового та комунального будівництва, створення тепличних господарств і зон відпочинку.

Рекультивація має соціальне значення у вихованні бережливого ставлення до природних ресурсів, зокрема до земельних багатств України. Підприємства, організації та установи, що виконують згадані вище роботи на сільськогосподарських землях, лісових угіддях, наданих їм у тимчасове користування, зобов'язані власними коштами довести ці земельні ділянки до стану, придатного для їх використання за призначенням.

Порушені землі доводять до придатного стану в ході гірничодобувних та інших робіт, а за неможливості — не пізніше як за рік після їх завершення, виключаючи період промерзання ґрунту.

10.8. Порядок здійснення рекультивації

У процесі відновлення порушених територій виділяють два етапи рекультивації: технічний і біологічний.

Технічний етап рекультивації — це комплекс інженерних робіт, до складу якого входять:

- знімання та складування родючого шару ґрунту і потенційно родючих порід;
- формування відвалів шахт, кар'єрів, а також гідровідвалів;
- вирівнювання поверхні, виположування, терасування та закріплення укосів відвалів, бортів і кар'єрів, засипання шахтних провалів, закріплення їхніх бортів;
- хімічна меліорація токсичних ґрунтів;
- покриття вирівняної поверхні шаром родючого ґрунту або потенційно родючих порід;
- інженерне впорядкування рекультивованої території (дренажна мережа, дороги, виїзди тощо);
- вирівнювання дна та бортів кар'єру при створенні водойм.

Обсяг робіт технічного етапу рекультивації залежить від стану порушених земель і виду запланованого використання. Ділянки, підготовлені до стану придатності для несільськогосподарського використання (під парки, водойми, промислове та комунальне будівництво тощо) передаються відповідним організаціям у встановленому порядку. Ділянки, призначені для сільського і лісового господарства, після технічного етапу рекультивації повертаються або передаються відповідним сільськогосподарським чи несільськогосподарським підприємствам для здійснення заходів біологічної рекультивації й подальшого використання за призначенням.

Знімання родючого шару ґрунту — обов'язкове при всіх видах робіт із видобування корисних копалин, будівництва промислових, житлових та комунальних об'єктів, доріг і гідротехнічних споруд, а також при відведенні родючих земель під териконники, відстійники, ложа ставів і водосховищ тощо. Знятий шар складують або вивозять на малопродуктивні землі, розміщені неподалік (еродовані, піщані, солонці та ін.) для подальшого відновлення родючості порушених земель.

Глибина знімання родючого шару визначається глибиною гумусового профілю ґрунту і вмістом у ньому гумусу. Знімають гумусово-аккумулятивний горизонт ґрунту.

Глибина шару торфу, що залишається при торфорозробках, необхідного для забезпечення водно-повітряного та поживного режимів на торфовищах при рекультивації торфовищ, повинна становити:

- для вирощування сільськогосподарських культур — не менше 0,5 м;
- лісорозведення — не менше 0,3 м;
- використання під водойми, ставково-рибницькі господарства та для інших цілей — 0,15 м.

Біологічний етап рекультивації — це комплекс заходів щодо створення сприятливого водно-повітряного та поживного режимів ґрунту для сільськогосподарських і лісових культур.

Комплекс заходів біологічної рекультивації земель для сільськогосподарського використання визначається фізико-хімічними властивостями підстиляючих порід і нанесеного родючого шару ґрунту або потенційно родючої породи. Цей комплекс охоплює запровадження сівозмін, насичених культурами на сидеральне добриво, внесення підвищених норм органічних і мінеральних добрив, мульчування тощо.

На ділянках, відведених для лісового господарства, основний біологічний вплив на відновлення порушених земель мають лісонасадження. При підготовці земельної ділянки під лісові культури верхній шар збагачують сидератами, мульчують. При садінні вносять добрива.

Список використаної літератури

1. Будівництво у сейсмічних районах України: ДБН В.1.1—12:2006. — [Чинний від 2007-01-02].—К.: ДП “Укрархбудінформ“, 2006. — 84 с. — (Національні стандарти України).
2. Будинки і споруди на підроблюваних територіях і просідаючих ґрунтах. ДБН В.1.1-5-2000.
3. Вишукування. Інженерні вишукування для будівництва: ДБН А.2.1-1-2008 [Чинний від 2008-01-01]. — К.: Мінрегіонбуд України, 2008. — 74 с. — (Національні стандарти України).
4. Ґрунти. Класифікація: ДСТУ Б.В.2.1-2-96. — [Чинний від 1997-01-01]. — К.: Мінбуд України, 1997. — 45 с. — (Національні стандарти України).
5. Довідник “ Інженерний захист та освоєння територій“ – К.: “Основа“, 2000. – 344 с. — ISBN 966-7233-26-X.
6. Інженерна геологія. Механіка ґрунтів, основи і фундаменти: [підручник]/ [М. Л. Зоценко, В. І. Коваленко, В. Г. Хілобок, А. В. Яковлєв].— К.: Вища школа, 1992. — 408 с. — ISBN 5-11-003835-X.
7. Інженерний захист територій будинків і споруд від зсувів та обвалів. Основні положення. ДБН В.1.1-3-97.
8. Новосад Я. О. Загальна геологія : навч. посібник / Я. О. Новосад. – Рівне : НУВГП, 2006. – 142 с.
9. Суярко В. Г. Основи геології : навч. посібник / В. Г. Суярко, О. О. Сердюкова. – Полтава : ПолНТУ, 2012. – 151 с
10. Свинко Й.М., Сивий М.Я. Геологія. Практикум. Навчальний посібник. — Київ: Либідь, 2006. — 248 с.
11. Тихоненко Д.Г. Геологія з основами мінералогії Навч. посібник / Д. Г. Тихоненко, В. В. Дегтярьов, М. А. Щуковський та ін.; За ред. д-ра с.-г. наук, проф. Д. Г. Тихоненка. — К.: Вища освіта, 2003. — 287 с.: іл.
12. Свинко Й.М., Сивий М.Я. Геологія. Підручник. — К.: Либідь, 2003. — 480 с.

ЗМІСТ

Передмова	3
Вступ	4
1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ.....	5
1.1. Земля у космічному просторі.....	5
1.2. Фізичні особливості Землі.....	5
2. ПОРОДОУТВОРЮЮЧІ МІНЕРАЛИ	9
2.1. Мінерали, їх фізичний стан та будова.....	9
2.2. Фізичні властивості мінералів	12
2.3. Опис та визначення мінералів	15
2.3.1. Мінерали з твердістю до 2 включно (дряпаються нігтем).....	15
2.3.2. Мінерали з твердістю від 2 до 5 включно	16
2.3.3. Мінерали з твердістю більше 5 (дряпають скло).....	18
3. ГІРСЬКІ ПОРОДИ.....	20
3.1. Походження та класифікація гірських порід	20
3.2. Структура та текстура гірських порід.....	21
3.3. Магматичні гірські породи	22
3.4. Опис та визначення магматичних гірських порід	23
3.4.1. Кислі та ультра кислі породи.....	24
3.4.2. Середні породи	24
3.4.3. Основні породи	25
3.4.4. Ультраосновні породи	25
3.5. Осадкові гірські породи	25
3.5.1. Походження, склад та класифікація осадкових гірських порід.....	25
3.5.2. Форми залягання осадкових порід.....	26
3.6. Опис та визначення осадкових гірських порід.....	26
3.6.1. Уламкові гірські породи	26
3.6.2. Глинисті породи	29
3.6.3. Органічні породи	30
3.6.4. Хімічні породи	30
3.7. Метаморфічні гірські породи	31
3.8. Гірські породи в будівництві	32
3.9. Геологічний час та вік гірських порід.....	32
4. ОСНОВИ ГІДРОГЕОЛОГІЇ.	33
4.1. Вода в Земній корі.....	33
4.2. Види води в гірських породах	33
5. ХАРАКТЕРИСТИКА ОКРЕМИХ ТИПІВ ПІДЗЕМНИХ ВОД.....	35
5.1. Класифікація та характеристика підземних вод	35
5.2. Режим підземних вод.....	37
5.3. Фізико-хімічні характеристики підземних вод.....	39
5.4. Рух підземних вод	40
5.5. Приплив води до водозабірних свердловин	45
5.6. Боротьба з підземними водами при зведенні та експлуатації споруд.....	46
6. ТЕКТОНІКА ЗЕМНОЇ КОРИ (ЕНДОГЕННІ ПРОЦЕСИ)	49
6.1. Поняття про природні геологічні процеси	49
6.2. Тектонічний рух	49
6.3. Геологічні структури	51
6.4. Тектоніка літосферних плит	53
6.5. Землетруси	53
7. ЗОВНІШНІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ	55
7.1. Вивітрювання	55
7.2. Геологічна діяльність вітру	60
7.3. Геологічна діяльність текучих вод.....	60

7.3.1. Геологічна робота поверхневих (делювіальних) вод.....	60
7.3.2. Геологічна робота рік	61
7.4. Геологічна діяльність морів, озер та боліт	62
7.4.1. Геологічна діяльність океанів та морів	63
7.4.2. Геологічна діяльність озер та боліт.....	63
7.5. Геологічна діяльність льодовиків	64
7.5.1. Льодовикові відклади	64
7.5.2. Водно-льодовикові і озерно-льодовикові відклади.....	64
8. ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ.....	65
8.1. Ущільнення порід внаслідок збільшення тиску	66
8.2. Просідні явища в лесових ґрунтах.....	66
8.3. Набухання та зсідання (усадка) глин.....	67
8.4. Суфозія та карст	67
8.4.1. Механічна суфозія	68
8.4.2. Пливуни	68
8.4.3. Карст	70
8.5. Морозне здимання	70
8.6. Зсуви	71
8.7. Зрушення гірських порід	72
9. ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ.....	73
9.1. Природа ґрунтів та їх склад	73
9.2. Фізичні характеристики ґрунтів.....	74
9.3. Будівельна класифікація ґрунтів	74
9.4. Будівельні властивості основних видів дисперсних ґрунтів.....	76
10. ПРИРОДНІ ВОДИ І ОХОРОНА НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА	79
10.1. Загальні відомості про охорону природних вод.....	79
10.2. Джерела і види забруднення природних вод	80
10.3. Гідрогеологічні умови організації зон санітарної охорони природних вод.....	81
10.4. Охорона водоймищ від забруднень	82
10.5. Рекultyвація територій, порушених діяльністю людини.....	82
10.6. Порядок здійснення рекultyвації.....	83
Список використаної літератури.....	85

Основи геології [Текст]: конспект лекцій для здобувачів освіти освітньо професійного ступеня: фаховий молодший бакалавр, галузь знань 19 Архітектура та будівництво, спеціальності 192 Будівництво та цивільна інженерія за освітньо-професійною програмою «Опорядження будівель і споруд та будівельний дизайн» денної форми навчання/ уклад. С.М.Данилік – Любешів: ВСП «Любешівський ТФК Луцького НТУ», 2022. – 88с.

Комп'ютерний набір і верстка : С.М.Данилік

Редактор: С.М.Данилік

Підп. до друку _____ 2022 р. Формат А4.

Папір офіс. Гарн.Таймс. Умов.друк.арк. ____

Обл. вид. арк. ____ Тираж 15 прим.