

Мирослав Сивий

**ОСНОВИ ІНЖЕНЕРНОЇ
ГЕОЛОГІЇ**

Посібник

Тернопіль-2013

ББК 38.58я73

С24

УДК 624.131.1(075.8)

РЕЦЕНЗЕНТИ:

Паранько І. С., доктор геологічних наук, професор, завідувач кафедри економічної і соціальної географії Криворізького державного педагогічного університету

Ковальчук Я. О., кандидат технічних наук, доцент кафедри будівельної механіки Тернопільського національного технічного університету імені І. Пулюя)

Рекомендовано до друку на засіданні кафедри будівельної механіки ТНТУ імені Івана Пулюя, протокол № 2 від 24 вересня 2013 р.

Схвалено на засіданні методичної ради механіко-технологічного факультету ТНТУ імені Івана Пулюя, протокол № 18 жовтня від 2013 р.

Сивий М. Я.

С24 Основи інженерної геології: Навчальний посібник. – Тернопіль, видавництво ТНТУ імені І. Пулюя, 2013. – 306 с.

В посібнику розглянуто основні положення геології, гідрогеології, інженерної геології та механіки ґрунтів. Подано загальні відомості про Землю як планету, охарактеризовано речовинний склад земної кори, природні геологічні та інженерно-геологічні процеси, основи гідрогеології та методикку гідрогеологічних досліджень, основи ґрунтознавства та механіки ґрунтів, основні види та склад інженерно-геологічних вишукувань при проектуванні промислових і цивільних об'єктів різного призначення.

Для студентів будівельних спеціальностей вищих навчальних закладів.

ББК38.58я73

© М. Я. Сивий, 2013

© Р.Л. Федішин, дизайн обкладинки, 2013

© ТНТУ ім. І. Пулюя, 2013

ЗМІСТ

ЗМІСТ	5
ПЕРЕДМОВА	10
ЧАСТИНА I. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ З ГЕОЛОГІЇ	11
ВСТУП	11
ПРЕДМЕТ, ОСНОВНІ ГАЛУЗІ, МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ І ЗНАЧЕННЯ ГЕОЛОГІЇ	11
РОЗДІЛ I. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ	15
ГЛАВА 1. ВНУТРІШНЯ БУДОВА Й ПОХОДЖЕННЯ ЗЕМЛІ	15
1.1. Внутрішня будова й фізичні властивості Землі	15
1.2. Походження Землі	20
РОЗДІЛ II. РЕЧОВИННИЙ СКЛАД ЗЕМНОЇ КОРИ	24
ГЛАВА 2. ГЕОХІМІЯ ВНУТРІШНІХ ГЕОСФЕР ЗЕМЛІ	24
2.1. Хімічний склад земної кори	24
2.2. Середній хімічний склад Землі	26
ГЛАВА 3. МІНЕРАЛИ	28
3.1. Основні відомості з мінералогії і кристалографії	28
3.2. Форми знаходження мінералів у природі	31
3.3. Фізико-діагностичні властивості мінералів.....	33
3.4. Утворення мінералів (генезис).....	37
3.5. Опис найпоширеніших мінералів.....	39
ГЛАВА 4. ГІРСЬКІ ПОРОДИ	56
4.1. Загальні відомості про гірські породи	56
4.2. Магматичні гірські породи і їх класифікація	57
4.3. Осадкові гірські породи та їх класифікація.....	62
4.4. Метаморфічні гірські породи.....	72
РОЗДІЛ III. ГЕОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ	75
ГЛАВА 5. УЯВЛЕННЯ ПРО ГЕОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ	75
5.1. Джерела енергії геодинамічних процесів	75
5.2. Екзогенні геологічні процеси.....	76

5.3. Ендогенні геологічні процеси	77
ГЛАВА 6. ПРОЦЕСИ ВИВІТРЮВАННЯ	79
6.1. Фізичне вивітрювання	79
6.2. Хімічне вивітрювання.....	80
6.3. Продукти вивітрювання	83
6.4. Зони вивітрювання порід.....	88
6.5. Вивчення вивітрювання для потреб інженерної геології	91
6.6. Заходи боротьби з вивітрюванням гірських порід	92
ГЛАВА 7. ПРОЦЕСИ ПРОМЕРЗАННЯ В ГІРСЬКИХ ПОРОДАХ*	95
7.1. Будова товщі багаторічномерзлих порід	96
7.2. Основні типи підземного льоду	98
7.3. Фізичні процеси у промерзаючих гірських породах	100
7.4. Фізико-геологічні явища, характерні для областей розвитку багаторічномерзлих порід	102
7.5. Деформація споруд внаслідок явищ промерзання і відтанення.....	106
7.6. Особливості інженерно-геологічних досліджень та умови будівництва в районах розвитку багаторічномерзлих порід.....	107
ГЛАВА 8. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ВІТРУ ТА ЕОЛОВІ ВІДКЛАДИ	110
8.1. Загальна характеристика вітрових процесів.....	110
8.2. Інженерно-геологічні дослідження еолових процесів	117
ГЛАВА 9. ДІЯЛЬНІСТЬ ПОВЕРХНЕВИХ ВОД	119
9.1. Площинний стік.....	120
9.2. Тимчасові руслові потоки. Яроутворення	121
9.3. Ріки.....	122
ГЛАВА 10. ДІЯЛЬНІСТЬ ПІДЗЕМНИХ ВОД	129
10.1. Суфозійні явища.....	129
10.2. Пливуни.....	131
10.3. Карстові процеси	134
ГЛАВА 11. ОЗЕРА І ОЗЕРНІ ВІДКЛАДИ	137

ГЛАВА 12. БОЛОТА І ЗАБОЛОЧЕНІ ТЕРИТОРІЇ	142
ГЛАВА 13. СХИЛОВІ ПРОЦЕСИ	146
13.1. Обвальні явища	146
13.2. Зсуви, методи вивчення та боротьби із зсувами	148
ГЛАВА 14. ПРОСАДКОВІ ПРОЦЕСИ В ЛЕСОВИХ ҐРУНТАХ....	152
ГЛАВА 15. ПРОЦЕСИ І ЯВИЩА, СПРИЧИНЕНІ ІНЖЕНЕРНО-ГОСПОДАРСЬКОЮ ДІЯЛЬНІСТЮ ЛЮДИНИ ...	155
15.1. Стискання ґрунтів під спорудами.....	155
15.2. Деформації, пов'язані зі зміною побутового тиску.....	158
15.3. Гірничий тиск	159
15.4. Осідання земної поверхні під впливом відкачувань підземних вод або рідких чи газоподібних корисних копалин.....	161
ГЛАВА 16. МАГМАТИЗМ	162
ГЛАВА 17. ТЕКТОНІЧНІ ПРОЦЕСИ.....	170
17.1. Коливні рухи земної кори	170
17.2. Тектонічні порушення	173
ГЛАВА 18. ЗЕМЛЕТРУСИ.....	179
18.1. Загальні відомості про землетруси.....	179
18.2. Географічне поширення землетрусів	183
18.3. Сейсмічне районування і прогнозування землетрусів	184
17.4. Умови будівництва в сейсмічноактивних регіонах	185
ЧАСТИНА ІІ. ОСНОВИ ГІДРОГЕОЛОГІЇ.....	188
ГЛАВА 19. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ГІДРОГЕОЛОГІЮ.....	188
19.1. Колообіг води в природі	188
19.2. Види води в гірських породах	190
19.3. Властивості гірських порід по відношенню до води.....	196
ГЛАВА 20. ПОХОДЖЕННЯ Й ВЛАСТИВОСТІ ПІДЗЕМНИХ ВОД	199
20.1. Походження й класифікація підземних вод	199
20.2. Фізичні властивості й характеристики підземних вод.....	202
20.3. Хімічний склад підземних вод.....	204

20.4. Показники стану води.....	208
20.5. Хімічний аналіз підземних вод та форми вираження його результатів.....	209
ГЛАВА 21. ХАРАКТЕРИСТИКА ПІДЗЕМНИХ ВОД ЗА УМОВАМИ ЗАЛЯГАННЯ	211
21.1. Верховодка і ґрунтові води	211
21.2. Напірні води.....	214
21.3. Води в тріщинуватих і закарстованих породах. Карстові явища	217
ГЛАВА 22. ДИНАМІКА ПІДЗЕМНИХ ВОД*	219
22.1. Види руху води.....	219
22.2. Розрахунок витрат ґрунтових вод та притоку води до водозабірних споруд	222
ЧАСТИНА ІІІ. ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ.....	228
ГЛАВА 23. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ІНЖЕНЕРНУ ГЕОЛОГІЮ.....	228
23.1. Місце інженерної геології в системі природничих наук. Етапи розвитку інженерної геології	228
23.2. Характеристика основних розділів інженерної геології	230
23.3. Геологічні та інженерно-геологічні процеси і явища	232
ГЛАВА 24. ОСНОВИ ҐРУНТОЗНАВСТВА І МЕХАНІКИ ҐРУНТІВ.....	235
24.1. Інженерно-геологічні класифікації гірських порід.....	235
24.2. Фізичні властивості гірських порід.....	240
24.3. Механічні властивості порід	246
24.4. Штучні зміни інженерно-геологічних властивостей гірських порід.....	250
ГЛАВА 25. ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ.....	254
25.1. Вимоги до досліджень на різних стадіях проектування	254
25.1.1. Призначення інженерно-геологічних досліджень (ІГД)...	254
25.1.2. Інженерно-геологічні дослідження для промислового й цивільного будівництва	255

25.1.3. Інженерно-геологічні дослідження для гідротехнічного будівництва.....	260
25.2. Технічна меліорація порід.....	263
25.2.1. Предмет і завдання технічної меліорації порід	263
25.2.2. Гірські породи, які меліоруються.....	264
25.2.3. Способи меліорації порід.....	266
25.3. Склад інженерно-геологічних досліджень	273
25.3.1. Інженерно-геологічне знімання (ІГЗ)	274
25.3.2. Геофізичні дослідження	275
25.3.3. Розвідувальні бурові роботи	276
25.3.4. Статичне і динамічне зондування	278
25.3.5. Гірничі роботи.....	279
25.3.6. Інженерно-геологічне опробування гірських порід.....	280
25.3.7. Дослідні інженерно-геологічні роботи.....	283
25.3.8. Основні звітні інженерно-геологічні матеріали	290
СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ТА РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ.....	298

ПЕРЕДМОВА

Пропонований увазі читачів посібник зорієнтований на програму курсу інженерної геології для студентів інженерно-будівельних спеціальностей вищих навчальних закладів. Курс є єдиною науковою дисципліною геологічного профілю в навчальному плані підготовки майбутніх інженерів-будівельників. З цих причин в ньому подаються відомості з основних розділів геології – мінералогії, петрографії, літології, динамічної геології, гідрогеології, мерзлотознавства, геоморфології, сейсмології та ін., які повинні полегшити сприйняття й розуміння студентами основ власне інженерної геології.

Посібник розділено на три частини: у першій розкрито загальні відомості з геології (предмет, основні галузі, методи досліджень, внутрішня будова планети, її фізичні характеристики, речовинний склад, екзогенні й ендегенні процеси), другу присвячено ознайомленню з основами гідрогеології – науки, яка має найширше застосування в інженерно-геологічній практиці, в третій висвітлюються основи ґрунтознавства й механіки ґрунтів, описано завдання й методику проведення інженерно-геологічних вишукувань. В тексті описи порід та геологічних процесів подаються у зв'язку з потребами будівельної практики. До кожної з глав подано контрольні запитання й завдання, які допоможуть студентам у підготовці до поточного й семестрового контролю, в кінці наведено список рекомендованої і використаної літератури.

При написанні окремих глав посібника використані матеріали з посібників В. Ананьєва, Л. Передельського (1980), В. Кононова, А. Крисенко, В. Швеця (1978), М. Зоценка та ін. (2003), А. Шостака (2010).

ЧАСТИНА I. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ З ГЕОЛОГІЇ

ВСТУП

ПРЕДМЕТ, ОСНОВНІ ГАЛУЗІ, МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ І ЗНАЧЕННЯ ГЕОЛОГІЇ

Назва "геологія" походить від двох грецьких слів: гео - Земля і logos - поняття, вчення, наука. Отже, геологія - це комплекс наук про будову й розвиток Землі. Втім, Земля як об'єкт може вивчатися з різних позицій. Тому її вивчає низка наук: астрономія, геодезія, фізична географія, геофізика, геохімія тощо. Кожна з цих наук має свій предмет і методи дослідження.

Астрономія вивчає Землю як космічне тіло, як планету Сонячної системи; геодезія - форму і розміри Землі; фізична географія - поверхню Землі, її природу; геофізика і геохімія займаються дослідженнями фізичних властивостей і хімічного складу Землі.

Особливістю геології є те, що вона займається вивченням надр Землі. Основне завдання геології полягає у вивченні будови, складу та історії розвитку Землі, насамперед її верхньої оболонки - літосфери.

Із зростанням відомостей про Землю з геології виділилась низка споріднених наук: мінералогія, петрографія, динамічна геологія, геотектоніка, палеонтологія, історична геологія, геоморфологія, геохімія, геофізика тощо.

Геологічні науки висвітлюють певне коло питань, а саме:

- науки, що вивчають речовинний склад Землі, - кристалографія, мінералогія, петрографія, літологія;
- науки про будову Землі і процеси, які відбуваються в ній, - геотектоніка, динамічна геологія, вулканологія, сейсмологія, морська геологія;
- науки, що вивчають історію Землі, - палеонтологія, історична геологія, палеогеографія;
- науки прикладного характеру - вчення про корисні копалини, гідрогеологія, інженерна геологія тощо.

Розглянемо коротко зміст основних з названих наук:

- *мінералогія* – фізичні властивості і хімічна природа мінералів, тобто природних хімічних сполук, які беруть участь у будові земної кори;
- *петрографія* – склад, будова, походження і умови залягання гірських порід;
- *геотектоніка* – рухи, будова і розвиток земної кори (літосфери), форми залягання верств гірських порід;
- *динамічна геологія* – процеси, які змінюють земну кору і вигляд Землі в цілому;
- *палеонтологія* – наука про давні викопні організми, їх будову, розвиток, географічне поширення в різні періоди історії Землі; вона тісно пов'язана з зоологією і ботанікою, бо з її допомогою вивчають історію розвитку рослинного і тваринного світу;
- *історична геологія* – геологічна історія Землі від найдавніших часів до сучасної епохи, встановлює послідовність змін, які відбувалися протягом існування планети;
- *палеогеографія* – фізико-географічні умови, які існували на поверхні Землі у минулі геологічні епохи, історія розвитку географічної оболонки;
- *геоморфологія* – форми рельєфу земної поверхні, їх походження і розвиток;
- *вчення про корисні копалини* – дослідження генези, закономірностей поширення і форм залягання корисних копалин;
- *гідрогеологія* – умови залягання води у земній корі, її склад, походження і властивості;
- *інженерна геологія* – вивчає земну кору як середовище життя та різноманітної діяльності людини, проблеми впливу людини на літосферу та довкілля.

Усі геологічні науки тісно пов'язані між собою і дають загальну картину будови і розвитку земної кори і Землі в цілому.

Вивчення речовинного складу земної кори і геологічних процесів, які в ній відбуваються, проводиться за допомогою різних методів. Перш за все це метод спостереження – безпосереднє вивчення гірських порід у природних відслоненнях на берегах річок, озер, морів, у шахтах та інших гірничих виробках. Найбільш повні та всебічні спостереження проводяться

у процесі геологічного знімання. Останнє називають також геологічним картуванням, бо воно завжди або супроводжується складанням геологічної карти або спирається на геологічну карту і вносить в неї ті чи інші доповнення і уточнення. Відомості про глибокі горизонти земної кори і верхньої мантії отримують в процесі вивчення вилитої на поверхню магми. Окрім прямих методів, у вивченні речовини земної кори використовують оптичні та деякі інші фізичні й хімічні методи дослідження (рентгеноструктурні, спектрографічні тощо) з широким застосуванням математичних методів для обробки даних. В останні десятиріччя у геології використовуються експериментальні методи, які дають змогу моделювати геологічні процеси, одержувати в лабораторних умовах штучні мінерали, гірські породи тощо. Під час регіональних досліджень використовують дистанційні методи, коли спостереження здійснюються з вертольотів, літаків і космічних кораблів. Для вивчення глибинної будови земної кори і Землі в цілому також використовують опосередковані методи пізнання, зокрема геофізичні, засновані на вивченні фізичних властивостей гірських порід.

Геологія тісно пов'язана з географією, хімією, ботанікою, зоологією та іншими науками природничого циклу. Вона є основою для вивчення спеціальних географічних дисциплін: фізичної географії, загального землезнавства, геоморфології тощо. Геологія має велике значення у пізнанні еволюції географічної оболонки. Вивчення родовищ різних видів корисних копалин є необхідним елементом для глибокого розуміння курсу економічної географії.

Зв'язок з хімією проявляється в тому, що геологія вивчає хімічний склад земної кори, походження, властивості, використання природних хімічних сполук - мінералів. Вивчення мінералів розкриває суть хімічних процесів, які відбуваються у природі і можуть бути відтворені в лабораторних умовах. Крім цього, надрові багатства є основним джерелом сировини для хімічної промисловості.

Зв'язок з біологією проявляється в тому, що геологія, зокрема її окремий розділ - палеонтологія, дає неоціненний матеріал у вигляді скам'янілостей для вивчення історії виникнення і розвитку органічного світу.

З іншого боку вивчення умов життя сучасних рослинних і тваринних організмів допомагає геологам більш упевнено відтворювати палеогеографічні умови минулих періодів історії Землі.

Геологія тісно пов'язана з практичною діяльністю людини. Вона допомагає виявляти родовища різноманітних корисних копалин, що використовуються у промисловості, сільському господарстві. Тільки після інженерно-геологічного обґрунтування проектів розпочинають будівництво великих житлових будинків і промислових об'єктів, залізничних і шосейних шляхів сполучення, гідроелектростанцій, тунелів, каналів, нафто- і газопроводів тощо. Гірські породи і рельєф є важливими чинниками ґрунтоутворення, які потрібно завжди враховувати в сільськогосподарській діяльності.

Разом з тим, слід пам'ятати, що надто інтенсивне, не раціональне використання надрових багатств може завдати непоправної шкоди як мінеральним ресурсам (призвести до їх виснаження), так і навколишньому природному середовищу загалом. Тому охорона і раціональне використання надр Землі набувають дедалі більшої актуальності.

РОЗДІЛ І. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ

ГЛАВА 1. ВНУТРІШНЯ БУДОВА
Й ПОХОДЖЕННЯ ЗЕМЛІ

1.1. Внутрішня будова й фізичні властивості Землі

Сучасні уявлення про внутрішню будову Землі отримані з допомогою геофізичних методів, головним чином, сейсмічного. Останній ґрунтується на вивченні швидкостей поширення в надрах Землі пружних коливань, які виникають під час землетрусів і штучних вибухів. Хвилі, які поширюються від гіпоцентрів природних або штучних землетрусів, розділяють на поздовжні і поперечні. Поздовжні хвилі поширюються в твердому і рідкому середовищах, поперечні - лише в твердому. Швидкість поширення пружних коливань залежить від щільності порід, в яких вони поширюються, вона зростає із збільшенням щільності.

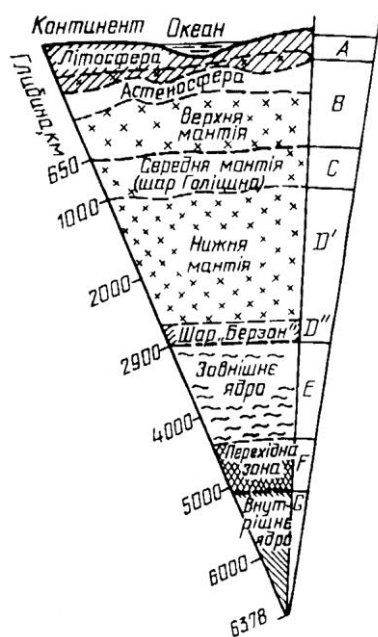


Рис. 1. Схема внутрішньої будови Землі

Сейсмічним методом всередині Землі виділено декілька концентричних оболонок або геосфер, яким присвоєні букви латинського алфавіту (рис. 1).

Земна кора (шар А) - верхня тверда оболонка Землі. Має різну потужність і будову під континентами та океанами, у зв'язку з чим розрізняють два типи кори: континентальний та океанічний.

Кора континентів характеризується середніми потужностями в 35...40 км, типовими для рівнинних територій - платформ, максимальні значення потужностей фіксуються у високірних районах (понад 70 км під Гімалаями).

В будові кори виділяють три шари (зверху вниз): осадовий, гранітно-метаморфічний і базальтовий (рис. 2).

Осадовий шар складений породами, що утворились шляхом осадження з вод морів, озер, річок. Найбільш типовими з них є пісковики,

вапняки, глини, мергелі тощо. Потужність шару, як правило, не перевищує 10... 15 км, а швидкість поширення поздовжніх хвиль – 1,5...5 км/с. Нижче залягає гранітно-метаморфічний шар, складений породами з високим вмістом кремнезему (граніти), утвореними шляхом кристалізації з магми і породами, які сформувалися з осадових

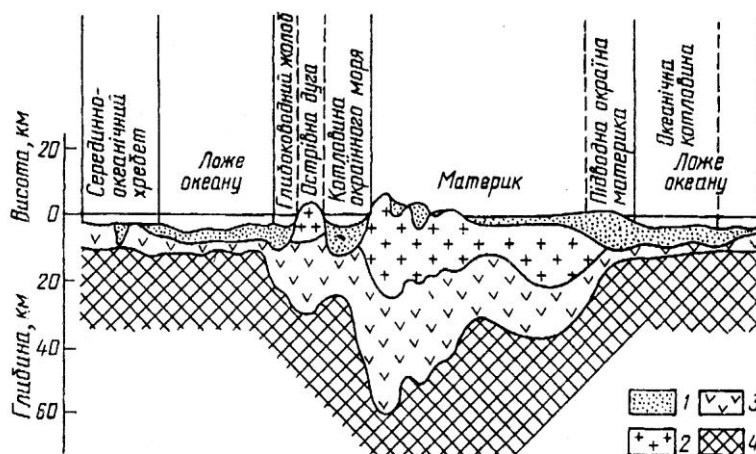


Рис. 2. Будова земної кори: 1 – осадовий шар; 2 – гранітно-метаморфічний шар; 3 – базальтовий шар; 4 – мантія

та магматичних порід під впливом високих температур і тисків (гнейси, кристалічні сланці та ін.). Потужність шару 10...20 км, швидкість поздовжніх хвиль у ньому - 5,5...6,2 км/с. Підшву шару називають *поверхнею Конрада*, за прізвиськом австрійського геолога, який встановив її у 1925 році.

Поверхня Конрада відділяє гранітно – метаморфічний шар від базальтового, що залягає нижче. Слід відмітити, однак, що поверхня Конрада, яка фіксується сейсмологами за стрибком в швидкостях поширення пружних коливань, інколи не відбиває речовинних неоднорідностей в розрізі земної кори і може бути інтерпретована з інших позицій. Це підтвердилось, зокрема, при бурінні Кольської надглибокої свердловини. За прогнозами геофізиків, ця свердловина вже на глибині 7 км повинна була ввійти у базальтовий шар. Базальтів, однак, не виявлено і до глибини 12 км, а зафіксований на глибині 7 км стрибкоподібний ріст швидкості поширення сейсмічних хвиль, пояснюється ущільненням порід на значних глибинах. Базальтовий шар складений в основному продуктами вулканічних вивержень (базальтами) та метаморфічними породами (амфіболітами). Потужність його може досягати 40 км, а швидкість поздовжніх хвиль – 6,5...7,4 км/с.

Для будови *океанічної кори* характерні менші потужності (в середньому 5-10 км) і також трьохшарова структура. Верхній осадовий шар складений пухкими глибоководними осадками потужністю найчастіше в декілька сотень метрів; швидкість поширення сейсмічних хвиль у ньому 1,5...2,5 км/с. Другий шар - базальтовий, потужністю до 3 км із швидкістю поздовжніх хвиль 2,2...5,5 км/с. Третій шар, складений

основними і ультраосновними породами (габро, перидотитами, серпентинітами), має середню потужність 5 - 6 км, швидкість поширення сейсмічних хвиль у ньому – 6,4...7,2 км/с.

Кора *перехідного* типу, яка володіє ознаками як континентальної, так і океанічної, спостерігається у районах зчленування океанічної та континентальної кори (наприклад, на західному узбережжі Тихого океану).

Нижньою межею земної кори під континентами і океанами вважається поверхня *М о х о р о в и ч и ч а* (скорочено, *Мохо*, або *М*), названа за прізвищем хорватського геофізика, який у 1909 р. встановив на ній зміну швидкості поширення сейсмічних хвиль. Нижче залягає *м а н т і я*, розділена на верхню, середню та нижню.

Верхня мантія (шар *В*) простягається до глибини біля 410 км (за іншими даними до 650 км) і характеризується в цілому зростанням швидкості поширення поздовжніх сейсмічних хвиль з глибиною від 7,9 до 9 км/с. Однак, у межах верхньої мантії виявлений шар непостійної потужності, в якому знижується швидкість поширення поперечних хвиль. Вважається, що речовина в цьому шарі знаходиться у стані часткового розплавлення, володіє пониженою в'язкістю, пластичністю. Шар називається *а с т е н о с ф е р о ю* (або шаром Гутенберга, за прізвищем американського геофізика). Астеносфера відіграє вирішальну роль в тектонічних процесах товщ, що залягають вище, тут фіксуються осередки глибокофокусних землетрусів, проходить зародження магматичних розплавів, які з появою сприятливих умов, вторгаються в товщу земної кори.

Земна кора разом з надастеносферним шаром верхньої мантії складають *л і т о с ф е р у* ("кам'яну оболонку") Землі, єдиний жорсткий шар, який ніби "плаває" в пластичній астеносфері. Вважається, що верхня мантія складена темними щільними породами, можливо перидотитами, дунітами, еклогітами.

Середня мантія (або шар *С*, шар Голіцина, за прізвищем російського геофізика) простягається до глибини 1000 км. Швидкість поздовжніх хвиль тут 9...11,4 км/с, за складом вона принципово не відрізняється від верхньої.

Нижня мантія (шари *Д'* і *Д''*) має потужність майже 2 тис.км і простягається до 2900 км. Тут спостерігається поступове зростання значень сейсмічних хвиль в шарі *Д'* (до 13,6 км/с для поздовжніх коливань) і деяке зниження швидкостей в шарі *Д''*. Межа між мантією і ядром носить назву поверхні *Віхерта - Гутенберга*.

Нижче розміщується ядро Землі, розділене на зовнішнє (шар E) і внутрішнє (шар G). У зовнішнє ядро не проходять поперечні хвилі, у зв'язку з чим припускають, що речовина у ньому знаходиться в розплавлено - рідкому стані. Нижня межа його - 4980 км. Внутрішнє ядро займає серцевину Землі і має радіус 1250 км. Воно пропускає поздовжні (11,4 км/с) і поперечні хвилі, тому вважають, що речовина знаходиться тут в твердому стані, очевидно, близькому до розплаву. Ядро володіє електропровідністю, що на думку деяких дослідників може вказувати на металізований або плазмовий стан його речовини. Щодо мінерального складу ядра існують дві версії: згідно з першою - ядро залізо-нікелеве, за другою - воно силікатне, як і мантія.

Середня щільність Землі за геофізичними даними становить 5,52 г/см³. Щільність порід земної кори коливається в межах 2,4...3,0 г/см³ (в середньому біля 2,8 г/см³). Таким чином, в мантії і ядрі Землі повинно спостерігатися значне зростання цього показника. Дійсно, у верхній мантії щільність становить 3,3...3,4 г/см³, в нижній - 5,6...5,7 г/см³; у зовнішньому ядрі значення щільності досягають 11...11,5, у внутрішньому – до 12,5 г/см³. Розрахунки тиску, проведені згідно із вказаними значеннями щільності, показують, що в підшві земної кори він становить близько 1 ГПа, на межі мантії і ядра - 137 ГПа і в центрі Землі - 361 ГПа, що відповідає тиску поблизу фронту ударної хвилі, яка виникає при ядерному вибуху.

Навколо Землі існує поле тяжіння, зумовлене її масою. Це поле називається гравітаційним. Дослідженнями встановлено його неоднорідність на поверхні планети. Заміряні з допомогою гравіметрів значення прискорення вільного падіння поступово міняються від полюсів до екватора від 983 до 978 см/с², тобто відрізняються на 0,5%. Однак, на фоні цієї загальної закономірності спостерігаються численні відхилення - *гравітаційні аномалії*, які бувають додатними та від'ємними. Додатні аномалії фіксуються над ділянками, де на глибині залягають породи зі щільністю більшою ніж в оточуючих порід, від'ємні - над ділянками, складеними легкими породами. На Землі великі додатні аномалії відмічаються, наприклад, над глибоководними жолобами в океанах, від'ємні - у високогірних областях континентів, що дозволяє допускати, що в основі гір залягають легкі породи, типу гранітів, а в океанах на незначних глибинах - важкі породи типу базальтів.

За В. Магницьким, прискорення вільного падіння міняється і з глибиною. При цьому до межі мантиї і ядра спостерігається його поступовий ріст і максимальні значення на глибині 2900 км досягають 1068 см/с^2 . В ядрі прискорення вільного падіння поступово падає, досягаючи 63 см/с^2 на глибині 6200 км і 0 в центрі Землі.

Земля володіє дипольним магнітним полем, на що вказав ще у 1600 році англієць У. Гільберт. Магнітне поле простягається на віддаль до 93 тис. км від поверхні Землі. Магнітні полюси розміщуються поблизу географічних, але не співпадають з ними. Північний магнітний полюс розміщений в Антарктиді, поблизу Південного Географічного, а Південний - поблизу Північної Гренландії біля Північного Географічного, тому північний кінець магнітної стрілки приблизно вказує на північ, а південний - на південь. Кут між віссю диполя і віссю обертання Землі становить приблизно 11° . Вважається, що виникнення магнітного поля зумовлене дією електричних струмів, що виникають при обертанні Землі і пов'язані з конвективними рухами речовини у рідкому зовнішньому ядрі (динамотеорія Френкеля-Ельзасера).

Характерною особливістю магнітного поля Землі є його мінливість у часі. Встановлено, що залізовмісні мінерали (феромагнетики) мають властивість фіксувати орієнтацію магнітного поля на час їхнього утворення. З таких позицій було доведено, що магнітне поле на протязі геологічної історії часто переживало і н в е р с і ї, тобто зміну магнітних полюсів. Таким чином, дані вивчення давнього магнетизму або п а л е о м а г н е т и з м у можуть використовуватись для вирішення конкретних завдань геологічної історії Землі (розчленування і співставлення товщ гірських порід, встановлення віку ложа океанів тощо).

Т е п л о в е п о л е Землі визначається в основному двома джерелами: сонячним теплом і теплом, яке генерується в надрах планети і виноситься до її поверхні *тепловим потоком*. Сонячне тепло визначає температуру лише верхніх частин земної кори, на глибину, що не перевищує перших десятків метрів до так званого *нейтрального шару*, або поясу постійних температур. Температура цього поясу відповідає середньорічній для даної місцевості, а глибина залежить від географічного положення території. Нижче нейтрального шару спостерігається поступовий ріст температури з глибиною, який характеризується такими величинами як геотермічний градієнт і геотермічний ступінь. *Геотермічний градієнт* показує зміну температури на

одиницю глибини, в середньому для Землі він рівний $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 100 м. *Геотермічний ступінь* - це інтервал глибини, в якому температура змінюється на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, середня його величина становить 33 м. Вказані величини градієнта та ступеня характерні лише для верхніх частин земної кори, з глибиною градієнт, очевидно, падає, а ступінь зростає. Температура, заміряна в Кольській надглибокій свердловині на глибині 11 км була біля $200\text{ }^{\circ}\text{C}$, що відповідає геотермічному ступеню 19...20 м. Розрахунки геофізиків показують, що на глибині біля 400 км температура може становити близько $1600\text{ }^{\circ}\text{C}$, на глибині 2900 км, тобто на межі мантії і ядра, біля $2500\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в центрі Землі досягає $5000\text{ }^{\circ}\text{C}$. Основними джерелами глибинного тепла Землі вважаються: 1) радіогенне тепло, тобто тепло, що утворюється при розпаді радіоактивних ізотопів; 2) тепло, що виділяється внаслідок гравітаційної диференціації речовини мантії (перерозподіл за щільністю); 3) тепло, яке вивільнюється в надрах при перебігу деяких хімічних реакцій.

1.2. Походження Землі

Питання походження Землі і Сонячної системи хвилювало вчених ще з глибокої давнини, однак перші наукові спроби пояснення проблеми відносяться лише до XVIII ст. Відомий радянський вчений, полярник О. Шмідт згрупував всі запропоновані гіпотези у три класи.

До п е р ш о г о класу відносяться гіпотези, які виходять з постулату про утворення Сонця та планет із єдиного матеріалу (туманності). Це відомі гіпотези Канта Лапласа, Фесенкова, Войткевича, недавно запропоновані уявлення Рудника і Соботовича та ін.

Д р у г и й клас об'єднує гіпотези, згідно з якими планети виникли з речовини Сонця (гіпотези Бюффона, Мультона і Чемберліна, Джінса, Джеффра, Крата і ін.). І, нарешті, до т р е т ь о г о класу входять гіпотези, які не об'єднують Сонце та планети спільністю походження. Найбільш відомою є гіпотеза Шмідта. Зупинимось коротко на характеристиці гіпотез кожного класу.

У 1755 році німецький філософ І. Кант висловлює думку, що первісний Всесвіт складався з нерухомих пилоподібних частинок різної щільності. Сили гравітації спричинили їхній рух, співударяння однієї з одною і налипання їх одна на одну (*акреція*), утворення центрального розжареного згустка - Сонця. Подальші зіткнення частинок призвели до обертання Сонця і разом з ним пилової хмари. В пиловій хмарі поступово

утворювались окремі згустки речовини - зародки майбутніх планет, навкруги яких за подібною схемою сформувалися супутники. Утворена таким шляхом Земля на початку свого існування уявлялась холодною.

Французький астроном і математик П. Лаплас запропонував дещо відмінний варіант. Сонячна система, на його думку, утворилась з розжареної газової туманності з центральним згустком, яка оберталася і стискала під дією всесвітнього тяжіння. При подальшому охолодженні швидкість обертання туманності зростала і по периферії від неї відшаровувалися кільця, котрі у свою чергу розпадались на згущення - майбутні планети. Планети на початковій стадії являли собою розжарені газові кулі, які поступово охолоджувалися і затвердівали.

Гіпотеза Канта - Лапласа була панівною в космогонії аж до початку ХХ ст. і зіграла прогресивну роль, служачи основою природничих наук, у тому числі й геології. Головним недоліком гіпотези стала неспроможність пояснити розподіл всередині Сонячної системи моменту кількості руху (МКР). МКР визначається як добуток маси тіла на відстань від центру системи і швидкість його обертання. Дійсно, виходячи з факту, що Сонце володіє більше 90% всієї маси системи, воно повинно мати і найвищий МКР. Насправді ж, Сонце має лише 2% загального МКР, планети ж, особливо планети-гіганти, - решту 98%.

Вказане протиріччя спробував пояснити радянський вчений В. Фесенков (1960). Згідно з його гіпотезою, Сонце і планети утворилися внаслідок ущільнення гігантської туманності - "глобули". Туманність була дуже розрідженою матерією, складеною в основному з водню, гелію і невеликої кількості важких елементів. Під дією сили гравітації в центральній частині (глобули) виникло зіркоподібне згущення - Сонце, яке швидко оберталося. Внаслідок еволюції сонячної речовини в оточуюче його газове-пилоче середовище із Сонця час від часу відбувалися викиди матерії. Це призводило до втрати Сонцем частини своєю маси і передачі утворюваним планетам значної частини МКР. Формування планет проходило шляхом акреції речовини туманності.

Американські дослідники - геолог Т. Чемберлін і астроном Ф. Мультон на початку ХХ століття запропонували подібні гіпотези, згідно з якими планети утворилися з речовини газових віток спіралей, "витагнутих" із Сонця зіркою, що пройшла на досить близькій віддалі від нього. Ними було введено в космогонію поняття "п л а н е т е з и м а л і", тобто згустки сконденсованої з

газів первісної речовини, які стали ембріонами планет та астероїдів. Англійський астрофізик Д. Джінс (1919) припустив, що при зближенні з Сонцем іншої зірки з останнього відірвався сигароподібний виступ, який у подальшому розпався на окремі згустки, причому з середньої потовщеної частини "сигари" утворились великі планети, а по її краях - дрібні.

Оригінальну гіпотезу висунув у 1944 р. радянський дослідник О. Шмідт, учні якого в наступні роки дали її фізико-математичне обґрунтування. Це так звана метеоритна гіпотеза (рис. 3).

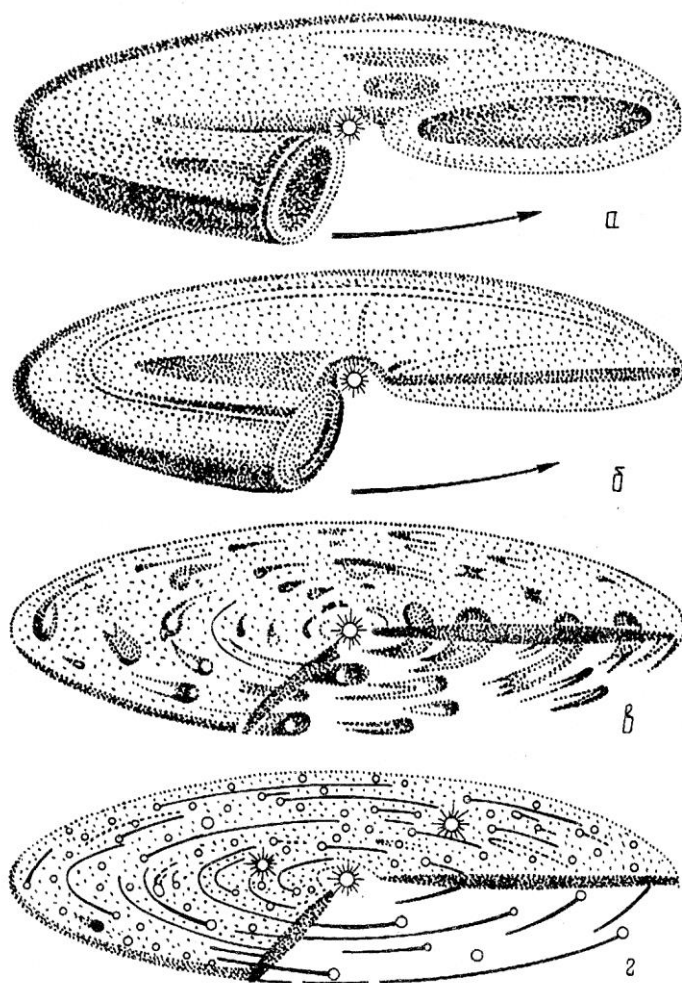


Рис. 3. Утворення планет за гіпотезою
О. Ю. Шмідта

В гіпотезі проблема утворення Сонця не розглядається. Згідно з її положеннями, Сонце на одній із стадій свого розвитку захопило холодну газово-пилову (метеоритну) хмару. До цього Сонце володіло дуже малим МКР, хмара ж оберталася зі значною швидкістю. В сильному гравітаційному полі Сонця почалася диференціація метеоритної хмари за масою, щільністю і розмірами.

Частина метеоритного матеріалу потрапила на Сонце, інша, внаслідок процесів акреції утворювала згустки - зародки планет та їх супутників.

Значна роль в гіпотезі відводиться дії "сонячного вітру" - тиску сонячного випромінювання, яке відкидало легкі газові компоненти на периферію системи. Утворена таким чином Земля була холодним тілом, подальший розігрів зв'язується з радіогенним теплом, гравітаційною диференціацією та іншими джерелами внутрішньої енергії планети.

Великим недоліком гіпотези дослідники вважають дуже низьку імовірність захоплення Сонцем подібної метеоритної хмари.

Прикладом гіпотез, які з'явилися у літературі порівняно недавно, можуть служити погляди В. Рудника і Е. Соботовича (1984). Згідно з їхніми уявленнями (*модель поліхронно-гетерогенної акреції Землі*), ініціатором процесів в газово-пиловій туманності міг послужити близький вибух "наднової" зірки. Під дією вибуху почався стиск туманності і утворення центрального згустка - Сонця. В подальшому проходила передача електромагнітним чи турбулентно-конвективним шляхом МКР від Сонця планетам, утворення кілець, подібних як у Сатурна, акреція матеріалу кілець спочатку в планетезималі, а потім в планети.

Існують різні точки зору стосовно послідовності формування внутрішніх частин планети. Згідно з однією із них, Земля спочатку була невідсортованим конгломератом залізо-силікатної речовини, в подальшому внаслідок гравітації відбулось розділення на залізне ядро і силікатну мантію - г о м о г е н н а а к р е ц і я. Прихильники г е т е р о г е н н о ї а к р е ц і ї вважають, що спочатку акумулювалось тугоплавке залізне ядро, потім на нього налипали більш легкоплавкі силікатні частинки. Залежно від вирішення цього питання, мова може йти і про ступінь первісного розігріву Землі. Справді, зразу ж після свого утворення, планета почала розігріватись внаслідок сумісної дії декількох чинників: бомбардування її поверхні планетезималями, що супроводжувалось виділенням тепла; розпаду радіоактивних ізотопів, у тому числі короткоживучих ізотопів алюмінію, йоду, плутонію та ін.; гравітаційної диференціації надр (з позицій гомогенної акреції). На думку деяких дослідників, на цій ранній стадії формування планети її зовнішні частини могли перебувати у стані, близькому до розплаву.

Контрольні запитання й завдання.

1. Що таке земна кора?
2. Охарактеризуйте будову мантії і ядра Землі.
3. Назвіть середні щільності для різних геосфер Землі.
4. Як змінюється прискорення вільного падіння по поверхні планети і з глибиною?
5. Дайте характеристику магнітного поля Землі.
6. Якими чинниками визначається теплове поле Землі?
7. Що таке геотермічний градієнт і геотермічний ступінь?
8. Чим відрізняються класи космогонічних гіпотез?

РОЗДІЛ II. РЕЧОВИННИЙ СКЛАД ЗЕМНОЇ КОРИ

ГЛАВА 2. ГЕОХІМІЯ ВНУТРІШНІХ ГЕОСФЕР ЗЕМЛІ

2.1. Хімічний склад Земної кори

Земна кора складена гірськими породами різного походження, що є природними мінеральними агрегатами. Мінерали ж, у свою чергу, складаються з хімічних елементів. Тому, щоб дістати уявлення про хімічний склад земної кори, вивчають хімічний склад порід і мінералів, відібраних на поверхні Землі, в гірничих виробках (шахтах, рудниках, кар'єрах), в бурових свердловинах, на дні морів та океанів. При цьому найбільш достовірні відомості дістають лише для верхньої частини кори (до глибини 10...20 км). Для суджень про хімічний склад глибинних геосфер використовують дані аналізів метеоритів, зразків порід, привезених з Місяця радянськими космічними станціями "Луна-16", "Луна-20", "Луна-24", американськими кораблями "Аполлон-11", "Аполлон-12", результати хімічних аналізів продуктів вулканічних вивержень.

Узагальнення результатів скрупульозних досліджень декількох поколінь дослідників, у тому числі Г. Вашингтона, В. Вернадського, О. Виноградова, О. Ферсмана, І. Фогта, Ф. Кларка, Р. Тейлора та ін. дозволило встановити середній вміст хімічних елементів у земній корі, розрахований на весь її об'єм і виражений у вагових (масових) чи об'ємних відсотках, який, за пропозицією О. Ферсмана, прийнято називати кларковим вмістом чи просто *кларком* (на честь американського геохіміка Ф. Кларка). Останній займався вивченням хімічного складу гірських порід понад 40 років і вперше опублікував результати своїх аналізів у 1889 році. Кларк виходив з припущення, що земна кора до глибини 16...20 км складена на 95% з магматичних та метаморфічних порід і на 5% - з порід осадових. Для підрахунків було використано величезну кількість аналізів гірських порід з різних куточків планети. При цьому виявилось, що осадові породи складені головним чином сланцями (4%), пісковиками (0,75%) та вапняками (0,25%). Підраховано було також, що 95% інтрузивних (глибинних) магматичних порід складають граніти і гранодіорити, а 98%

усіх вивержених порід – базальти і піроксенові андезити. Пізніше було встановлено широке поширення і деяких інших ефузивних (вулканічних) порід: ріолітів і дацитів.

У 1924 р. Ф. Кларк на основі аналізів 700 магматичних порід установив їх середній мінеральний склад (%): польові шпати – 59,5; піроксени і амфіболи – 16,8; кварц – 12,0; біотит – 3,8; сфен, рутил, ільменіт – 1,5; апатит – 0,6; пірит, кальцит, хлорит та ін. – 5,8. Враховуючи високий вміст магматичних порід у земній корі, їх середній склад, розрахований за даними понад 5000 аналізів із вище зазначених 700 зразків порід з колекції американського петрографа Г. Вашингтона, Ф. Кларк і Г. Вашингтон прийняли як “середній хімічний склад земної кори” (табл. 1).

Таблиця 1

Хімічний склад земної кори

Елементи	Вміст хімічних елементів (маса,%)			
	За Ф. Кларком, Г. Вашингтоном, 1924	За В. Гольдшмідтом, 1954	За О. Виноградовим, 1962	За О. Роновим і О. Ярошевським, 1976
Кисень	49,52	46,60	49,13	46,50
Силіцій	25,75	27,72	26,00	25,70
Алюміній	7,51	8,13	7,45	7,65
Залізо	4,70	5,00	4,20	6,24
Кальцій	3,29	3,63	3,25	5,79
Натрій	2,64	2,83	2,40	1,81
Магній	1,94	2,09	2,35	3,23
Калій	2,40	2,59	2,35	1,34
Водень	0,88	-	1,00	0,16

Норвезький геохімік В. Гольдшмідт, виходячи з близькості середнього хімічного складу магматичних порід і сланців, розрахував хімічний склад земної кори за даними 77 аналізів льодовикових глин із Норвегії. Отримані дані виявились досить близькими до результатів розрахунків Ф. Кларка і Г. Вашингтона (табл. 1). Однак, ці та інші дані загалом відображають лише склад континентів (континентальної кори).

Американець П. Полдерваарт (1955) опублікував дані хімічних аналізів порід з глибоких океанічних областей, континентальних щитів, молодих складчастих областей і схилів континентальних платформ. Отримані результати безсумнівно повніше відображають середній склад земної кори, у тому числі її океанічного типу.

У 1976 р. радянські геохіміки О. Ронов і О. Ярошевський розрахували середній хімічний склад земної кори, врахувавши співвідношення різних типів кори: континентального (64%), субконтинентального (15%) і океанічного (21%), а також результати досліджень гірських порід, доставлених з Місяця та з глибоких зон океанів (табл. 1). Можна побачити, що дані опубліковані Ф. Кларком ще у 1924 р. і дані, отримані з врахуванням новітніх досліджень різняться незначно (до 3%). Це може свідчити про те, що усі вони близькі до істинних значень середнього вмісту основних хімічних елементів у земній корі.

2.2. Середній хімічний склад Землі

Вперше матеріали про середній хімічний склад Землі були опубліковані у 1919 р. українським геохіміком П. Чирвінським. Сучасні уточнені розрахунки ґрунтуються на геофізичних даних про внутрішню будову планети, відомостях про середню щільність планети, склад метеоритів та ін.

Так, згідно з В. Рама-Мурті та Г. Холлом (1970), середній склад Землі відповідає суміші 40% матеріалу типу *вуглистих хондритів* (хондрити з вмістом органічних сполук абіогенного походження, гідратованих силікатів, сульфатів, оксидного і закисного заліза), 50% звичайних хондритів і 10% залізистих хондритів. Однак, у порівнянні з хондритами, Земля збіднена K і Rb відносно U, Sr та інших тугоплавких елементів. Для Землі характерна дуже сильна диференціація: K, Rb, Ba, U, Th зосереджені майже повністю у земній корі; тут вони концентруються значно енергійніше, ніж лужні метали та інші легкоплавкі та леткі елементи. Цей факт вказує на глобальну збідненість планети леткими елементами, які, очевидно, були втрачені ще до початку формування планети чи на ранніх стадіях її розвитку. Найбільш суттєві результати обрахунків середнього хімічного складу Землі подано у табл. 2.

Найбільше поширення в Землі мають 4 хімічні елементи: залізо, кисень, силіцій та магній, частка яких за даними різних авторів коливається дуже незначно (90,48 – 92,0%). Другу за поширеністю групу хімічних елементів складають S, Ni, Ca, Al (6,5 – 7,7%). Вміст усіх інших хімічних елементів періодичної таблиці Менделєєва таким чином не перевищує 2%.

Середній хімічний склад Землі

Хімічні елементи	Масовий вміст елементів, %						
	За О. Ферсманом, 1932	За В. Рама-Мурті і Г. Холлом, 1970	За Р. Ганапаті і Е. Андерсом, 1974	За Д. Смітом, 1979	За Д. Морганом і Е. Андерсом, 1980	За В. Рудником і Е. Собоновичем, 1982	За Б. Мейсоном, 1978
Fe	37,04	29,30	35,87	31,70	32,07	41,67	34,60
O	28,56	30,75	28,50	31,30	30,12	27,27	29,50
Si	14,47	14,73	14,34	15,10	15,12	12,23	15,20
Mg	11,03	15,70	13,21	13,70	13,90	10,68	12,70
S	1,44	4,65	1,84	2,91	2,92	1,41	1,93
Ni	2,96	1,65	2,04	1,72	1,82	3,14	2,39
Ca	1,38	1,54	1,93	2,28	1,54	1,06	1,13
Al	1,22	1,29	1,77	1,83	1,41	1,02	1,09
Cr	0,26	-	0,478	0,416	0,41	-	-
P	0,12	-	0,215	0,18	0,19	-	-
Na	0,52	0,30	0,158	0,085	0,12	-	-
Ti	-	-	0,10	0,093	0,08	-	-
Mn	0,18	-	0,059	0,047	0,075	-	-
K	0,15	-	0,017	0,013	0,023	0,74	-

Порівняння хімічного складу земної кори, мантії і ядра показує, що у земній корі більш високий вміст O, Si, Al, K, Na, Ca й низький вміст Fe і Mg, а також Ni, Cr, Co та ін. Ця особливість розподілу хімічних елементів може знайти пояснення у хіміко-щільнісній (гравітаційній) диференціації речовини, яка відбувалася на початкових етапах формування планети і власне призвела до поділу її на тверді концентричні оболонки – геосфери.

Контрольні запитання й завдання.

1. Що таке кларк?
2. Чим відрізняється хімічний склад різних типів земної кори?
3. Перерахуйте найбільш поширені елементи земної кори та Землі.

ГЛАВА 3. МІНЕРАЛИ

3.1. Основні відомості з мінералогії і кристалографії

Мінералами називаються природні хімічні сполуки та самородні хімічні елементи, утворені внаслідок складних фізико-хімічних процесів в надрах земної кори чи на її поверхні. Це, власне кажучи, ті первісні "цеглинки" з яких побудована Земля. Налічують понад 2000, а з різновидами понад 6000, хоча найбільше поширення мають лише декілька сотень так званих "породотвірних" мінералів. В природі мінерали зустрічаються найчастіше у твердому вигляді, хоча відомі й рідкі та газоподібні мінерали. Переважна більшість твердих мінералів - це кристалічні утворення і незначна кількість їх - аморфні. У зв'язку з цим, зупинимось на деяких основних положеннях науки, що вивчає кристалічні форми мінералів к р и с т а л о г р а ф і ї. Як відомо, кристалічний стан речовини відрізняється закономірним розміщенням у просторі складових частинок (атомів, йонів, молекул), в аморфних речовин розміщення елементарних частинок хаотичне. Елементарні частинки в кристалічних мінералах утворюють так звані к р и с т а л і ч н і р е ш і т к и, які визначають їхні основні властивості.

Так, кристалічні тіла характеризуються а н і з о т р о п н і с т ю - фізичні властивості їх (теплопровідність, твердість тощо) однакові лише у паралельних напрямках і різні в непаралельних. Цю властивість кристалічних тіл часто демонструють простим дослідом. Шматочок кристалічного гіпсу умочують в розплавлений віск, дають останньому застигнути, а потім доторкаються до поверхні гіпсу гарячою голкою. Розтоплений віск має форму еліпсу, що вказує на те, що теплопровідність гіпсу різна у різних напрямках. Аморфні тіла - і з о т р о п н і (однакові властивості у різних напрямках).

Ще одна властивість кристалічних тіл - з д а т н і с т ь д о с а м о о г р а н е н н я, тобто утворення у відповідних умовах правильних багатогранників - кристалів. Мінерали з аморфною структурою утворюють землісті маси, натічні форми тощо. Утворення кристалів можна спостерігати, якщо, наприклад, у посудину з пересиченим розчином кухонної солі опустити на нитці так звану затравку. З часом вона перетвориться на кристалик солі кубічної форми.

Кристал, як геометричне тіло, характеризується гранями, ребрами і вершинами.

Г р а н і - це площини, які обмежують кристал; вони відповідають плоским сіткам граней кристалічної решітки.

Р е б р а - лінії, по яких пересікаються сусідні грані, відповідають рядам частинок, за якими пересікаються сітки граней решітки.

В е р ш и н и - точки, в яких пересікаються ребра, відповідають вузлам кристалічної решітки, де розміщені йони (атоми, молекули). Кути, утворені сусідніми гранями, носять назву **г р а н н и х** кутів. Вченими трьох країн (данцем Н. Стено, французом Р. де Ліллем і росіянином М. Ломоносовим) незалежно один від одного встановлено, що гранні кути у кристалів одного й того ж мінералу постійні (**з а к о н** **п о с т і й н о с т і** **г р а н н и х** **к у т і в**). Закон має важливе практичне значення, тому що, вимірюючи з допомогою спеціальних приладів – гоніометрів - кути між однотипними гранями в кристалах, можна діагностувати мінерали в найдрібніших кристаликах. Більшість мінералів у природі утворюють мікрокристалічні агрегати, зернисті маси тощо. І лише в окремих випадках, при сприятливих умовах рівномірного притоку однорідної речовини до кристала, що росте, можуть утворюватись правильні багатогранники, які мають **с и м е т р і ю**, тобто їхні елементи (грані, ребра, вершини) закономірно повторюються в просторі. Симетрію кристалів характеризують площина, вісь і центр симетрії, які називають ще **е л е м е н т а м и** **с и м е т р і ї**.



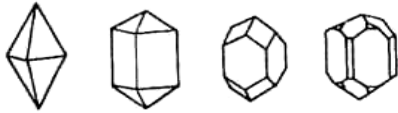

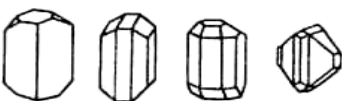
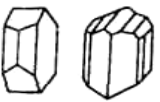

П л о щ и н а **с и м е т р і ї** (**P**) - це уявна площина, яка ділить кристал на дзеркально рівні частини. **В і с ь** **с и м е т р і ї** (**L**) - уявна лінія, при обертанні навколо якої на 360° , кристал декілька разів (2,3,4,6) повторює своє початкове положення в просторі. У кристалі можуть бути декілька осей симетрії - вісь симетрії другого порядку L_2 , вісь симетрії третього порядку L_3 і відповідно L_4 і L_6 . Вісь симетрії п'ятого порядку в кристалах не спостерігається. Вісь другого порядку називають віссю нижчого найменування, а осі симетрії L_3 , L_4 , L_6 - осями вищого найменування. **Ц е н т р о м** **с и м е т р і ї** (**C**) називається точка всередині кристала, в якій пересікаються і діляться навпіл всі прямі лінії, що сполучають відповідні точки на поверхні кристалу. Центр симетрії є у тих кристалів, у яких кожна грань має собі рівну і паралельну. У кожному кристалі існує певна сукупність елементів симетрії чи певна їх комбінація. Російський кристалограф А. Гадолін (1869) показав, що в кристалах можливі лише

32 комбінації елементів симетрії, названих кристалографічними класами або видами симетрії. Наприклад, у кубі присутні 3 осі симетрії четвертого порядку, 4 осі симетрії третього порядку, 6 осей другого порядку, 9 площин симетрії і центр. Вид симетрії куба можна записати у вигляді формули $3L_44L_3 6L_29PC$.

Усі види симетрії об'єднуються умовно за ступенем складності у 7 груп, які називаються сингоніями. Останні у свою чергу групуються в три категорії (табл. 3).

Таблиця 3

Кристалографічні сингонії та їх категорії

Категорія	Сингонія та відповідна форма кристалів	Мінімум елементів симетрії
Вища	Кубічна 	$4L_3$
Середня	Гексагональна 	L_6
	Тетрагональна 	L_4
	Тригональна 	L_3
Нижча	Ромбічна 	$3L_2$
	Моноклінна 	L_2, P
	Триклінна 	Немає елементів симетрії, С

Бувають випадки, коли однакові за хімічним складом мінерали утворюють різні кристалічні решітки і відносяться до різних сингоній, а, отже, мають і відмінні властивості. Таке явище називається *поліморфізмом*. Типовий приклад поліморфізму - алмаз і графіт, складені вуглецем. Перший кристалізується у кубічній сингонії, вважається найтвердішим мінералом, другий відноситься до гексагональної сингонії, дуже м'який. Явище

зворотного порядку, коли мінерали з подібним хімічним складом і подібною кристалічною структурою утворюють і однакові кристалічні форми, називається *ізоморфізмом*. При ізоморфізмі в кристалічній решітці мінералів одні атоми чи йони можуть заміщуватись іншими з близькими атомними чи йонними радіусами. При таких заміщеннях утворюються цілі ізоморфні ряди мінералів. Так, наприклад, при заміщенні йонів Mg йонами Fe утворюється ізоморфний ряд мінералів, крайніми членами якого є магнезит $MgCO_3$ і сидерит $FeCO_3$. Всі мінерали ряду утворюють кристали у вигляді ромбоєдрів, тобто кристалізуються у ромбічній сингонії.

3.2. Форми знаходження мінералів у природі

У природі мінерали зустрічаються в найрізноманітніших формах. Слід зазначити, що поодинокі кристали (монокристали), про які йшлося раніше, зустрічаються порівняно рідко. Набагато частіше мінералогія має справу із зростками кристалів. Зростки поділяються на закономірні і незакономірні (або мінеральні агрегати). Прикладом закономірних зростків можуть служити *двійники*, які утворюються внаслідок зростання (чи проростання) двох кристалів і характерні для гіпсу. Двійники, утворені зростанням декількох кристалів, називаються *полісинтетичними*, вони типові для польових шпатів.

Мінеральні агрегати поділяються на кристалічні, зернисті, землисті, конкреції, секреції, дендрити, натічні форми і псевдоморфози (рис. 4).

Серед *кристалічних агрегатів* виділяють друзи і щітки. *Друзи* - це скупчення кристалів різної величини на спільній основі. Наприклад, друзи гірського кришталю, аметисту тощо. Виникають при кристалізації мінеральної речовини з розчинів, що циркулювали по тріщинах чи в пустотах гірських порід.

Щітки - зростки дрібних кристалів на спільній основі.

Зернисті агрегати - це скупчення зерен одного чи декількох мінералів. Залежно від розміру зерен виділяють *грубозернисті* (з діаметром зерен понад 5 мм), *середньозернисті* (1-5 мм) і *дрібнозернисті* агрегати (розмір зерен до 1 мм). Зернисті агрегати властиві багатьом мінералам - піриту, галеніту, апатиту, корунду.

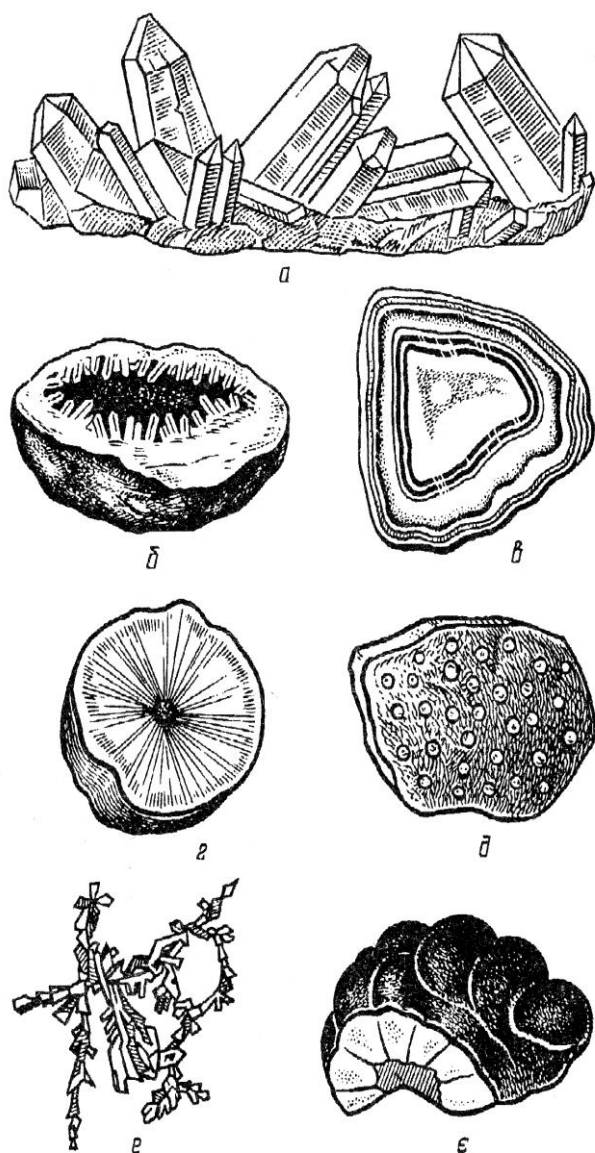


Рис. 4. Природні форми мінералів:
 а - друза кварцу; б - жеода кальциту;
 в - секреція агату; г- конкреція фосфориту;
 д - ооліти бокситу; е - дендрит самородної
 міді; є- натічна форма малахіту (нирка)

такі мінерали як аметист, халцедон, агат тощо.

К о н к р е ц і ї - це сферичні чи більш-менш округлі тіла часто з радіально - променистою будовою всередині. Формуються внаслідок відкладання мінеральної речовини навколо якого-небудь центра кристалізації. На відміну від секрецій відкладання речовини іде від центру до периферії. Конкреції особливо характерні для таких мінералів як фосфорит, марказит, сидерит. Дрібні конкреції зі шкаралупчастою будовою називають **о о л і т а м и**. Останні часто цементуються один з

Землисті агрегати - це пухкі мучнисті маси прихованокристалічної структури, кристалики з них розрізняються лише з допомогою мікроскопа. Легко розтираються руками. Прикладом можуть служити такі мінерали, як каолін, лімоніт, піролюзит тощо.

С е к р е ц і ї утворюються при заповненні мінералами порожнин у породі. При цьому у них часто відмічається концентрична будова, яка відбиває стадійність мінералоутворення. Процес виповнення порожнини мінеральною речовиною іде від периферії до центру. Дрібні секреції (до 10 мм у поперечнику), повністю виповнені мінералами, називають **м и г д а л и н а м и**. Великі секреції часто з порожниною, стінки якої покриті друзами кристалів або натічними утвореннями, називають **ж е о д а м и**. Секреції утворюють

одним у агрегати, які, залежно від розмірів кульок, бувають гороховими, ікр'яними тощо. Оолітова будова характерна для руд алюмінію, заліза, марганцю (боксит, сидерит, лімоніт, піролюзит), для деяких вапняків.

Дендрити - деревоподібні, плоскі, у вигляді плівок агрегати, які утворюються на стінках тріщин порід чи мінералів. Такі форми утворюють самородні елементи - срібло, мідь, золото. Характерні також для оксидів марганцю, заліза. Наглядний приклад - дендрити льоду на вікнах у мороз.

В печерах часто трапляються *натічні форми* мінеральних агрегатів сталактити і сталагміти. Утворюються вони при повільному стіканні розчинів, які швидко кристалізуються. Сталактити ростуть зверху вниз (звисають зі стелі печери), сталагміти назустріч їм, наростаючи на дні порожнини, і часто зливаються зі сталактитами в колоноподібні утворення. Найбільш відомі сталактити - бурульки льоду на дахах будинків. Характерні також для кальциту. Натічні форми можуть утворювати також кулеподібні чи неправильної форми тіла, з гладкою блискучою поверхнею - скляні голови (наприклад бура скляна голова, червона скляна голова, характерні, відповідно, для лімоніту і гематиту).

Іноколи у природі зустрічаються мінеральні утворення, кристалографічна форма яких не властива для даного мінералу. Це так звані псевдоморфи. Наприклад, внаслідок окиснення кристал піриту (FeS_2) може бути повністю заміщений лімонітом ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), при цьому зберігається форма попереднього мінералу - куб, не характерна для лімоніту, який утворює землісті маси, ооліти.

3.3. Фізико-діагностичні властивості мінералів

Для визначення мінералів у польових чи лабораторних умовах необхідно навчитись чітко встановлювати їхні основні діагностичні ознаки - фізичні та деякі хімічні. Знання діагностичних ознак дозволяє з достатньою достовірністю визначати найбільш поширені мінерали не тільки у великих зразках, але й у тих випадках, коли вони присутні в породах у вигляді невеликих вкраплень, уламків тощо. Основними діагностичними фізичними ознаками мінералів є їхні колір, блиск, твердість, спайність, злам, щільність, прозорість. Рідше використовуються магнітність, запах, смак тощо.

Колір мінералів визначається їх хімічним складом, кристалічною структурою, механічними домішками. Розрізняють колір мінералів в кусках і в

порошку. Справа в тому, що лише порівняно незначна кількість мінералів володіє постійним забарвленням (малахіт - зелений, сірка - жовта, кіновар - червона); багато мінеральних видів різнобарвні (флюорит може бути жовтий, коричневий, рожевий, зелений, фіолетовий, безбарвний; кварц - білий, чорний, димчастий, рожевий, зелений і т.д.). Тому надійнішою ознакою є колір порошку мінералу, або його риска. Колір риски визначають, потерши мінералом об шорстку поверхню фарфорової пластинки (бісквіта). Так, наприклад, колір риски різнобарвного флюориту завжди білий. Колір риски можна, однак, визначити лише для порівняно м'яких мінералів. Якщо ж твердість їх перевищує твердість бісквіту (5), то вони дряпають його, не залишаючи риски. Таким чином, для кожного мінералу встановлюють, за можливості, дві характеристики - колір його в куску, який визначається візуально і колір риски. Остання характеристика особливо важлива для непрозорих, густозабарвлених мінералів, у прозорих і напівпрозорих різновидів порошок, як правило, безбарвний, білий.

Інколи на поверхні деяких мінералів (халькопірит, борніт) можна спостерігати характерну райдужну плівку - п о б і ж а л і с т ь. Утворюється вона внаслідок окиснення поверхні мінералів і може служити доброю діагностичною ознакою. На поверхні деяких польових шпатів (лабрадор) часто спостерігаються голубуваті чи зеленкуваті переливи (і р и з а ц і я), зумовлені інтерференцією світла в їхніх поверхневих частинах.

Блиск мінералів зумовлений відбиттям світла від їх поверхні. За блиском мінерали розділяються на дві групи. До першої відносяться мінерали з металічним чи напівметалічним (металоподібним) блиском. М е т а л і ч н и й блиск нагадує блиск поверхні свіжого металу. Так блищать самородні метали, сульфіди, деякі оксиди (пірит, галеніт, золото, магнетит та ін.). Це непрозорі мінерали з чорною чи темнозабарвленою рисою. Н а п і в м е т а л і ч н и й блиск (тьмянний металічний) характерний, наприклад, для графіту. Другу, численнішу групу складають мінерали з н е м е т а л і ч н и м блиском. Тут розрізняються: а л м а з н и й блиск - дуже сильний, характерний, для прозорих та напівпрозорих мінералів (алмаз, сфалерит); с к л я н и й блиск нагадує блиск поверхні скла, дуже поширений (кальцит, галіт, кварц на гранях кристалів); ж и р н и й - поверхня мінералу видається ніби змащеною жиром, чи покритою жирною плівкою (нефелін, кварц на зломі); п е р л а м у т р о в и й - нагадує блиск внутрішніх поверхонь черепашок деяких молюсків (слюда, гіпс); ш о в к о в и с т и й - буває у мінералів, які

утворюють голчасті, чи волокнисті агрегати (азбест, селеніт); в о с к о в и й блиск мають деякі мінерали з аморфною будовою (кремій). Окремі мінерали, зокрема ті, які утворюють землисті агрегати, взагалі не блищать, в цьому випадку їхній блиск характеризують як м а т о в и й (піролюзит, лімоніт).

Металічний блиск характерний для більшості рудотвірних мінералів, неметалічний - типовий для породотвірних мінералів.

Крім здатності відбивати світло, мінерали володіють і *прозорістю*, тобто здатністю пропускати світло. За цією ознакою виділяють мінерали прозорі, напівпрозорі (як матове скло) і непрозорі. До останніх відносяться мінерали з металічним блиском.

Однак майже всі мінерали, за виключенням деяких самородних, прозорі або просвічують у дуже тонких зрізах, шліфах, які використовуються для діагностики їх під мікроскопом. Деякі мінерали (ісландський шпат) виявляють подвійне світлозаломлення (здвоюють зображення, яке розглядається через них). Явище пояснюється тим, що світловий промінь, проходячи через кристал, поляризується, розпадається на дві хвилі, які поширюються в перпендикулярних напрямках з різною швидкістю.

Під *твердістю* мінералів розуміють їх здатність протистояти зовнішній механічній дії (дряпанню, різанню, стиранню тощо). Вона зумовлена особливостями їхньої кристалічної структури.

Німецький мінералог Ф.Моос запропонував десятибальну шкалу, у якій мінерали групуються відповідно до їх відносної твердості. Шкалу назвали його іменем, або *мінералогічною шкалою твердості* (табл. 4).

Таблиця 4

Твердість мінералів за Моосом

Мінерал – еталон твердості	Шкала твердості	Абсолютна твердість, кг/мм ²	Додаткові діагностичні ознаки
Тальк	1	24	Дряпається нігтем
Гіпс	2	36	Те саме
Кальцит	3	109	Дряпається мідною монетою
Флюорит	4	189	Легко дряпається ножем
Апатит	5	536	Важко дряпається ножем
Ортоклаз	6	795	Дряпається напильником
Кварц	7	1120	Дряпає віконне скло
Топаз	8	1427	Легко дряпає кварц
Корунд	9	2060	Легко дряпає топаз
Алмаз	10	10060	Не дряпається нічим

Вона складається з 10 мінералів-еталонів, з яких кожний наступний, тобто мінерал з вищим порядковим номером, дряпає кожний попередній, тобто залишає на ньому неглибокий слід. Мінерали з рівними значеннями твердості не дряпають один одного. Шкала Мооса відносна. З її допомогою можна встановити лише, який мінерал твердіший. Для уявлення, як співвідноситься відносна твердість мінералів з їх абсолютною твердістю, заміряною на спеціальних приладах - склерометрах, поряд зі шкалою Мооса наведені значення абсолютної твердості мінералів-еталонів.

Мінерали з твердістю 1...2 за Моосом умовно вважаються м'якими, з твердістю від 3 до 6 - середньої твердості і вище 6 - твердими. Для визначення твердості мінералів за Моосом слід гострими краями зразків дряпати по рівних, свіжих, не вивітрених поверхнях. В деяких мінералів, у зв'язку з особливостями будови кристалічної решітки, твердість може бути різною у різних напрямках (анізотропія). За відсутності шкали Мооса орієнтовну твердість мінералу можна визначити подручними засобами. Наприклад, можна скористатись олівцем (твердість графіту - 1), залізним цвяхом - твердість 4, склом - твердість 5, ножем твердість - 5-6, голкою - твердість 6.

Спайність називають здатність мінералів розколюватись чи розщеплюватись за певними напрямками, паралельними дійсним чи можливим граням кристала. Ці площини (п л о щ и н и с п а й н о с т і) як правило, гладкі, блискучі, утворюються внаслідок неоднакових сил зчеплення між певними плоскими сітками кристалічної решітки кристала. Розрізняють такі ступені спайності: ц і л к о м д о с к о н а л у - мінерал розщеплюється пальцями на окремі гладкі пластини (слюди, гіпс, тальк); д о с к о н а л у - мінерал при легкому ударі розколюється в одному чи декількох напрямках з утворенням рівних гладких поверхонь (кальцит, галіт, галеніт); с е р е д н ю - при ударі утворюються окремі уламки, обмежені рівними і нерівними поверхнями (польові шпати); н е д о с к о н а л у - при розколюванні переважають уламки з нерівними поверхнями (апатит, берил, олівін); ц і л к о м н е д о с к о н а л у - всі уламки мають нерівні поверхні (кварц, магнетит), тобто у даному випадку спайність відсутня взагалі.

Деякі мінерали характеризуються спайністю у двох, трьох, чотирьох і шести напрямках. В такому разі вказують кути між площинами спайності.

Площини спайності не треба плутати з гранями кристалів. Слід пам'ятати, що, по перше, площини спайності відрізняються сильнішим ніж на гранях блиском, свіжіші на вигляд, по друге, в мінералах зі спайністю

існує, як правило, декілька паралельних площин спайності. У деяких мінералів на гранях видно штриховку (пірит, кварц), тоді як площини спайності завжди гладкі.

Для мінералів з недосконалою чи цілком недосконалою спайністю важливою діагностичною ознакою може служити *злам*, тобто характер поверхні нерівних уламків, на які мінерал розколюється при ударі. Найбільш поширеними видами зламу є: *р а к о в и с т и й* - гладка випукла поверхня з концентричною ребристістю, що нагадує черепашку деяких молюсків (кварц); *с к а б и с т и й* - характерний для стовпчастих чи волокнистих агрегатів деяких мінералів на поперечному сколі (рогова обманка, азбест); *з е м л и с т и й* - характерний для тонкозернистих, пилюватих агрегатів (лімоніт); *в о л о к н и с т и й* (хризотил-азбест); *с х і д ч а с т и й* - з характерними східцеподібними уступами (галеніт); *н е р і в н и й* (нефелін, апатит) тощо.

Щільність (питома вага) мінералів у повсякденній практиці визначається лише орієнтовно шляхом звичайного зважування на долоні (в лабораторних умовах з допомогою гідростатичних ваг). Щільність мінералів, гірських порід коливається в основному у межах від 1 до 20 г/см³. Важливо навчитись хоча б приблизно відносити мінерал до певної групи: легкі мінерали щільність до 2,5, середні до 4, важкі 4-6, дуже важкі більше 6 г/см³. При певних навиках вдається досить легко відрізнити у крайньому випадку мінерали перших і останніх груп.

Деяким мінералам властиві також такі ознаки як *магнітність*, тобто здатність діяти на магнітну стрілку (магнетит), *смак* (галіт солоний, сильвін гіркуватий), *запах* (фосфорити при терті, сірка при горінні), *ковкість* (золото), *жирність на дотик* (тальк), *гнучкість* (слюди), *горючість* (сірка).

З хімічних ознак діагностичне значення має реакція з 10% розчином соляної кислоти і розчинність у воді. Реакцію з 10% розчином HCl (або з столовим оцтом) дають мінерали групи карбонатів (скипання). Деякі мінерали (галіт, сильвін) можуть повністю або частково розчинятись в дистильованій воді.

3.4. Утворення мінералів (генезис)

В цілому всі мінерали за походженням можна розділити на дві групи: ендогенні та екзогенні. Перші формуються внаслідок складних фізико-

хімічних процесів в надрах Землі, другі виникають як результат дії зовнішніх чинників в умовах земної поверхні та у верхній частині земної кори.

Група ендегенних мінералів утворюється з магматичного розплаву при його вторгненні з верхньої мантиї (астеносфери) в товщу порід земної кори. При цьому відбувається поступове остигання і розкристалізація розплаву. Насамперед кристалізуються найбільш тугоплавкі залізо-магнезійні мінерали (олівін, авгіт, хроміт, нефелін, апатит, польові шпати, гранат). Це власне **магматичний** тип мінералів. При подальшому охолодженні магми, насиченої газами, починаються процеси утворення так званих **пегматитів**. Пегматитове мінералоутворення проходить у інтервалі температур 700 – 500 °С, за О.Є. Ферсманом. При цьому утворюються великі кристали кварцу, польового шпату, слюди і дуже велика кількість рудних мінералів, дорогоцінних каменів, мінералів, до складу яких входять рідкісні і розсіяні елементи (Ge, Hf, Nb, Ta та ін.).

Перегріті гази, які виділяються при зниженні тиску з магматичного розплаву, проникають по тріщинах у вмісні породи, взаємодіють з ними, утворюючи також нові мінерали (каситерит, вольфраміт, молібденіт, тощо). Це – **пневматолітовий** (від грецького “пневма” – газ) тип мінералоутворення. У кінцевій стадії диференціації магматичного розплаву важливу роль відіграють гарячі водні розчини (гідротерми), які, взаємодіючи з оточуючими породами на значних відстанях від магматичного осередку, формують цілу низку нових мінералів (**гідротермальне** мінералоутворення). Таким шляхом утворюються, наприклад, золото, галеніт, сфалерит, кіновар, халькопірит, кальцит та ін.)

На контакті магми з вмісними породами під дією високих (1000 °С і більше) температур, летких компонентів і гарячих розчинів відбувається в одному випадку зміна властивостей порід (**метаморфізація**) – вапняки переходять у мармури, пісковики – у кварцити, в іншому – поява нових мінералів (**метасоматичних**) – каситериту, флюориту, топазу і багатьох інших.

На поверхні Землі ендегенні мінерали стають нестійкими. Під дією процесів хімічного вивітрювання формуються кори вивітрювання, головну роль у яких відіграють новоутворені мінерали (каолін, малахіт, лімоніт, боксит тощо).

Велика група мінералів утворюється шляхом хімічного осадження на дні водойм: озер, морів, лагун, боліт. Так формуються кальцит, доломіт, опал, гіпс, галіт, сильвін тощо.

Багато мінералів, внаслідок утворення в одних і тих же умовах, у природі зустрічаються спільно. Таке явище називають *парагенезисом*. При різних типах процесів мінералоутворення формуються свої парагенетичні ряди, що має дуже важливе значення при пошуках родовищ корисних копалин. Наприклад, у хромітових родовищах Південного Уралу магматичного походження постійно присутні також олівін і платина. В пегматитових родовищах Уралу характерною є асоціація: димчастий кварц, ортоклаз, топаз, турмалін. Прикладом гідротермального мінералоутворення є так звані поліметалічні руди: мінерали свинцю, цинку, срібла відомі на Алтаї, Кавказі. Для екзогенного Солікамського родовища характерний парагенезис галіту, сильвіну, гіпсу. Таким чином, знання парагенетичних зв'язків дозволяє спеціалістам проводити пошуки багатьох цінних мінералів за їхніми супутниками. Наприклад, при пошуку корінних родовищ алмазів часто використовують супутник алмазу - піроп та ін.

3.5. Опис найпоширеніших мінералів

З величезної кількості мінералів, відомих у природі, лише декілька десятків їх зустрічаються порівняно часто. Це породотвірні та рудні мінерали. На їх короткій характеристиці й зупинимось.

Існує низка класифікацій мінералів, які ґрунтуються на різних ознаках. Одна з найбільш поширених класифікацій, в основу якої покладено *хімічний склад мінералів*, розроблена академіком О. Бетехніним. Згідно з нею, усі мінерали неорганічного походження групуються в наступні класи: самородні елементи, сірчисті сполуки (сульфіди), галоїди, оксиди і гідроксиди, солі кисневих кислот (карбонати, сульфати, фосфати, нітрати, силікати та ін.). Виділяють також клас органічних (вуглеводневих) сполук.

Самородні елементи. До цього класу відносяться хімічні елементи, які знаходяться в природі у вільному стані. На їх частку припадає лише 0,1% маси земної кори. В самородному стані можуть зустрічатись вуглець (графіт, алмаз), золото, сірка, платина, срібло, мідь, іридій, осмій, паладій, благородні гази.

Графіт (C) зустрічається у вигляді листуватих, лускуватих агрегатів. Колір сталевो-сірий до чорного. Блиск напівметалічний. Риска сіра. Твердість 1. Спайність досконала. Щільність 2,1...2,3 г/см². Жирний на дотик. Зустрічається в породах метаморфічного походження. Застосування дуже широке: для виготовлення електродів, вогнетривких тиглів, олівців, у атомній промисловості, як мастило, для одержання штучних алмазів. Основні графітоносні райони в Україні: Прибузький (Заваллівське, Хоцеватське, Ледівське родовища), Криворізький, Приазовський і Волинський. Із зарубіжних слід виділити родовища Сибіру - Курейське і Ногінське в басейні р. П. Тунгуски і Ботогольське біля м. Іркутська.

Алмаз (C) трапляється в основному у вигляді кристаликів (октаєдрів) кубічної сингонії. Колір алмазу може змінюватися від прозорого до майже чорного через білі, голубі, зелені, жовтуваті, червонуваті, коричневаті відтінки. Блиск алмазний, дуже сильний. Твердість 10. Спайність досконала по октаедру. Стійкий до кислот і нагрівання. Штучно ограничені алмази називаються *діамантами*. Утворюється при вулканічних процесах у так званих "кімберлітових" трубках вибуху. За використанням алмази поділяють на технічні і ювелірні. Технічні алмази (дрібні, темнозбарвлені різновиди) використовують в електротехнічній, радіоелектронній і приладобудівній промисловостях, в бурових коронках, медицині тощо.

Великі, прозорі, позбавлені дефектів алмази - найбільш дорогоцінне каміння - мають широке застосування в ювелірній промисловості. Одиниця ваги алмазів – 1 карат рівний 0,2 г. Найбільш відомі із знайдених алмазів: "Кулінан" - 3106 каратів, "Ексельсіор" - 97,5 карати, "Зірка Сьєрра-Леоне" - 968,9 карати та ін. Родовища: в Якутії, ПАР, Конго, Танзанії, Намібії. Ведуться пошуки алмазів і в Україні.

Золото (Au) зустрічається в природі у вигляді вкраплень у кварці, в розсипах, у вигляді дендритів, лусок, самородків. Колір золотисто-жовтий. Риска жовта, блискуча. Блиск металічний. Твердість 2,5 – 3, густина – 15,5...19,3 г/см². Спайність відсутня. Злам гачкуватий. Походження корінних родовищ - гідротермальне, на поверхні утворюються вторинні родовища - розсипи. Використовується для виготовлення ювелірних прикрас, в зубопротезній справі, як валютний метал, в електроніці, ядерних реакторах, космічних апаратах.

В Україні родовища золота є у Закарпатській області (Мужіївське), Одеській (Савранське). Перспективними на відкриття промислових покладів є окремі райони Українського кристалічного щита (Кіровоградська та Дніпропетровська області) та Донецький кряж. За рубежом багаті родовища золота знаходяться у Південно-Африканській Республіці (Вітватерсранд та ін.), Гані, Австралії, Конго, на північному сході Росії (басейни рік Колима та Індігірка), у Забайкаллі (Алданська золотоносна провінція).

Сірка (S) в природі знаходиться у вигляді землистих, натічних мас, рідше утворює кристали. Колір жовтий. Риска світло-жовта. Блиск жирний. Твердість 1,5...2. Спайність недосконала. Щільність 2,1 г/см³. Горить з характерним різким запахом. Утворюється як екзогенним шляхом, так і при вулканічних виверженнях.

Широко застосовується в хімічній промисловості (для виробництва сірчаної кислоти), в гумовій промисловості (вулканізація каучуку), при виробництві пороху, сірників, фарб, для боротьби з шкідниками у рослинництві. Великі родовища самородної сірки розміщені у Львівській області (Яворівське, Немирівське, Роздольське). Із зарубіжних відомі вулканогенні родовища Камчатки, Курильських островів (Росія), Туркменістану (Гаурдак), а також Польщі, Італії

Сульфіди. До цього класу відносяться сірчисті сполуки металів. Вони становлять 0,25% маси земної кори. Відомо біля 200 сульфідів. Це рудотворні мінерали і багато з них є основними рудами на мідь, свинець, цинк, кобальт, ртуть та ін. Більшість сульфідів мають гідротермальне походження.

Пірит (FeS₂), або сірчаний (залізний) колчедан найчастіше утворює суцільні зернисті і щільні маси, вкраплення, рідше окремі кристали, друзи. Колір золотисто-жовтий. Риска чорна. Блиск металічний. Спайність відсутня. Злам раковистий. Твердість 6...6,5. Щільність 5,0...5,2 г/см³. Кристалізується в кубічній сингонії. Утворюється в магматичних породах, гідротермальним шляхом, в екзогенних умовах. Пірит - основна сировина для одержання сірчаної кислоти, недопалки використовуються як залізна руда. Має здатність осаджувати золото з розчинів. Пірит дуже поширений мінерал, зустрічається повсюдно. Великі родовища відомі на Уралі (Блявинське, Карабаш), в Башкортостані (Сибайське), в Підмосковному басейні.

Марказит (FeS_2), або променистий колчедан зустрічається у вигляді кулястих конкрецій з радіально-променистою будовою. Колір латунно-жовтий, золотистий. Риска зеленувато-сіра. Блиск металічний. Твердість 6...6,5. Спайність недосконала. Злам нерівний. Щільність 4,8...4,9 г/см³. Утворюється в гідротермальних жилах і осадовим шляхом. Сировина для отримання сірчаної кислоти. Поширений на Донбасі, в Карпатах, Криму, Закарпатті.

Халькопірит (CuFeS_2), або мідний колчедан утворює суцільні зернисті маси, вкраплення, рідше - кристали. Колір латунно-жовтий, золотисто-жовтий, часто з райдужною чи голубуватою побіжалістю. Риска чорна. Блиск металічний. Твердість 3...4. Спайність недосконала. Злам раковистий. Щільність 4,3 г/см³. Походження в основному магматичне, гідротермальне (разом з піритом, галенітом) і осадове. Халькопірит - основна мідна руда. В Україні відомий на Донбасі (Нагольний Кряж), в Подністров'ї, Закарпатті. Найбільші родовища знаходяться у Казахстані (Коунрад, Джекказган), в Забайкаллі (Удокан), Красноярському краї Росії (Талнах, Норільськ).

Галеніт (PbS), або свинцевий блиск зустрічається в природі у вигляді суцільних зернистих мас, вкраплень, рідше кристалів кубічної сингонії. Колір свинцево-сірий. Риска свинцево-сіра. Блиск металічний. Твердість 2...3. Спайність досконала по кубу. Важкий, щільність 7,2...7,6 г/см³. Походження здебільшого гідротермальне. Постійні супутники галеніту - сфалерит, пірит, халькопірит, кварц, кальцит. Галеніт найважливіша руда свинцю. В Україні невеликі родовища галеніту і сфалериту (поліметалічні руди) відомі в Закарпатті (Біганське і Берегівське). Із зарубіжних відомі родовища Алтаю (Леніногорське, Зміїногорське, Зирянівське), Забайкалля (Нерчинські рудники), Кавказу (Садонське), Далекого Сходу (Тетюхе).

Сфалерит (ZnS), або цинкова обманка, як і галеніт, утворює суцільні зернисті агрегати, вкраплення, кристали кубічної сингонії. Колір бурий, червонуватий, жовтий, світло-коричневий, чорний, залежно від домішок. Риска біла, світло-бура. Блиск сильний, алмазний. Твердість 3,5...4. Спайність досконала в шести напрямках. Крихкий. Утворюється разом з галенітом з гарячих водних розчинів. Сфалерит - головна руда для одержання цинку. Зустрічається в тих же родовищах, що і галеніт.

Кіновар (HgS) зустрічається у вигляді суцільних зернистих агрегатів, щільних землястих мас, кристалів гексагональної сингонії. Колір яскраво-

червоний, темно-червоний (звідси і синонім "кров дракона"). Риска яскраво-червона. Блиск матовий, на гранях кристалів алмазний. Твердість 2...2,5. Спайність досконала в одному напрямку. Щільність 8...8,2 г/см³. Утворюється гідротермальним шляхом. Кіновар - єдина руда на ртуть. Використовується також для виготовлення червоної фарби. Родовища в Україні: Донбас (Микитівське), Закарпаття (Вишківське). Основні запаси за рубежем розміщуються в Іспанії (Альмаден), в Італії (Монте-Аміда), в Киргизстані (Хайдаркен).

Оксиди і гідроксиди. До класу відносяться сполуки елементів з киснем і гідроксильною групою. На їхню частку припадає біля 17% маси земної кори. Дуже поширена група мінералів. Відомі як рудні, так і породотворні форми. Походження ендегенне і екзогенне.

Кварц (SiO₂) - найбільш поширений на Землі мінерал. Зустрічається в зернистих агрегатах, у вигляді піску, утворює друзи і кристали стовпчастої, призматичної форми. Колір різноманітний. Залежно від забарвлення виділяють такі різновиди кварцу:

- *гірський кришталь* - безбарвний, прозорий;
- *цитрин* – лимонно-жовтий, прозорий;
- *аметист* - фіолетовий, бузковий, малиновий, прозорий;
- *раухтопаз* - димчастий, прозорий;
- *моріон* - чорний, непрозорий;
- *празем* - зелений кварц;
- *рожевий кварц* - суцільний, зернистий;
- *молочно-білий кварц* - зернистий, непрозорий.

Кварц rischi не дає. Блиск скляний, на зламі жирний. Твердість 7. Спайність недосконала. Злам раковистий. Щільність 2,65 г/см³. Утворюється магматичним, гідротермальним шляхом. Використовується в радіотехніці, оптиці, скляній та керамічній промисловості. Прозорі різновиди знаходять застосування у ювелірній справі. Райони поширення: Донбас (Нагольний кряж), Волинь, Закарпаття, а також Південний та Полярний Урал, Якутія, Далекий Схід.

Халцедон (SiO₂) - прихованокристалічна відміна кварцу. Утворює ниркоподібні, сферолітові, волокнисті, натічні агрегати, студнеподібні маси. Колір різноманітний. Різновиди:

- *сердолік (карнеол)* - червоний;

- *геліотрон* - неоднорідний, темно-зелений з темноревними плямами;
- *хризопраз* - яскравий, зелений;
- *агат* - різнозбарвлений, складений концентричними шарами різного кольору;
- *кремень* - халцедон з домішками глини, кальциту, бурий, сірий, чорний, непрозорий.

Блиск халцедону восковий або матовий. Твердість 6...7. Спайність відсутня. Злам раковистий, часто з гострими, ріжучими краями. Утворюється гідротермальним і екзогенним шляхом. Використовується як полірувальний матеріал, різновиди (агат, сердолік) - сировина для виробництва сувенірів, прикрас; знаходить застосування також в точному приладобудуванні.

Родовища: Карадаг (Крим), Амурська область (Росія), Грузія (Ахалцихське), Вірменія, Урал.

Опал ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) утворює студнеподібні натічні утворення, ніздрюваті накипи, сталактити, землясті маси. Колір непостійний: білий, жовтий, бурий, червоний, блакитний, безбарвний. Риски не дає. Блиск восковий, скляний, перламутровий або матовий. Твердість 5...6. Спайності немає. Щільність 2,1...2,5 г/см³. Аморфний. Походження екзогенне. Різновиди:

- *благородний опал* - володіє веселковою грою кольорів (опалесценція);
- *вогненний опал* - червоного або жовтого кольору, прозорий;
- *гіаліт* – прозорий, безбарвний.

Опал використовується як один із найкрасивіших ювелірних каменів. Зустрічається у Житомирській і Київській областях. Більше половини видобутку за рубежом дає Австралія (родовище Кубер-Педі).

Гематит (Fe_2O_3) (червоний залізняк) в природі зустрічається у вигляді різноманітних агрегатів:

- *залізний блиск* - крупнокристалічна відміна чорного або сталевосірого кольору;
- *залізна слюдка* - листуваті і лускуваті відміни;
- *залізна сметана* - лускуватий гематит, жирний на дотик, м'який, вишнево-червоний;

- *червона скляна голова* - натічні форми гематиту з радіально-променистою будовою.

Колір гематиту від чорного до червоного. Риска вишнево-червона. Блиск напівметалічний або матовий. Твердість 5...6. Спайності немає, кристали крихкі. Походження метаморфогенне, гідротермальне, екзогенне. Використовується як цінна залізна руда, для виготовлення фарб, олівців. Великі родовища гематиту: в Україні - Кривий Ріг, Кременчуцьке, Керченське, в Росії - Курська магнітна аномалія, Урал.

Магнетит (Fe_3O_4) (магнітний залізняк) утворює суцільні зернисті, щільні агрегати, окремі кристали, вкраплення, розсипи. Колір чорний. Риска чорна. Блиск від напівметалічного до металічного. Твердість 5...6. Спайність відсутня. Кристали кубічної сингонії. Сильно магнітний. Походження магматичне, метаморфічне. Цінна залізна руда. Родовища: в Україні - Кривий Ріг, Кременчук; в Росії - КМА; в Казахстані – Соколовсько-Сарбайське.

Лімоніт ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) (бурий залізняк) найчастіше зустрічається у вигляді щільних землистих, порошкоподібних мас, натічних форм, конкрецій, оолітів. Різновиди:

- *бура скляна голова* - натічні форми з блискучою поверхнею;
- *жовта вохра* - землистий порошкоподібний лімоніт жовтого кольору, м'який.

Колір лімоніту бурий, світло-жовтий, коричневий. Риска іржаво-бура, жовта. Блиск матовий або металовидний, смоляний. Твердість непостійна, часто 4...5. Спайність відсутня. Утворюється екзогенним шляхом. Використовується як залізна руда і сировина для виготовлення деяких фарб. Найбільше родовище України - Керченське, із зарубіжних відомі - Аятське (Казахстан), Колпашевське (Зах.Сибір), Бакальське (Урал), Лотарінгія (Франція).

Піролюзит (MnO_2) утворює характерні порошковаті, землисті, натічні маси, ооліти, конкреції. Колір чорний, темний, сталєво-сірий. Риска чорна. Блиск матовий. Твердість непостійна, м'який. Бруднить руки. Спайності немає. Походження екзогенне. Піролюзит - руда для одержання марганцю. Крім цього, використовується у шкіряній промисловості, металургії, виробництві олії, медичних препаратів. Великі родовища України

Нікопольське та Великотокмацьке - одні з найбільших у світі. Відомі також родовища у Грузії (Чіатурі), в Західній Африці (Моанда).

Корунд (Al_2O_3) утворює зернисті агрегати, бочкоподібні, веретеноподібні, таблитчасті кристали, врослі в породу. Колір найрізноманітніший – блакитно-сірий, блакитний, синій, червоний, рожевий, зелений, фіолетовий або безбарвний. Різновиди:

- *сапфір* - синій, блакитний, прозорий;
- *рубін* - червоний, рожевий, прозорий;
- *наждак* - темний, непрозорий, дрібнозернистий (суміш корунду з магнетитом, кварцом).

Блиск корунду скляний, алмазний. Твердість 9. Крихкий. Спайність відсутня. Походження пегматитове, магматичне, метаморфічне. Застосовується для виготовлення абразивних матеріалів (шліфувальні круги, наждачний папір), прозорі відміни - у ювелірній справі, годинниках. В Україні багатих родовищ не виявлено, із зарубіжних відомі – Семіз-Бугу (Казахстан), Середній Урал, Ільменські гори (Південний Урал), Могока (Бірма), Ратнапура (Шрі-Ланка).

Боксит ($Al_2O_3 \cdot nH_2O$) утворює суцільні глиноподібні, аморфні агрегати, ооліти. Колір цегляно-червоний, рідше чорний, рожевий, сірий. Риска блідіша від забарвлення. Блиск матовий. Твердість 2...4. Спайність відсутня. Легкий, щільність 2,4...3,5 г/см³. Є сумішшю різних мінералів - гідроксидів алюмінію, оксидів заліза, глинистих мінералів. Утворення екзогенне. Головна руда для одержання алюмінію. В Україні боксит відомий у вигляді непромислових покладів в Черкаській, Дніпропетровській, Запорізькій, Львівській областях. Великі родовища розташовані на Уралі (Червона Шапочка, Алапаєвськ та ін.), біля Санкт-Петербурга (Бокситогорське, Тихвінське), на Тіманському кряжі (Російська Федерація).

Хроміт ($FeCr_2O_4$) (хромистий залізняк) зустрічається у вигляді суцільних, щільних, дрібнозернистих агрегатів, рідше утворює кристали кубічної сингонії, розсипи. Колір залізо-чорний. Риска бура. Блиск металічний, напівметалічний. Твердість 5...6. Спайність відсутня. Щільність 4,5...4,8 г/см³. Злам раковистий. Утворюється магматичним шляхом. Головна руда на хром. Значних покладів в Україні немає, відомий

у Середньому Подніпров'ї (Капітонівське), із зарубіжних відомі родовища: Сарановське (Урал), Актюбінське (Казахстан).

Ільменіт (FeTiO_3) (титанистий залізняк) утворює суцільні зернисті агрегати, товстотаблитчасті кристали, рідше друзи, розсипи. Колір залізо-чорний, темно-бурий. Риска чорна або бура. Блиск напівметалічний, металічний. Твердість 5...6. Спайність відсутня. Щільність 4,5...5 г/см³. Злам раковистий. Крихкий. Слабо магнітний. Походження магматичне, пневматолітове. Важлива титанова руда, за стійкість до температурних перепадів, корозій титан називають "вічним металом". Знаходить застосування у ракетобудуванні, виготовленні синтетичного каучуку, синтетичних рубінів, сапфірів, у кораблебудуванні, при надглибокому бурінні тощо. Україна багата на титанові руди. Значні поклади є у Житомирській (Іршанське родовище), Дніпропетровській (Самотканське родовище) областях. Із зарубіжних можна назвати Ільменські гори (Урал), Кручинське (Східний Сибір), родовища Канади, Норвегії, США.

Карбонати. До цього класу відносяться солі вугільної кислоти H_2CO_3 . Частка їх у земній корі становить до 1,7% її маси. Характерною особливістю всіх мінералів класу є їх реакція з 10% розчином соляної кислоти з виділенням CO_2 (скипання). Утворюються карбонати в основному осадовим, рідше гідротермальним шляхом. Серед них переважають породотворні форми, деяка частина мінералів - рудні.

Кальцит (CaCO_3) (вапняковий шпат) дуже поширений в природі мінерал, входить до складу багатьох порід. Утворює суцільні зернисті, щільні, натічні, пластинчасті, землисті агрегати, друзи, конкреції, сталактити, сталагміти. Колір білий, рідше жовтий, голубуватий, безбарвний. Риска біла. Блиск скляний, перламутровий. Твердість 3. Спайність досконала в трьох напрямках. Різновиди:

- *ісландський шпат* - прозорий кальцит із здатністю двозаломлення світлових променів;

- *перли* - кальцит органічного походження, білий, рожевий, жовтуватий, блакитний, чорний.

Кальцит утворюється в основному осадовим і гідротермальним шляхом. Порооди, складені кальцитом, широко застосовуються в будівництві, для одержання цементу, вапна, в металургійному виробництві (як флюси). Ісландський шпат використовується в оптиці, лазерній техніці,

голографії. Перли - цінний матеріал для виготовлення прикрас, оздоб. Райони залягання: Крим (Байдарацьке родовище ісландського шпату), Донбас (Слов'янське родовище крейди), Закарпаття (Діловецьке, Бужинське родовища). Великі родовища ісландського шпату відомі у Красноярському краї Росії, природні перли добувають в Перській затоці, Червоному морі, Мексиканській затоці, інших тропічних басейнах.

Магнезит ($MgCO_3$) (магнезійний або гіркий шпат) утворює зернисті, щільні маси, кристали тригональної сингонії. Колір білий, сірий, чорний. Риска біла. Блиск скляний або матовий. Твердість 4. Спайність досконала. Злам раковистий. Утворюється гідротермальним і екзогенним шляхом. Використовується для одержання магнезю, як вогнетривкий матеріал, при виробництві особливих марок цементу, в фарфоровій, гумовій, паперовій промисловості. Відомий у Дніпропетровській (Правдинське родовище) і Запорізькій областях. Найбільші родовища за рубежем знаходяться на Уралі (Саткінське і Халіловське), в Іркутській області Росії (Савинське).

Сидерит ($FeCO_3$) (залізний шпат) зустрічається в природі у вигляді дрібнозернистих, щільних, натічних, землистих агрегатів, деколи кулеподібних з радіально-променистою будовою всередині, рідше - утворює кристали. Колір сірий, жовтуватий, бурий. Риска біла, іноді бурувата. Блиск скляний або матовий. Твердість 4. Спайність досконала в трьох напрямках. Злам нерівний, раковистий. Походження гідротермальне і осадове. Цінна залізна руда. В Україні відомий на Керченському півострові, в Кривому Розі. В Росії розробляється на Уралі (Бакальське родовище), у Східному Сибіру (Ангаро-Пітське родовище).

Доломіт ($CaMg(CO_3)_2$) утворює зернисті мармуроподібні або щільні маси, рідше кристали. Колір білий, сірий, жовтуватий, коричневий, чорний. Риска біла. Твердість 4. Спайність досконала в трьох напрямках. Злам раковистий. Кристали у вигляді ромбоєдрів (тригональна сингонія). Утворюється в основному у поверхневих умовах, а також гідротермальним, метаморфічним шляхом. Основні галузі використання - в металургії (флюс), цементній, скляній промисловості, для одержання вапна, як добриво для кислих ґрунтів. Поширений на Волині, Побужжі, в Тернопільській області. Основні родовища України розташовані у Донецькій та Дніпропетровській областях.

Малахіт ($CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$) (мідна зелень) найчастіше утворює натічні, ниркоподібні агрегати, землисті маси, концентрично-

шкаралупчасті форми. Колір яскраво-зелений. Риска світло-зелена. Блиск скляний, алмазний або матовий. Твердість 4. Спайність відсутня. Злам раковистий. Крихкий. Щільність 3,9...4,1 г/см³. Утворюється в поверхневих умовах. Використовується як цінний декоративний камінь, сировина для виготовлення зеленої фарби, руда на мідь. В Україні відомий у Приазов'ї (Малоянісонське родовище), на Донбасі (Нагольний кряж, Микитівка), у Подністров'ї. Найбільші родовища знаходились на Уралі, зараз вже переважно відпрацьовані.

Азурит ($\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_2$) (мідна лазур) зустрічається в зернистих агрегатах, вкрапленнях, рідше кристалах. Колір лазурно-синій, синій. Риска синя. Блиск скляний або алмазний. Твердість 3,5...4. Спайність досконала. Щільність 3,5...4 г/см³. Утворюється у поверхневих умовах в зонах окиснення мідистих мінералів. Застосовується як руда міді та для виробництва синьої фарби. Райони поширення: Донбас, Подністров'я.

Сульфати - солі сірчаної кислоти. На їх частку припадає всього 0,1% маси земної кори. Утворюються в основному в умовах лагун, озер осадовим шляхом, інколи гідротермальним. На відміну від карбонатів не реагують з розбавленою соляною кислотою.

Барит (BaSO_4) (важкий шпат) часто утворює кристали ромбічної сингонії, друзи, щітки, зернисті агрегати, натічні форми. Колір молочно-білий, сірий, безбарвний. Риска біла. Блиск скляний. Твердість 3. Спайність досконала під кутом 90°. Висока питома вага - 4,3...4,7 г/см³. Утворюється гідротермальним, рідше осадовим шляхом. Використовується як руда барію, ізоляційний матеріал, обтяжувач глинистих розчинів при бурінні свердловин, в атомній енергетиці. Родовища та райони поширення: Біганське (Закарпаття), Донбас, Подністров'я.

Гіпс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) утворює суцільні мармуроподібні маси, зернисті, пластинчасті, волокнисті агрегати, кристали, друзи, двійники. Колір білий, від домішок сірий, жовтий, коричневий, прозорий. Риска біла. Блиск скляний, перламутровий, шовковистий або матовий. Твердість 2. Спайність цілком досконала. Різновиди:

- *алебастр* - дрібнозернистий щільний гіпс;
- *селеніт* - волокнистий гіпс;
- *маріїне скло* - пластинчастий, прозорий.

Гіпс - типовий осадовий мінерал. Використовується у будівництві, цементній промисловості, для гіпсування ґрунтів, у медицині, скульптурі. Великі родовища на території України - Артемівське (Донбас), у Подністров'ї (Тернопільська область). Із зарубіжних слід назвати родовища Західного Уралу, Поволжя, Ферганської долини та ін.

Мірабіліт ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) (глауберова сіль) зустрічається у вигляді суцільних зернистих мас, кірок, вицвітів, кристалів голчастої форми. Колір білий, безбарвний. Риска біла. Блиск скляний або матовий. Твердість 1,5...2. Спайність досконала. Дуже крихкий. Гіркувато-солоний на смак. Походження осадове. Використовується при виробництві соди, ультрамарину, у скляній промисловості, медицині. Найбільше родовище мірабіліту - затока Кара-Богаз-Гол в Каспійському морі (Туркменістан). В Україні мірабіліт отримують з вод Сакського і Перекопського озер.

Фосфати або солі фосфорної кислоти H_3PO_4 складають також не більше 0,1% маси земної кори. Походження мають як осадове так і магматичне. Цінні агроруди.

Апатит ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3 \cdot (\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$) утворює зернисті, цукроподібні, землисті агрегати, кристали гексагональної сингонії. Колір різноманітний, найчастіше зелений, блакитний, білий. Риска біла. Блиск скляний, на зламі жирний. Твердість 5. Спайність недосконала. Утворюється магматичним шляхом. Використовується як сировина для виробництва фосфорних добрив, фосфорної кислоти, для виготовлення матового скла. В Україні апатит відомий у Житомирській області (Стремигородське родовище), Приазов'ї. Значні поклади розробляються в Хібінських горах і Забайкаллі (Росія).

Фосфорит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH})_2$ з домішкою CaCO_3 . Утворює жовна, конкреції з радіально-променистою будовою всередині, а також натічні, землисті маси. Колір темно-сірий, чорний, жовтуватий, коричневий. Риска світлого кольору. Блиск матовий. Твердість не постійна. Спайність відсутня. Аморфний. При терті двох шматків фосфориту з'являється запах паленої кості. Реагує з розбавленою кислотою. Типове осадове утворення. Застосовується в тих же областях, що і апатит. Відомий у Подністров'ї, Харківській, Чернігівській, Івано-Франківській (Незвиське родовище) областях. Великі родовища фосфоритів розробляються в Казахстані (Каратау, Чілісайське), Естонії, Московській і Ленінградській областях Росії.

Галоїдні сполуки. Цей клас включає мінерали - солі галоїдоводневих кислот HF , HCl , HBr , HI . Найбільше поширення мають хлориди - типові

хімічні осади водойм. Фториди в основному зв'язані з магматичними процесами. В цілому частка галоїдів у земній корі незначна.

Галіт (NaCl) (кам'яна сіль) утворює в природі зернисті, щільні агрегати, кристали, друзи, натічні форми. Колір білий, за рахунок домішок сірий до чорного. Риска біла. Блиск скляний. Твердість 2. Спайність досконала по кубу. Солоний на смак. Легко розчиняється у воді. Походження осадове. Використовується у харчовій промисловості, для одержання соди, соляної кислоти, хлору, натрію. Родовища в Україні: Артемівське, Слов'янське (Донбас), Солотвино (Закарпаття), Крим. Найбільші родовища за рубезем - Верхньокамське (Урал), Давидівське (Білорусь), озера Ельтон і Баскунчак (Волгоградська область Росії).

Сильвін (KCl) утворює щільні кристалічні зернисті агрегати, кристали. Колір білий, червоний, голубуватий, безбарвний. Риска біла. Блиск скляний. Твердість 2. Спайність досконала по кубу. Гіркуватий на смак. Походження осадове. Використовується як агрономічна руда (калійне добриво), у медицині, фотосправі, для виробництва фарб. Великі родовища сильвіну відомі в Прикарпатті (Калуш, Стебник), із зарубіжних слід виокремити Солікамське і Березниківське на Уралі, Старобінське у Білорусі.

Флюорит (CaF₂) (плавиковий шпат) утворює щільні суцільні агрегати, землісті маси, друзи, щітки, жеоди. Колір білий, фіолетовий, зелений. Риска біла. Блиск скляний. Твердість 4. Спайність досконала. Люмінесцентний (світиться в ультрафіолетовому промінні), часто радіоактивний. Використовується як сировина для виробництва плавикової кислоти, у металургії, оптиці (виготовлення об'єктивів телескопів, лазерів), як декоративний камінь. Райони поширення - Приазов'я, південь Донбасу, Поділля, Забайкалля.

Силікати - найбільш поширений клас мінералів, є солями кремнієвих кислот. Силікати становлять 95% маси земної кори і нараховують понад 800 мінералів. Переважно це породотворні мінерали, деякі з них використовуються як самоцвітне каміння, руди окремих металів і нерудні корисні копалини. Утворення в основному глибинне.

Ортоклаз (K[AlSi₃O₈]), або польовий шпат, - дуже поширений мінерал, входить до складу гранітів, сієнітів, гнейсів, пісковиків і багатьох інших порід. Зустрічається у вигляді щільних зернистих агрегатів, вкраплень, кристалів. Колір білий, рожевий, червоний, коричневий. Риска

безбарвна. Твердість 6. Блиск скляний. Спайність досконала у двох напрямках. Близький до ортоклазу *мікроклін*, відрізняється від нього лише під мікроскопом. Різновиди:

- *адуляр* (льодовий шпат) - безколірний, прозорий;
- *сонячний камінь* - ортоклаз із золотистим блиском;
- *місячний камінь* - володіє іризацією, тобто дає голубуватий відтінок при зміні кута падіння сонячних променів.

Походження ортоклазу ендегенне. Використовується у фарфоровій, керамічній, скляній промисловості. Місячний і сонячний камені - цінна декоративна сировина. Розповсюджений дуже широко, наприклад, на Волині, Поліссі, Приазов'ї, в Карелії і т.д.

Лабрадор відноситься до так званої групи плагіоклазів, які представляють собою ізоморфну суміш двох мінералів *анортиту* й *альбіту*. Зустрічається у вигляді суцільних крупнозернистих агрегатів, кристали утворює рідко. Колір темно-сірий, зеленувато-сірий. Характерний синій відлив на площинах спайності (іризація). Блиск скляний. Твердість 6. Спайність досконала. Мінерал ендегенного походження, утворює породу лабрадорит, входить до складу інших магматичних порід. Добре піддається шліфуванню і тому використовується як цінний облицювальний матеріал, для виготовлення пам'ятників. Унікальні родовища лабрадориту відомі на Житомирщині (Головинське, Турчинське, Коростенське), в Приазов'ї.

Олівін $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$ також є ізоморфною сумішшю двох мінералів *форстериту* і *фаяліту*. Зустрічається у вигляді зернистих, або щільних агрегатів, рідше утворює кристали. Колір від жовто-зеленого до темно-зеленого. Риска безбарвна. Твердість 6,5...7. Різновид *хризоліт* - жовтувато зелений, прозорий, дорогоцінний камінь. Олівін важливий породотворний мінерал. Походження типово магматичне. Високоякісна сировина для виготовлення вогнетривкої цегли. Олівін відомий на Волині і Побужжі. Хризоліт зустрічається на Середньому Уралі (поблизу Єкатеринбурга), на Таймирі, в Бразилії.

Рогова обманка має складний і непостійний склад і належить до групи так званих амфіболів. Зустрічається у вигляді зернистих агрегатів, видовжених голчастих, призматичних кристалів. Колір темно-зелений, темно-бурий до чорного. Риска зеленувата. Блиск скляний. Твердість 5...6.

Спайність досконала. Важливий породотворний мінерал магматичних і метаморфічних порід. Походження магматичне і метаморфічне. Практичного застосування не має. Поширений в районах розвитку магматичних і метаморфічних порід (Волинь, Полісся, Приазов'я).

Мусковіт ($KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$), або слюда, зустрічається у вигляді листуватих, лускуватих агрегатів, має таблитчасті кристали. Колір безбарвний, жовтий, зеленуватий. Блиск скляний, перламутровий. Твердість 2...2,5. Спайність цілком досконала. Породотворний мінерал. Різновиди:

- *серицит* - дрібнолускуватий світлий мусковіт з шовковистим блиском;

- *фуксит* - дрібнолускуватий мусковіт смарагдово-зеленого кольору. Мусковіт утворюється часто в пегматитових жилах, а також внаслідок метасоматичних процесів. Використовується як дуже надійний діелектрик, теплоізолятор, в електроніці, авіації тощо. Відомий у Західному Приазов'ї, на Волині. Великі родовища - в Забайкаллі (Мамсько-Чуйська слюдоносна провінція, Слюдянка), в Карелії, на Кольському півострові.

Біотит ($K(MgFe)_3(OH,F)_2[AlSi_3O_{10}]$) також відноситься до групи слюд і утворює листуваті і лускуваті скупчення. Колір бурий до чорного. Риски не дає. Блиск скляний. Твердість 2,5...3. Спайність цілком досконала – мінерал легко розщеплюється на гнучкі листочки. Походження магматичне і метаморфічне. Породотворний мінерал. Використовується для виготовлення бронзової фарби і як теплоізоляційний матеріал. Поширений у Подністров'ї, Закарпатті.

Тальк $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ утворює листуваті, лускуваті агрегати і суцільні маси. Колір світло-зелений, жовто-сірий, зеленувато-білий, білий. Риска біла. Блиск жирний, перламутровий. Твердість 1. Спайність цілком досконала. Жирний на дотик. Різновид: *жировик (стеатит)* - суцільний, щільний, зернистий, зеленувато-білий. Походження метаморфічне. Використовується як кислото- і вогнетривкий матеріал, у паперовій, шкіряній, текстильній, гумовій, парфумерній промисловості, медицині, електроніці. В Україні залягає у Кривому Розі, Середньому Подніпров'ї. Зарубіжні родовища - Шабровське на Уралі, Алмалик в Казахстані, Алгуйське в Кемеровській області Росії.

Нефелін $\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]_4$, або масляний камінь, поширений у вигляді суцільних щільних, зернистих мас, призматичних кристалів. Колір його жовтуватий, світло-сірий, бурий, цегляно-червоний. Риска безбарвна. Блиск від скляного до жирного. Твердість 5...6. Спайність недосконала. Походження магматичне. Використовується як руда алюмінію, для виробництва добрив у сільському господарстві, в керамічній, цементній промисловості. Великі поклади нефелінових порід відомі на півдні Донбасу в Приазов'ї. Із зарубіжних найбільші родовища знаходяться у Хібінах на Кольському півострові, в Сибіру (поблизу м.Ачинська).

Топаз $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F},\text{OH})_2$ зустрічається у вигляді окремих кристалів, друз, суцільних зернистих агрегатів. Колір винно-жовтий, зеленуватий, блакитний, безбарвний, прозорий. Риски не дає. Блиск скляний. Твердість 8. Спайність досконала. Висока питома вага. Залягає в пегматитових, пневматолітових та гідротермальних жилах. Дорогоцінний камінь другого класу, використовується також для виготовлення шліфувального порошку. Добувається у Житомирській (Володар-Волинське родовище), Волинській областях. За рубезем - в Ільменських горах на Уралі.

Хризотил-азбест $\text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$ (гірський льон) утворює тонковолокнисті агрегати, прожилки в серпентиніті. Колір зеленувато-жовтий до білого. Риски не дає. Блиск шовковистий. Твердість 3...4. Походження гідротермальне. Використовується як теплоізолятор, в хімічній, будівельній, автомобільній промисловості. Родовища в основному за рубезем - Азбест (Урал), Киємбаєвське (Оренбурзька область Росії), Саяни.

Каолініт $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$ утворює землисті щільні маси. Колір білий, сірувато-білий, жовтуватий, буруватий, синюватий. Риска біла. Блиск жирний або матовий. Твердість невисока. Жирний на дотик. При диханні на нього виникає характерний запах глини. З водою утворює пластичну масу. Утворюється при вивітрюванні польових шпатів. Знаходить застосування у фарфоро-фаянсовій, хімічній, текстильній, паперовій, фарбовій промисловості. Добрий тепло- і електроізолятор, вогнетривкий матеріал. Україна має найбільші у світі поклади високоякісних каолінів. Основні запаси зосереджені у Глуховецькому (Вінницька область) і Просяньському (Дніпропетровська область) родовищах. Великими родовищами є також Велико-Гадоминецьке (Вінницька область), Володимирське (Донецька область), Полозьке (Запорізька область) та ін.

Берил $Al_2\{Be_3[Si_6O_{18}]\}$ утворює шестигранні призматичні кристали, друзи, суцільні зернисті маси. Колір блідо-зелений, яскраво-зелений, винно-жовтий, синювато-блакитний, безбарвний. Риски не дає. Твердість 7,5...8. Спайність недосконала. Злам раковистий. Походження пегматитове і гідротермальне. Різновиди:

- *смарагд* – яскраво-зелений, трав'яно-зелений, прозорий;
- *аквамарин* – синювато-блакитний (кольору морської хвилі), прозорий;
- *геліодор* - жовтий, прозорий.

Берил використовується як руда на берилій, прозорі різновиди - дорогоцінні камені. Значні запаси берилу відомі у Бразилії (родовище Боа-Віста), в Казахстані, Забайкаллі. Смарагди добувають в Якутії, Індії, Пакистані, Шрі-Ланці та ін.

Гранати мають загальний склад $A_3B_2[SiO_4]_3$, де $A = Mg, Fe^{2+}, Mn, Ca$; $B = Al, Fe^{3+}, Ce$. Поширені у вигляді кристалів, рідше - суцільних мас. За кольором виділяють різновиди:

- *піроп* – темно-червоний;
- *альмандин* - червоний з фіолетовим відтінком;
- *уваровіт* – смарагдово-зелений;
- *гросуляр* – блідо-зелений та ін.

Риска безбарвна. Блиск скляний, інколи жирний. Твердість 6,5...7,5. Спайність цілком недосконала. Щільність 3,5...4,2 г/см³. Магматичне і метаморфічне походження. Використовуються в основному як абразиви, прозорі відміни (піроп, альмандин) - дорогоцінні камені. Альмандини відомі у Подністров'ї (Вінницька область). Великі родовища гранатів є в Чехії, Шрі-Ланці, Забайкаллі.

З **органічних сполук** розглянемо лише досить поширений мінерал янтар, або бурштин.

Янтар $C_{10}H_{16}O_4$ знаходиться в природі у вигляді округлих шматочків, натічних форм, інколи з включеннями комах. Колір його медово-жовтий, вишнево-червоний, коричневий, білий, блакитний, зелений, чорний. Має до 300 відтінків. Риска біла. Твердість 2...3. Блиск скляний або матовий. Спайність відсутня. Злам раковистий. Легкий. Аморфний. При терті електризується. Горить, виділяючи приємний гвоздичний запах. Янтар - це скам'яніла смола давніх хвойних дерев. Декоративний камінь. Використовується також для виготовлення лаків, каніфолі, янтарної

кислоти, фарб, емалей, зубної пасти, мила, в парфумерії, медицині, лазерній техніці. В Україні відомий у Житомирській, Рівненській, Волинській і Львівській областях. Найбільше родовище - (Клесівське) на Рівненщині. Добувається також на узбережжі Балтійського моря: Калінінградська область Росії, у Литві, Латвії.

Контрольні запитання й завдання.

1. Що таке мінерали?
2. Які основні властивості кристалічних тіл?
3. Дайте визначення елементів симетрії кристалів?
4. Що таке ізоморфізм і поліморфізм?
5. В яких формах зустрічаються мінерали в природі?
6. Дайте визначення основних фізико-діагностичних характеристик мінералів.
7. Як класифікують мінерали?
8. Вивчіть мінерали за навчальними колекціями.
9. Навчіться визначати мінерали та їх основні властивості на запропонованих викладачем зразках.

ГЛАВА 4. ГІРСЬКІ ПОРОДИ

4.1. Загальні відомості про гірські породи

Гірські породи - це мінеральні агрегати, які утворюють самостійні геологічні тіла, що складають земну кору. Відрізняються вони за складом, будовою і умовами формування. Породи, складені багатьма мінералами називають **п о л і м і н е р а л ь н и м и** - такими є більшість гірських порід. Породи, складені одним мінералом – **м о н о м і н е р а л ь н і**. Наприклад, вапняк, складений кальцитом; кварцит, складений кварцем. Полімінеральні породи це, наприклад, граніт, складений кварцем, польовими шпатами, біотитом та іншими мінералами. Серед мінералів, які складають породи, прийнято виділяти основні, або породотвірні (див.вище) і другорядні (**а к ц е с о р н і**), тобто ті, які містяться у породах в невеликих кількостях, у вигляді домішок.

Будову породи характеризують такі поняття як структура і текстура. *Структура* породи визначається її внутрішніми особливостями і характеризується ступенем кристалічності її, розмірами зерен, їх формою, співвідношеннями між ними.

Текстура - це зовнішні ознаки породи, зумовлені взаємним розміщенням її складових частин і способом заповнення простору.

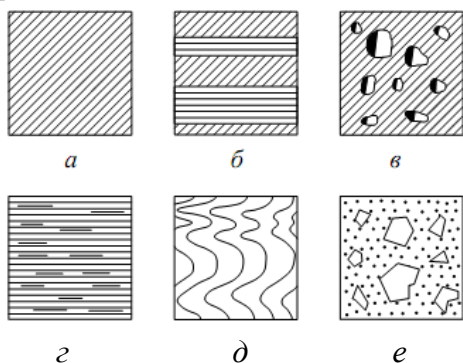


Рис. 5. Текстура гірських порід:
а – масивна; б – шарувата;
в – макропориста; г – розсіяна;
д – флюїдальна, е – хаотична

За походженням усі гірські породи діляться на магматичні, осадові і метаморфічні.

Магматичними називають породи, утворені внаслідок кристалізації природних силікатних розплавів (магми).

Осадові породи утворюються на поверхні Землі за рахунок руйнування раніше утворених порід. Їх поділяють на уламкові, тобто утворені внаслідок фізичного руйнування і нагромадження уламків гірських порід, хімічні (або хомогенні), осаджені хімічним шляхом на дні водойм і органігенні, утворені з решток організмів чи продуктів їхньої життєдіяльності.

До *метаморфічних* відносять породи, сформовані з магматичних чи осадових під впливом різних глибинних факторів: високих температур і тисків, гідротермальних розчинів і газів, які виділяються з магматичного розплаву. Детальніше перераховані генетичні типи порід будуть охарактеризовані нижче, при розгляді відповідних розділів.

4.2. Магматичні гірські породи і їх класифікація

Наслідком охолодження і кристалізації магми в товщі земної кори, а також охолодження і застигання лави в умовах земної поверхні є утворення великої різноманітності магматичних гірських порід. Породи, які утворюються у першому випадку, називають *інтрузивними*, в другому - *ефузивними*. Різні умови утворення спричиняють різну будову цих порід.

Під будовою магматичних порід розуміють їх структуру і текстуру.

Структура породи визначається її внутрішніми особливостями, тобто розмірами зерен мінералів, їх формою та співвідношеннями між ними.

Текстура - це зовнішні ознаки породи, зумовлені взаємним розміщенням складових частин і способом заповнення простору.

Структури інтрузивних порід визначаються умовами їх утворення (повільне застигання і кристалізація магми при підвищених температурах і тисках) і найчастіше бувають *рівномірнозернистими* та

нерівномірнoзернистими. Серед останніх виділяють породи крупнозернисті (розмір зерен мінералів від 1 до 0,3 см), середньозернисті (0,3...0,1 см), дрібнозернисті (0,1...0,05 см), тонкозернисті (до 0,05 см). Найбільш поширеними текстурами інтрузивних порід є *масивні* і *щільні*, для яких характерне щільне прилягання мінералів один до одного, відсутність будь-якої орієнтації у їх розміщенні.

У кожної інтрузивної породи є ефузивний аналог, тобто порода тотожна за хімічним і мінералогічним складом і відмінна від неї лише структурою та текстурою. Останні визначаються швидким застиганням магми на поверхні Землі, чи на невеликій глибині. Для ефузивних порід характерні такі структури як:

- *порфірова* - на фоні однорідної нерозкristалізованої основної маси виділяються окремі зерна мінералів;

- *афанітова* - порода складена дрібними зернами мінералів, які не розрізняються неозброєним оком;

- *склувата* - виникає при швидкому застиганні лави, подібна до скла.

Типовими текстурами ефузивних порід є:

- *пориста* - характеризується наявністю пор і виникає при швидкому застиганні лави, з якої виділяються газоподібні продукти;

- *мигдалекам'яна* - утворюється у тих випадках, коли пори, чи порожнини в породі заповнюються вторинними мінералами;

- *флюїдальна* - виділяються чітко виражені сліди течії лавового потоку.

Виверження вулканів часто супроводжуються потужними вибухами, що призводить до утворення уламкового матеріалу. При його подальшому ущільненні та цементації формуються породи з *уламково-пористою* структурою.

До складу магматичних порід входять породотвірні мінерали, тобто ті, що складають основну масу даної породи та акцесорні ті, які містяться в ній у незначних кількостях. Основними породотвірними мінералами є польові шпати (ортоклаз, мікроклін та ін.), кварц, рогова обманка, олівін, піроксени, амфіболи, слюди. Як акцесорні найчастіше присутні апатит, хроміт, магнетит, циркон, ільменіт і ін.

Класифікацію найпоширеніших магматичних порід за походженням, хімічним та мінералогічним складом подано у табл. 6.

Як видно з таблиці, всі магматичні породи за вмістом кремнезему розділяються на кислі, середні, основні та ультраосновні.

Кислі породи характеризуються світлим забарвленням, внаслідок переважання у їхньому складі польових шпатів і кварцу. Найбільш поширеними породами цієї групи є граніт та його ефузивний аналог - ліпарит.

Граніт - інтрузивна порода із зернистою структурою та щільною, масивною текстурою. Основні мінерали - польовий шпат і кварц, у невеликій кількості - мусковіт. Біотит та рогова обманка становлять до 10%. Акцесорні мінерали - гранат, апатит, циркон, магнетит та ін. Колір світло-сірий, жовтуватий, рожевий, червоний. Залягає в земній корі у вигляді батолітів, штоків, лаколітів, рідше - дайок. Широко використовується як будівельний та облицювальний матеріал. Великі поклади гранітів відомі на Українському щиті (Житомирщина, Подніпров'я та Приазов'я).

Ліпарит - щільна або пориста порода з порфіровою структурою, часто з флюїдальною текстурою. За складом не відрізняється від граніту. Порфірові вкраплення представлені польовим шпатом, кварцом. Колір білий, світло-сірий, жовтуватий, червонуватий. Залягає у вигляді потоків. Використовується як будівельний камінь, у скляній промисловості. Райони залягання: Карпати, Придніпров'я, Ліпарські острови у Середземному морі, Кавказ, Алтай.

Середні породи, як і кислі, характеризуються в основному світлим забарвленням. До цієї групи порід відносяться пари діорит - андезит та сієніт - трахіт.

Діорит - інтрузивна порода зернистої структури, частіше дрібнозерниста. Текстура масивна, смугаста. Складений польовим шпатом, роговою обманкою, інколи присутній біотит. При вмісті до 10% кварцу - називають кварцовим діоритом. Колір сірий, зеленувато-сірий. Залягає в крайових зонах гранітних масивів, а також у вигляді лаколітів, жил. Застосування таке ж, як і в граніту. Райони залягання: Приазов'я, Побужжя, Волинь, Поділля, Урал.

Андезит - ефузивний аналог діориту. Структура порфірова, текстура масивна, або пориста, шлакова. Основна маса породи представляє собою нерозкristалізоване вулканічне скло з вкрапленнями зерен польових шпатів, магнетиту, рогової обманки. Колір темно-сірий. Залягає у вигляді потоків, куполів. Використовується як кислототривкий матеріал, в фарфоровій промисловості. Поширений у Закарпатті, Приазов'ї, Криму (масив Карадаг), на Кавказі, в Андах.

Класифікація магматичних порід

Ступінь кислотності породи (вміст SiO ₂ , %)	Характерні мінерали	Колір	Породи	
			Інтрузивні	Ефузивні
Кислі (65...70)	Польового шпату і кварцу багато. Темноколірних мінералів (рогова обманка, біотит) -5. .10%.	Світлий	Граніт	Ліпарит (ріоліт)
Середні (52...65)	Кварцу немає або його дуже мало; основний мінерал - польовий шпат. Темноколірних мінералів – до 15 %. Кварцу немає або його мало. Основний мінерал - ортоклаз. Темноколірних мінералів – до 25 %.	Світлий Сірий	Сієніт Діорит	Трахіт Андезит
Основні (40...52)	Кварцу немає. Основні мінерали – польовий шпат, піроксен. Темноколірних мінералів- 35...40%. Складається з одного мінералу – лабрадору.	Темний Те саме	Габро Лабрадорит	Базальт
Ультраосновні (35...40)	Кварцу, польового шпату немає. Основні мінерали – олівін, піроксен. Переважно складені олівіном.	Темний Те саме	Перидотит Дуніт	-

Сієніт - інтрузивна порода з рівномірноюзернистою чи порфіровою структурою. Текстура масивна, щільна. Основний мінерал - польовий шпат. В невеликій кількості присутні рогова обманка, піроксен, біотит. Зовні нагадує граніт, від якого відрізняється відсутністю кварцу (інколи до 5%). Колір рожевий, червоний, світло-сірий. Залягає у вигляді штоків. Застосування таке ж, як і в граніту. Райони поширення: Приазов'я, Середнє Подніпров'я, Урал.

Трахіт - ефузивний аналог сієніту. Структура порфірова. Основна маса породи склувата, або прихованокристалічна, мікрозерниста. Присутні дрібні вкраплення польового шпату, рідше - біотиту, рогової обманки. Колір червонуватий, буруватий, жовтуватий, сірий. Використовується як будівельний та кислототривкий матеріал. Райони поширення: Крим (Карадаг), Приазов'я, Азорські та Гавайські острови.

Основні породи завдяки присутності в них значної кількості темноколірних мінералів відрізняються темним забарвленням.

Габро - інтрузивна порода. Структура переважно середньо- та крупнозерниста, текстура масивна. Складена в основному лабрадором, піроксеном, олівіном. Рідко присутні рогова обманка і біотит. Колір від темно-зеленого до чорного. Залягає у вигляді дайок, штоків, лаколітів. Використовується як будівельний та облицювальний матеріал, для виготовлення пам'ятників, сходів тощо. Поширена в Приазов'ї, Нижньому Подніпров'ї, Житомирській області, Криму, Карелії.

Базальт - ефузивний аналог габро. Структура найчастіше тонкозерниста, прихованокристалічна, текстура масивна, рідше - пориста. Мінеральний склад аналогічний габро. Колір чорний, темно-сірий. Залягають базальти у вигляді потоків, покривів, куполів. Потоки і покриви часто мають стовпчасті, шестигранно-призматичні окремісті. Використовується як будівельний, облицювальний, кислототривкий матеріал, для виготовлення бруківки та ін. Залягає у Криму (Карадаг), на Волині, Донбасі, в Закавказзі.

Лабрадорит - мономінеральна інтрузивна порода. Структура переважно середньо- та крупнозерниста, текстура масивна. Складений лабрадором. Колір темно-сірий, майже чорний з характерним синюватим відливом на площинах спайності (іризація). Залягає у вигляді штоків. Застосовується як облицювальний, декоративний матеріал. Великі поклади лабрадоритів відомі в Житомирській області, а також у Черкаській, Кіровоградській областях.

Ультрасновні породи представлені переважно інтрузивними відмінами. Темнозабарвлені. Найбільш поширеними серед них є перидотит і дуніт.

Перидотит - інтрузивна порода з дрібно- або середньозернистою структурою та масивною, щільною текстурою. Складений олівіном та піроксеном. З другорядних мінералів можуть бути присутні серпентин, біотит, гранат. Колір чорний, темно-зелений, жовто-зелений. В'язкий. Складає штоки. Використовується для виробництва щебеню, як облицювальний матеріал. Залягає в районах Побужжя, Приазов'я, Нижнього Подніпров'я.

Дуніт - інтрузивна порода із зернистою структурою та масивною, зливною текстурою. Складений олівіном. Акцесорні мінерали - хроміт,

магнетит. Колір темно-зелений, або жовтувато-зелений. Використовується як цінна вогнетривка сировина. Райони залягання: Побужжя, Київська область.

При виверженні магми кислого складу утворюються такі вулканічні продукти, як *вулканічний попіл, вулканічний туф, вулканічне скло (обсидіан), пемза*. Остання за складом може відповідати також середнім, рідше основним магмам.

4.3. Осадкові гірські породи та їх класифікація

Осадкові породи утворюються з осадків морського і континентального походження. Вони становлять 10 % усіх гірських порід земної кори. В утворенні осадкових порід виділяють кілька стадій:

1) утворення вихідного осадкового матеріалу; 2) перенесення осадкового матеріалу; 3) нагромадження осадка (седиментогенез); 4) перетворення осадка в осадову породу (діагенез); 5) зміна осадкової породи до початку метаморфізму або початку вивітрювання (катагенез). Весь процес формування осадкової породи від утворення вихідного матеріалу до перетворення осадка в породу називається *літогенезом*.

Утворення вихідного матеріалу відбувається внаслідок вивітрювання, ерозії, абразії, суфозії тощо. Основна маса продуктів руйнування виникає внаслідок фізичного і хімічного вивітрювання, або гіпергенезу. Чинниками перенесення і відкладання продуктів руйнування є поверхневі і підземні води, вітер та лід. Найбільша кількість осадків нагромаджується в кінцевих водоймах стоку - морях і озерах. Після стадії *седиментогенезу* осадка починається стадія діагенезу.

Діагенез - це сукупність процесів перетворення осадка в гірську породу. Він супроводжується розчиненням і виносом з осадка нестійких мінералів; формуванням нових мінералів, стійких в даних умовах; перерозподілом речовин і утворенням конкрецій; ущільненням і обезводненням; цементуванням і перекристалізацією. Інтенсивність процесу діагенезу залежить від складу осадка і умов, в яких він перебуває. Стадією діагенезу закінчується процес формування осадкової породи - далі настає стадія катагенезу.

Катагенез - сукупність процесів, які змінюють осадову породу в період її існування до початку метаморфізму, або вивітрювання. Основними факторами катагенезу є температура, тиск і вплив підземних вод.

Інтенсивність катагенезу залежить від геологічних умов і в меншій мірі складу і фізичних властивостей порід. Цей процес є дуже довготривалим і може продовжуватися протягом цілих геологічних періодів і ер. У стадію катагенезу в породах часто утворюються пірит, марказит, халцедон, кварц, кальцит та інші мінерали. Глини перетворюються в щільні, що не розмокають у воді аргіліти, піски - в пісковики і т.д. В умовах висхідних тектонічних рухів основним чинником катагенезу є підземні води, під впливом яких посилюється привнесення і винос речовин у верствах осадових порід. При піднятті осадових товщ катагенез змінюється вивітрюванням, при опусканні - метаморфізмом.

Для геосинклінальних рухомих областей характерні ще більш глибокі зміни осадових порід, які відбуваються на великих глибинах (7...8км), при високому тиску (20...30 кПа) і температурі (200...300 °С). Їх називають *метагенезом*. Він фактично є початковою стадією метаморфізму. В процесі метагенезу глини перетворюються в глинисті сланці, пісковики - в кварцити, вапняки - у мармури і т.д.

У різних умовах процес літогенезу протікає неоднаково. На думку М. Страхова, визначальною умовою літогенезу є клімат, хоча важливу роль відіграють також особливості рельєфу і тектонічний режим. Виділяють три типи літогенезу: нівальний, або льодовий; гумідний (літогенез помірно-вологої, вологої субтропічної і тропічної зон) і аридний, або пустинний.

Хімічний склад осадових порід близький до хімічного складу магматичний порід. Основними їх компонентами є оксиди силіцію, алюмінію і заліза. Однак в магматичних породах більше закисів заліза, а в осадових більше оксидів, бо вони зазнали впливу кисню. Крім цього, в осадових породах зменшений вміст нестійких і розчинних сполук - Na_2O і K_2O .

Мінералогічний склад осадових порід дуже різноманітний і визначається складом материнських порід, внаслідок руйнування яких вони утворилися, та фізико-хімічними особливостями середовища, в якому йшло осадконагромадження. Найбільш поширеними мінералами материнських порід є кварц, польові шпати, слюди та деякі інші мінерали. Типовими осадовими мінералами, яких немає в магматичних породах, є сульфати, глинисті мінерали тощо.

В осадових породах часто наявні рештки рослин і тварин. Нерідко вони є основними складниками породи (органогенні вапняки, діатоміти, торф, вугілля тощо).

Структура і текстура характеризують будову гірських порід. Структура визначається розміром і формою складових частин породи, а текстура - способом їх розміщення в породі. Кожному генетичному типу осадових порід відповідають певні структури.

В уламкових породах їх виділяють за розміром уламків: *псефітова*, або *грубоуламкова* (розмір частинок понад 1 мм в діаметрі); *псамітова*, або *піщана* (розмір уламків від 1 до 0,1 мм); *алевритова* (*пилувата*) від 0,1 до 0,01 мм; *пелітова* (*глиниста*) менше від 0,01 мм.

Органогенним породам властиві *детритусові* структури, які складаються з уламків скелетів, черепашок тощо організмів різного розміру (крупндетритусова, дрібндетритусова структура).

Хемогенним породам властиві *зернисті* структури. За розміром зерен вони бувають крупнозернисті (>0,5 мм), середньозернисті (0,5...0,1 мм) і дрібнозернисті (менше 0,1 мм). За формою зерен виділяють структури: *ідіоморфну* (коли кристали мають правильну форму), *алотріоморфну* (більшість зерен неправильної форми), *оолітову* (зерна заокруглені).

Найбільш характерними текстурами осадових порід є *верстувата*, *однорідна* (з хаотичним, безладним розміщенням мінеральних зерен) і *пориста*. Залежно від умов нагромадження осадків верстуватість може бути горизонтальна, коса і хвиляста.

Існує декілька класифікацій осадових порід. Однак найвідомішою є класифікація, згідно з якою осадові породи поділяють на чотири групи: уламкові, глинисті, хемогенні й біогенні (органогенні) (табл. 6).

Уламкові породи. Утворились внаслідок механічного руйнування інших порід. Їх поділяють на грубоуламкові, або псефіти; піщані, або псаміти, і пилуваті, або алеврити. Уламки, які їх складають, бувають необкатані і обкатані, розсипчасті і зцементовані (табл. 6).

Грубоуламкові породи складаються переважно з уламків різних порід розміром більше 1мм в діаметрі. Ступінь обкатаності залежить від складу уламків і віддалі їх транспортування. Зцементована порода, яка складається з необкатаних уламків, називається *брекчією*, а з обкатаних - конгломератом.

Класифікація уламкових і глинистих осадових порід

Група порід	Діаметр уламків, мм	Пухкі (незцементовані) породи		Зцементовані породи	
		Кутасті уламки	Обкатані уламки	Кутасті уламки	Обкатані уламки
Грубоуламкові (псефіти)	Понад 100	Брила	Валун	Брилова брекчія	Валунний конгломерат
	10-100	Щебінь	Галька	Брекчія	Конгломерат
	1-10	Жорства	Гравій	Жорствеліт (жорствяна брекчія)	Гравеліт (гравійний конгломерат)
Піщані (псаміти)	0,1 – 1	Пісок		Пісковик	
Пилуваті (алеврити)	0,01- 0,1	Алеврит, лес		Алевроліт	
Пеліти	До 0,01	Глина		Аргіліт	

Піщані породи (псаміти) складаються з уламків мінералів і гірських порід розміром від 0,1 до 1мм у діаметрі. Вони поділяються на розсипчасті і зцементовані. До розсипчастих належать піски, до зцементованих - пісковики. За розміром зерен піски і пісковики поділяються на грубозернисті (0,5...1 мм), середньозернисті (0,5...0,25) і дрібнозернисті (0,25...0,1 мм). За мінеральним складом - кварцові, польвошпатові (аркозові), глауконітові, слюдисті, залізисті та ін. Різноманітні домішки надають піскам і пісковикам відповідного забарвлення: оксиди заліза - бурого, глауконіт - зеленого, органічні речовини - чорного. За своїм походженням піски можуть бути морськими, річковими, озерними, еоловими, флювіогляціальними.

Пилуваті породи (алеврити) складаються з уламків діаметром від 0,1 до 0,01 мм. Зцементовані алеврити називають алевролітами. Алеврити займають проміжне положення між пісками і глинами. До них відносяться суглинки, леси, лесоподібні суглинки. Суглинок - осадова уламкова гірська порода, яка містить у своєму складі 25...50% глинистих частинок, решта - піщані частинки.

Типовими алевритовими породами є леси. *Лес* - тонкозерниста пухка однорідна порода сірувато-жовтого або пальново-жовтого кольору, пориста, карбонатна, не верстувата. Складається з дрібних (пилуватих)

зерен кварцу з домішкою інших мінералів. Утворює стовпчасту окремість. Походження лесів остаточно не з'ясоване. *Лесоподібні суглинки* менш однорідні, ніж лес, менш пористі, іноді верстуваті. Переважно залягають на схилах. Утворюються внаслідок перевідкладання лесу або продуктів вивітрювання інших гірських порід.

Глинисті породи, або пеліти, складаються з частинок розміром менше 0,01 мм у діаметрі. Це найбільш поширена група осадових порід, вона становить понад 60% їх загального об'єму. До цієї групи належать глини і аргіліти. *Глини* є в основному продуктами хімічного вивітрювання порід різного складу. Їх поділяють на елювіальні, або залишкові, і перевідкладені. До елювіальних глин належать каоліни, монтморилонітові глини. Перевідкладені глини, крім типових глинистих мінералів, містять пилюваті часточки кварцу, польового шпату, слюди тощо. За походженням вони можуть бути озерними, морськими, річковими, льодовиковими. Колір їх різноманітний: червоно-бурий, бурий, жовтий, сіро-зелений, темно-сірий. Глини володіють специфічними фізичними властивостями: 1) пластичністю, тобто здатністю набувати будь-якої форми під тиском; 2) здатністю поглинати воду при змочуванні і розбухати (збільшуватися в об'ємі до 40...50% і більше); 3) слабою водопроникністю. Вогнетривкі глини використовують для керамічних виробів, фарфору, фаянсу. Білі каолінові глини - як наповнювачі при виробництві паперу і гуми. Гідрослюдисті - для одержання цегли, черепиці, дренажних труб. *Аргіліти* є зцементованими і ущільненими глинистими породами, які на відміну від глин не розмокають у воді і не мають пластичності. Утворюються внаслідок ущільнення і цементування глин при катагенезі.

Хемогенні і біогенні (органогенні) осадові породи. Хемогенні породи утворюються внаслідок випадання речовин з водних розчинів. Їх поділяють на карбонатні, кременисті, залізисті, марганцеві, хлоридні (галоїдні), сульфатні, алітні (глиноземисті) і фосфатні.

К а р б о н а т н і п о р о д и переважно складені кальцитом і доломітом. До них належать вапняки хімічного походження, вапнисті туфи (травертини) і доломіти. *Вапняками* називаються осадові породи, які складаються переважно з кальциту (рідше арагоніту) з домішками піщано-глинистого матеріалу, кремнезему, доломіту та ін. Колір вапняків різноманітний: білий, сірий, бурий тощо. Вони щільні, масивні, мають кристалічну або приховано-кристалічну структуру, бурхливо взаємодіють

з соляною кислотою. Оолітові вапняки складаються з маленьких кульочок - оолітів, зцементованих вапнистим цементом.

Хемогенні породи

Карбонатні:

вапняк оолітовий, вапняний туф, доломіт

Кремністі:

гейзерит, кремій, опока

Марганцеві:

піролюзит, манганіт, псиломелан, родохрозит

Галоїдні:

кам'яна сіль, калійні солі

Сульфатні:

гіпс, ангідрит, мірабіліт

Алітні (глиноземисті):

латерит, боксит

Фосфатні:

фосфорит

Біогенні (органогенні) породи

Карбонатні:

вапняк (черепашковий, кораловий, серпуловий, водоростевий тощо), крейда, мергель

Кремністі:

діатоміт, трепел

Каустобіоліти:

торф, буре вугілля, кам'яне вугілля, антрацит, сапропеліт, горючі сланці, нафта, асфальт, озокерит, горючі гази, янтар (бурштин)

Органогенні вапняки утворюються з черепашок молюсків та інших скелетних частин тваринних організмів або водоростей. Залежно від переважання у їх складі тих чи інших решток тварин або рослин вапняки поділяють на: коралові, черепашкові, фузулінові, нумулітові тощо. Різновидом органогенних вапняків є *крейда*, яка складається в основному з дрібних решток вапнистих водоростей коколітофорид та *мергель*. Останній є перехідною гірською породою між карбонатними і глинистими породами. Він складається на 50...70% з CaCO_3 органогенного походження, а решта 50...30% припадає на глинисті частинки, в складі яких є частинки як уламкового, так і хімічного походження. Мергелі є цінною сировиною для виробництва цементу.

Вапняні туфи, або *травертини*, пористі породи, що утворюються при осідання карбонату кальцію з холодних або гарячих джерел підземних вод. Вони часто містять у собі черепашки наземних організмів, відбитки листків і гілок рослин. Використовуються як будівельний матеріал, декоративний камінь та для випалювання вапна.

Доломіти - породи, складені в основному мінералом доломітом $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Містять домішки кальциту, гіпсу, ангідриту та інших мінералів. Забарвлення жовтувате, сіре, рожеве, залежить від домішок. Дуже нагадують щільні вапняки, але відрізняються від них слабою реакцією з соляною кислотою. Використовуються як будівельний матеріал, у металургії, в хімічній та інших галузях промисловості.

К р е м е н и с т і п о р о д и. До кременистих порід хімічного походження належать кременисті туфи, або гейзерити, і кремені, опоки.

Гейзерит - біла або світло-забарвлена хомогенна пориста порода, що утворилася внаслідок випадання кремнезему з води гейзерів та інших гарячих джерел.

Кремень - осадова порода, складена в основному халцедоном і опалом з різними механічними домішками. Зустрічається переважно у вигляді конкрецій різної форми і розміру серед інших осадових порід, особливо крейди. Забарвлення чорне, сіре, жовте, злам черепашковий. Утворюється з колоїдних розчинів SiO_2 на дні моря.

Опока - кремениста легка пориста хомогенна осадова порода, що складається з аморфного кремнезему (опалу) до 90% та глинистої речовини з домішками скелетних решток організмів (радіолярій, губок, діатомових водоростей та ін.), зерен кварцу, глауконіту, польових шпатів. Колір від голубувато-сірого до майже чорного. Інколи за зовнішнім виглядом нагадує діатоміт або трепел.

З кременистих порід органогенного походження найбільш поширеними є діатоміт і трепел.

Діатоміт - пухка або слабозцементована гірська порода, складена головним чином з решток діатомових водоростей, частково радіолярій та губок, часто з домішками глини і глауконіту. Забарвлення біле. Досить легка. Використовується для теплової і звукової ізоляції, як будівельний матеріал.

Трепел - легка, дуже пориста, пухка осадова порода біохомогенного походження. За зовнішніми ознаками схожа на діатоміт. Складається з дуже дрібних опалових і халцедонових частинок, глинистого матеріалу і незначної кількості спікул губок, черепашок, радіолярій та діатомових водоростей. Колір білий, сірий, рожевий, чорний.

З а л і з и с т і п о р о д и характеризуються підвищеним вмістом сполук заліза у вигляді оксидів, гідроксидів, карбонатів, сульфатів. До них належать бурі залізники, сидеритові породи, сульфіди та ін.

Бурі залізнякаи - суміш гідроксидів заліза з глинистим матеріалом. Відкладаються в морських басейнах, озерах і болотах. При вмісті заліза 30...40% і більше використовуються як залізні руди. Колір породи жовто-бурий. Найбільшим родовищем в Україні є Керченське.

Сидеритові породи складені мінералом сидеритом $FeCO_3$ з домішками глинистого, теригенного та органічного матеріалу. Утворюють прошарки, лінзи і окремі конкреції. Структура зерниста. Колір жовтувато-сірий, сірий, темно-сірий. Використовуються як залізні руди.

Сульфід заліза представлений піритом і марказитом. Великих скупчень не утворюють. Зустрічаються у вигляді окремих конкрецій, які залягають серед осадових порід.

Марганцеві породи за походженням дуже близькі до залізистих. Утворюються в морських, рідше озерних, басейнах. Їх складають оксиди і гідроксиди марганцю - піролюзит, манганіт, псиломелан та ін. Переважно вони утворюють землясті маси темного кольору. Найбільшими родовищами марганцевих руд такого типу в Україні є Нікопольське, Великотокмаківське.

Карбонатні марганцеві породи складені родохрозитом і манганокальцитом з домішкою теригенного і глинистого матеріалу. Вони сірого або рожевого кольору, мають зернисту будову, щільні. Великі поклади карбонатних марганцевих руд є у Великотокмаківському родовищі Запорізької області.

Хлоридні (галоїдні) і сульфатні породи дуже близькі за умовами утворення. Вони є типовими хімічними утвореннями, які виникли внаслідок випадання з водних розчинів у замкнутих морських басейнах або озерах. До цих порід належать кам'яна сіль, калійні солі, гіпс, ангідрит, які охарактеризовані раніше як мінерали.

До алітних (глиноземистих) порід належать латерити і боксити, які складаються в основному з оксидів і гідроксидів алюмінію і заліза.

Латерити - осадові гірські породи, які утворюються внаслідок фізичного і хімічного вивітрювання багатих на глинозем магматичних порід (нефелінових сієнітів, гранітів тощо) в умовах жаркого і вологого клімату. Складаються з оксидів алюмінію, заліза і силіцію. Забарвлення переважно коричнево-червоне.

Боксити - осадові гірські породи, багаті на гідроксиди алюмінію. Використовуються як руди для добування алюмінію. За зовнішнім

виглядом дуже подібні до латеритів. В основному це пухкі, землисті або більш тверді маси червоно-коричневого, жовто-бурого кольору. Часто мають бобову або оолітову структуру. За походженням боксити бувають залишкові (латеритові) і перевідкладені (осадові).

Найбільш характерними представниками фосфатних порід є *фосфорити* - осадові породи, збагачені на фосфат кальцію. Вони залягають у вигляді верств щільних однорідних темнозбарвлених порід або утворюють конкреції діаметром до 10 см і більше, складені фосфатною речовиною в суміші з глинистим або карбонатним матеріалом. Фосфорити, які містять 10 % і більше P_2O_5 використовуються для виготовлення фосфорних добрив. Поклади їх відомі на Поділлі, а також в Харківській та Донецькій областях.

Каустобіоліти - горючі породи органогенного походження. До них належать торф, буре і кам'яне вугілля, сапропеліти, горючі сланці, нафта та продукти її перетворення - асфальт і озокерит, горючі гази. Сюди ж часто зараховують і янтар.

Торф - бура або темна пориста гірська порода, що складається з решток рослин, які значною мірою змінені процесами розкладу. Утворюється в болотах з моху, трави, листя, стебел, коріння, деревини, містить також значну кількість мінеральної речовини. В складі торфу є вуглець (35...59%), водень (6%), кисень (39%) і азот (2...3%). Торф є початковою стадією перетворення органічної речовини в буре вугілля, кам'яне вугілля і антрацит.

Викопне вугілля утворюється з наземних рослин (гумусове вугілля) та нижчих водоростей і планктону (сапропелеве вугілля). Воно складається з органічної маси і мінеральних домішок. Залежно від ступеня перетворення органічної речовини, фізичних властивостей і складу виділяють буре вугілля, кам'яне вугілля і антрацит.

Буре вугілля - слабометаморфізоване викопне вугілля, перехідна стадія від торфу до кам'яного вугілля. Порода темно-бурого кольору з землистим блиском. Твердість 1,5. Містить до 75% вуглецю. Порода з ознаками деревної структури називається *лігнітом*.

Кам'яне вугілля - чорного кольору, має твердість від 0,5 до 2,5, блиск жирний або смоляний. Вміст вуглецю 80...85%. Утворюється з бурого вугілля під впливом підвищеного тиску і температури.

Антрацит - найбільш метаморфізоване високоякісне вугілля. Має сірувато-чорний колір, блиск металічний, твердість до 2,5. Горить без диму, володіючи високою теплотворною здатністю.

Сапропеліт (сапропелеве вугілля) утворюється при відновному розкладі решток рослинного та тваринного планктону в умовах так званого "гниючого мулу" (сапропелю). Найбільш чистим сапропелевим вугіллям є *богхед* - матовий, неверстуватий, з черепашковим зламом. Сапропель використовують як цінне добриво, для грязьолікування. Сапропеліти при нагріванні без доступу повітря дають багато газоподібних та різних горючих продуктів.

Горючі (бітумінозні) сланці - глинисті, вапнисті та кременисті сланці, збагачені органічними речовинами (до 60%), завдяки яким можуть горіти. Використовуються як паливо та як сировина для хімічної промисловості.

Нафта - масляниста рідина з характерним запахом. Головними компонентами нафти є вуглець (близько 85%), водень (11...14%). Колір нафти від бурого-чорного до світло-помаранчового. На походження нафти є дві точки зору: одні вчені, вслід за І. Губкіним, вважають, що нафта утворилась з решток організмів (переважно планктонних), які нагромаджувалися на дні водних басейнів. Маса цих організмів у процесі розкладання перетворюються у сапропелі, з яких в умовах відновного середовища утворюється крапельно-рідка нафта, яка при певних геологічних умовах скупчується в родовища. Сприятливі умови (високий тиск і температура) для утворення крапельно-рідкої нафти створюються на глибинах 2...5 км внаслідок поступового занурення нафтоматеринських порід. У міграції нафти і скупченні її у сприятливих структурах ("пастках") значну роль відіграють підземні води.

Гіпотеза неорганічного походження нафти пов'язує її утворення з газоподібними вуглеводнями, які надходять з глибоких надр Землі, мантії. В Україні цю гіпотезу розвивав академік В. Порфір'єв і його учні.

Асфальт - це продукт перетворення нафти нафтового ряду. Твердий викопний бітум темно-бурого і чорного кольору, із запахом нафти. Блиск смолистий, твердість близько 3, густина 1...1,2 г/см³. Використовується для асфальтування доріг та виготовлення лаків.

Озокерит, або *гірський віск*, - темно-бура, коричнева маса, подібна на віск, з запахом нафти. Складається з твердих вуглеводнів парафінового ряду. Використовується у медицині. Очищений озокерит називається

церезином, який широко використовується в промисловості. Найбільшим родовищем озокериту в Україні є Бориславське.

Горючі гази - генетично зв'язані з нафтою і представлені метаном з домішками важких вуглеводнів, азоту, вуглекислоти, сірководню тощо. Використовуються як цінне паливо і хімічна сировина.

Янтар (буриштин) - викапна смола хвойних дерев. Аморфна речовина жовтого і жовто-червоного чи білого кольору. Твердість близько 2,5, густина 1 г/см³. Горить, плавиться. Зустрічається у вигляді зерен і шматків неправильної форми масою до 2 кг. В янтарі часто бувають включення комах і решток рослин. Використовується для виготовлення ізоляторів, янтарної кислоти і прикрас. Найбільші родовища є на південному березі Балтійського моря. В Україні зустрічається в Київській, Рівненській, Житомирській, Львівській і Харківській областях.

4.4. Метаморфічні гірські породи

Метаморфічні породи не мають єдиної загальноприйнятої класифікації. Нині більшість дослідників класифікує їх за метаморфічними фаціями. Під *метаморфічною фацією* розуміють породи різного складу, сформовані в подібних термодинамічних умовах. Для регіонального метаморфізму найбільш характерними є фації - зелених сланців, амфіболітова, гнейсова і гранулітова; для динамометаморфізму - зелених сланців; для контактового - роговиків.

Метаморфічним породам властиві специфічні структури, які відрізняються від структур магматичних порід. Це пояснюється тим, що вони утворюються внаслідок перекристалізації порід у твердому стані, а не в процесі застигання розплавів, як у магматичних породах. У метаморфічних породах мінерали дуже рідко мають властиву їм кристалічну форму. Основними структурами метаморфічних порід є: катакlastичні, кристалобластові і пойкилітові.

Катакlastичні структури характеризуються наявністю деформованих і розтщених зерен мінералів. Вони утворюються в процесі динамометаморфізму. Таку структуру мають тектонічні брекчії, катакlastити, мілоніти.

Кристалобластові структури - це повнокристалічні структури гірських порід, що утворилися внаслідок їх перекристалізації у твердому

стані, коли одночасно ростуть кристали всіх мінералів. Залежно від форми зерен серед кристалобластових структур виділяють *гранобластові*, *порфіробластові*, *лускаті* та ін.

Поїккілітові структури характеризуються безладними включеннями багатьох зерен одного або різних мінералів у значно більші зерна інших мінералів.

Найбільш характерними текстурами для метаморфічних порід є *смугасті* і *сланцюваті*, рідше - *масивні*.

Серед метаморфічних порід найбільш поширеними є гнейси, амфіболіти, кристалічні сланці, мармури, грануліти, кварцити, роговики і зеленокам'яні породи.

Гнейси становлять близько 65% всіх метаморфічних порід. Вони складаються з кварцу, польового шпату, слюд, амфіболітів і піроксенів. Розрізняють ортогнейси, утворені при метаморфізмі гранітів, і парагнейси, утворені з пісковиків, конгломератів та інших осадових порід. Від гранітів вони відрізняються характерною гранобластовою структурою і смугастою текстурою. Використовуються як будівельний матеріал. З гнейсами пов'язані родовища графіту і слюд.

Амфіболіти утворюються головним чином з середніх і основних магматичних гірських порід, а також мергелів, карбонатних глин. Складаються з амфіболів, плагіоклазів, піроксенів, гранатів. Колір переважно чорний, зелений, бурий. Мають гранобластову структуру і масивну текстуру.

Кристалічні сланці - загальна назва різноманітних повнокристалічних метаморфічних гірських порід, що утворюються в процесі метаморфізму магматичних або осадових порід. Мають різний склад, але відрізняються однією загальною властивістю - *слацюватістю*, тобто здатністю розколюватися на тонкі пластинки. За мінеральним складом розрізняють слюдяні, хлоритові, талькові, амфіболітові, кременисті сланці. З ними пов'язані родовища тальку, слюди.

Мармури - зернисті карбонатні породи, які утворюються внаслідок перекристалізації вапняків. Колір різноманітний (білий, червоний, сірий, жовтий, чорний, смугастий тощо), зумовлений наявністю різних домішок. Структура гранобластова. Використовується як декоративний і облицювальний матеріал. В Україні родовища мармуру є в Закарпатській та Житомирській областях.

Грануліти складаються головним чином з мінералів світлих кольорів: польового шпату, кварцу, гранату тощо. Мають гранобластову структуру, інколи сланцювату текстуру. Утворюються при регіональному метаморфізмі.

Кварцити - щільні зернисті породи, складені головним чином з кварцу. Утворюються при метаморфізмі кварцових пісків і пісковиків. Колір сірий, рожевий, жовтуватий. Структура гранобластова, текстура смугаста і масивна. Використовуються в будівництві. В Україні родовища кварцитів давно відомі в районі м.Овруча (на півночі Житомирської області). Вони використовувалися у будівництві ще в Київській Русі. Велике значення мають залізисті кварцити (джеспіліти), з якими пов'язані великі поклади залізних руд у Кривому Розі.

Роговики - щільні зернисті породи, які утворюються внаслідок контактового метаморфізму. Складаються з кварцу, слюди, польових шпатів, гранатів та інших мінералів. Структура щільна і гранобластова. Злам черепашковий.

Зеленокам'яні породи - це змінені основні ефузивні породи (діабази, порфірити), складені амфіболами, епідотом, слюдами, хлоритом. Найбільше поширення - в Росії на східному схилі Уралу.

Контрольні запитання і завдання.

1. Що таке гірські породи?
2. Як класифікують гірські породи?
3. Як класифікують магматичні гірські породи?
4. Що таке структура і текстура породи?
5. Які структури і текстури характерні для магматичних порід?
6. Вивчіть за навчальними колекціями поширені магматичні породи, навчіться розрізняти та описувати запропоновані викладачем зразки.
7. Як класифікують осадові гірські породи?
8. Які структури і текстури властиві для осадових порід?
9. Які Ви знаєте групи уламкових порід?
10. Які Ви знаєте хомогенні породи?
11. Які Ви знаєте органогенні породи?
12. Що таке конгломерат?
13. Що таке брекчія?
14. Що таке лес і лесоподібні суглинки?
15. Що таке метаморфічні породи?
16. Які структури і текстури типові для метаморфічних порід?
17. Вивчіть за колекціями поширені осадові та метаморфічні породи, навчіться їх описувати та розрізняти на запропонованих викладачем зразках.

РОЗДІЛ III. ГЕОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ

ГЛАВА 5. УЯВЛЕННЯ ПРО ГЕОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ

5.1. Джерела енергії геодинамічних процесів

Внутрішні й зовнішні геосфери планети тісно взаємодіють між собою, обмінюючись речовиною, енергією та взаємним динамічним впливом їхніх середовищ.

Якщо простежити історію розвитку атмосфери Землі, вод Світового океану та материків, літосфери та біосфери, то можна констатувати складні та взаємозумовлені зміни їхніх фізико-географічних характеристик, водно-теплового балансу, хімічного складу тощо.

Розділ геологічної науки, який вивчає процеси, що відбуваються на поверхні Землі та в її надрах, називають *динамічною геологією*, а, відповідно, природні процеси, що зумовлюють формування і розвиток земної кори, в тому числі і її рельєфу, називають *геодинамічними*, або *геологічними процесами*. Власне взаємодія геосфер планети і зумовлюється цими процесами, які різняться за інтенсивністю, поширеністю та джерелами енергії.

Деякі процеси відбуваються надзвичайно швидко на обмежених територіях, спричиняючи катастрофічні явища у природі (вулканічні виверження, селі, гірські обвали, паводки, землетруси тощо). Інші процеси тривають десятки й сотні мільйонів років, поширюються на величезних площах і наслідки їхньої дії, на перший погляд, непомітні, а насправді призводять до глобальних як на поверхні, так і в надрах планети.

Енергетичними джерелами геологічних процесів є надра планети і Космос.

У першому випадку енергію називають *ендогенною*: до неї належать види енергії, пов'язані з процесами всередині Землі – розпад радіоактивних ізотопів, гравітаційне стиснення планети, ущільнення речовини земних надр тощо. Внутрішня (ендогенна) енергія надходить до поверхні планети у вигляді теплового потоку (теплопередавання з глибинних зон за рахунок природної теплопровідності порід), а також з допомогою магматичних розплавів, нагрітих (термальних) вод та ін.

Тепловий потік зумовлюється в основному *радіоактивним розпадом* і *гравітаційною сепарацією* речовини ядра.

До групи поверхневих (*екзогенних*) енергетичних джерел геодинамічних процесів належить насамперед електромагнітне випромінювання Сонця, а також енергія гравітаційної взаємодії планети з Місяцем і Сонцем.

Залежно від джерел енергії та зон прояву всі геологічні процеси звичайно поділяють на зовнішні, або екзогенні, та внутрішні ендегенні, хоча вони найтіснішим чином пов'язані між собою і становлять єдиний комплекс.

5.2. Екзогенні геологічні процеси

Екзогенні процеси або процеси зовнішньої геодинаміки, відбуваються на поверхні Землі чи у верхніх частинах літосфери (в зоні гіпергенезу) і зумовлені переважно сонячною радіацією, гравітацією, життєдіяльністю організмів та іншими чинниками. Це процеси взаємодії літосфери із зовнішніми оболонками планети – гідросферою, атмосферою, біосферою. Вони змінюють рельєф земної поверхні, проявляються у неперервних переміщеннях водних і повітряних потоків, у циркуляції води в атмосфері і на поверхні планети, у руйнуванні гірських порід під дією фізичних і хімічних чинників, транспортуванні уламків, вторинному осадконагромадженні та ін. Екзогенні процеси призводять до вирівнювання форм рельєфу, створених ендегенними чинниками.

Екзогенними процесами вважають вивітрювання, геологічну діяльність вітру, поверхневих текучих вод, озер, боліт, вод морів та океанів, підземних вод, льодовиків, багатолітньої мерзлоти. Сукупність процесів руйнування гірських порід і зносу продуктів руйнування в понижені ділянки рельєфу називається *денудацією*.

Для рівнинних ділянок суходолу величина денудації рівна приблизно 0,03...0,05 мм/рік, для високірних районів 0,40...0,50 мм/рік. Отже денудаційні процеси найінтенсивніше проявляються на підвищених ділянках суходолу – *областях денудації*.

Екзогенні процеси є дуже складним комплексом взаємно пов'язаних змін. Важко розглядати якийсь з видів екзогенних сил не зачіпаючи інших. Тільки сумісний аналіз дозволяє відтворити загальну картину змін, які протікають на поверхні планети і виявити закономірності цих змін.

Загалом можна умовно виділити три етапи у розвитку екзогенних процесів.

На першому етапі відбуваються руйнівні процеси поверхні літосфери внаслідок сумісної дії атмосферних, гідросферних та біосферних агентів.

На другому етапі під дією сил гравітації, поверхневих текучих вод, вітру тощо уламковий матеріал, утворений унаслідок руйнівних процесів, виноситься (транспортується) до місць акумуляції.

Третій етап – це нагромадження (седиментація) уламків на дні морів, озер, боліт, в річках, пустелях тощо.

Найактивнішим перетворювачем рельєфу земної кори є вода. В. Вернадський стверджував, що нема в природі такого чинника, який міг би зрівнятися з водою за впливом на перебіг основних геологічних процесів. Вся земна речовина у верхній частині планети нею просякнута і охоплена. Маса гідросфери майже у 200 разів перевищує масу атмосфери.

Екзогенні процеси порівняно повільні процеси – тривалість їх обчислюється сотнями, тисячами, а то й мільйонами років.

5.3. Ендогенні геологічні процеси

Ендогенні процеси або процеси внутрішньої динаміки, спричиняються внутрішніми силами Землі і відбуваються здебільшого всередині планети, в глибоких шарах кори та у верхній мантії. До них належать тектонічні процеси, магматизм, метаморфізм, сейсмічні явища (землетруси). Дія ендогенних процесів спрямована на формування земної кори, гірських систем, вулканічних конусів, океанічних котловин тощо.

Провідна роль належить тектонічним рухам (горизонтальним і вертикальним), які й формують нерівності рельєфу земної кори. При цьому одна форма рухів може породжувати іншу чи проявлятися з нею сумісно, утворюючи ті чи інші структурні форми. Розрізняють також повільні тектонічні рухи, які виражаються у тривалих опусканнях й підняттях земної кори, що охоплюють величезні території і мають коливальний характер і швидкі (інтенсивні) тектонічні рухи, під впливом яких гірські породи деформуються – зминаються в складки, розриваються і зміщуються за певними площинами у вертикальному чи горизонтальному напрямках. З тектонічними рухами пов'язане формування гірських споруд. До особливо швидких (катастрофічних) тектонічних рухів належать землетруси, які

представляють собою раптові вертикальні чи горизонтальні зміщення блоків земної кори по розривах.

Під *магматизмом* розуміють сукупність геологічних процесів, пов'язаних з діяльністю магми і її похідних. Глибинні магматичні осередки (розплави) виникають в астеносфері, проміжні – у земній корі. Із цих осередків магма рухається вгору, виливаючись в одних випадках на поверхню планети чи застигаючи в надрах на певній глибині. В обох випадках утворюються гірські породи із специфічним складом, структурою і текстурою (див гл. 3).

Метаморфізм об'єднує різні зміни гірських порід під впливом температури, тиску, хімічно активних магматогенних флюїдів (газових і рідких). Перераховані чинники порушують фізико-хімічну рівновагу і спричиняють утворення різноманітних мінеральних асоціацій – формуються нові метаморфічні породи, які відіграють вагомую роль у будові земної кори.

Незважаючи на свою різноспрямованість, процеси внутрішньої та зовнішньої динаміки взаємопов'язані і взаємозумовлені, діють водночас і наслідком їхньої складної взаємодії є формування вигляду (лиця) планети. Так, для прикладу, формування рельєфу гірської країни визначається з одного боку розмахом і швидкістю тектонічних рухів, які зумовлюють підняття і деформації верств гірських порід, з іншого – інтенсивністю та спрямуванням діяльності на даній території екзогенних агентів: вивітрювання, льодовиків, поверхневих текучих вод, вітру тощо. Сумісна дія внутрішніх і зовнішніх сил, їх взаємодія і взаємне поборювання створюють складну картину рельєфу гірських країн. І таких прикладів можна навести безліч. У зв'язку із зазначеним, слід розуміти, що строге розмежування ендегенних і екзогенних процесів – певна умовність, необхідна лише для зручності викладу складних питань геологічної науки. Вона не повинна ретушувати основного – органічної єдності усіх геодинамічних процесів, які протікають на поверхні і в надрах планети, єдності яка становить суть саморозвитку Землі, суть так званої геологічної форми руху матерії.

Контрольні запитання і завдання.

1. Що таке геодинамічні процеси?
2. Які Ви знаєте екзогенні та ендегенні процеси?
3. Що таке денудація?
4. Як Ви розумієте магматизм і метаморфізм?

ГЛАВА 6. ПРОЦЕСИ ВИВІТРЮВАННЯ

Під вивітрюванням розуміють складний комплекс фізико-хімічних процесів, які протікають у зовнішній частині літосфери і призводять до зміни та руйнування гірських порід. Сам термін "вивітрювання" не точно виражає суть процесів, які при цьому відбуваються, і тому, як синонім, використовується і поняття "гіпергенез", запропоноване О. Ферсманом. З вивітрюванням не слід плутати геологічну роботу, яку проводить вітер. Взагалі ж процеси вивітрювання є чи не наймасштабнішими серед усіх екзогенних процесів і охоплюють практично всю поверхню планети.

Розрізняють фізичне і хімічне вивітрювання, хоча обидва процеси завжди тісно взаємозв'язані.

6.1. Фізичне вивітрювання

Даний вид вивітрювання відбувається під впливом сезонних і добових коливань температури, дії замерзаючої води, росту кристалів, кореневої системи рослин тощо і представляє собою механічне руйнування (подрібнення, розпушування) гірських порід та перетворення їх в уламковий матеріал.

Температурне вивітрювання спричиняють різкі перепади температур, які призводять до нерівномірного нагрівання та охолодження гірських порід. Особливо інтенсивно протікають ці процеси в полімінеральних породах. Справа в тому, що різні мінерали, з яких складаються ці породи, мають неодинакові коефіцієнти теплового розширення та стиску, різну теплопровідність, а також анізотропність теплових властивостей. Скажімо, у ортоклазу коефіцієнт об'ємного розширення у два рази менший ніж у кварцу і у три рази - ніж у альбіту. Всі три мінерали є породотвірними.

Внаслідок багатократних чергувань розширення та стиснення окремих мінеральних зерен, їхнє взаємне зчеплення порушується, порода розтріскується і розсипається на окремі уламки.

Інтенсивність температурного вивітрювання залежить також від забарвлення порід - темноколірні породи сильніше нагріваються і швидше піддаються руйнуванню.

Процеси температурного вивітрювання особливо активно проявляються в пустельних і напівпустельних районах Землі. Так, в окремих місцях Кизилкумів і Каракумів температура піску і скель вдень

досягає 80 °С, а вночі опускається майже до 0 °С. Такі різкі перепади добових температур, а також відсутність пом'якшуючого впливу рослинного покриву, призводять до значних змін об'єму мінеральних зерен у гірських породах і, як наслідок, їх швидкого руйнування. Коливання температур найбільш активно впливає на поверхневі ділянки порід, тому у пустелях поширені процеси так званої *д е с к в а м а ц і ї* - злущування поверхні гірських порід у вигляді лусок.

Температурне вивітрювання поширене і в гірських районах, на схилах і вершинах гір, де також значні добові перепади температур.

Окремим видом фізичного (механічного) руйнування порід є *морозне вивітрювання*, розповсюджене у полярних, субполярних широтах і в гірських районах. Руйнівну дію при цьому здійснює замерзаюча в тріщинах і порах вода. Як відомо, вода, переходячи в твердий стан (лід), збільшується в об'ємі на 8...10%. Тиск, який при цьому виникає, розширює тріщини, руйнуючи суцільність породи.

Таку ж механічну дію на породи, як і замерзаюча вода, здійснюють коренева система дерев, яка, розростаючись у тріщинах, розсуває їх за принципом дії клина, а також кристалізація солей.

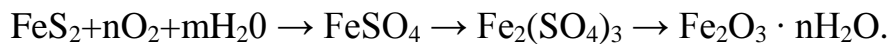
Останній процес поширений у засушливих районах Землі, де інтенсивно проходять процеси випаровування. При цьому вода, що міститься в капілярах, випаровується, а сольовий залишок кристалізується, приводячи, внаслідок росту кристалів, до розширення капілярів і руйнування монолітності породи.

6.2. Хімічне вивітрювання

Процеси фізичного (механічного) руйнування гірських порід завжди у тій чи іншій мірі супроводжуються *хімічним вивітрюванням*, при якому не тільки руйнуються певні мінерали і породи, але й утворюються нові. Головними чинниками хімічного вивітрювання є вода і розчинені в ній солі, кислоти, гази, органічні сполуки.

Процеси, що протікають при хімічному вивітрюванні, можуть бути зведені до чотирьох основних хімічних реакцій: окиснення, розчинення, гідратації та гідролізу. Природно, що найбільш інтенсивно вони протікають в умовах вологого тропічного і субтропічного клімату, де панують високі середньорічні температури і висока вологість повітря.

Окиснення мінералів і гірських порід пов'язане з дією на них кисню, розчиненого у воді. Найчастіше окисненню піддаються закисні сполуки заліза, марганцю, кобальту та інших елементів, а також сульфідів і деякі карбонати. Так, процес окиснення піриту проходить за схемою

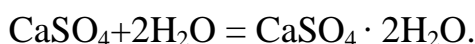


Спочатку, як видно зі схеми, пірит переходить у сульфат закису заліза, який далі окиснюється, стає сульфатом оксиду заліза, а останній під дією води і кисню переходить у стійку на поверхні сполуку - лімоніт, або бурий залізняк. Тому на багатьох родовищах сульфідів заліза в їхній верхній частині спостерігаються так звані "залізні шапки", складені бурим залізняком. З цих же причин багато мінералів, які мають у своєму складі закисне залізо, покриваються з поверхні бурою кіркою.

Подібні процеси мають місце і в багатьох осадових породах, які містять включення залізистих мінералів - вони дістають буре, вохристе забарвлення.

Розчиненню у воді піддаються в тій чи іншій мірі всі мінерали. Особливо інтенсивно розчиняються хлориди, сульфати, карбонати. Під дією поверхневих і підземних вод в них утворюються заглибини, лійки, колодязі, печери. Процес відомий під загальною назвою *карст*.

Гідратація - це процес приєднання мінералами води і утворення нових мінералів. Типовий приклад гідратації - перехід ангідриту в гіпс за схемою



Подібно здійснюється перехід гематиту у лімоніт. При гідратації змінюються властивості мінералів, відбувається перекристалізація, збільшення об'єму, що призводить до деформації гірських порід, у яких дані мінерали є складовими частинами. Тобто, у даному випадку маємо справу з поєднанням хімічного та механічного вивітрювання.

Гідроліз - це процеси обмінного розкладання мінералів під впливом води з розчиненими в ній газами. Вони спричиняють утворення нових сполук, одні з яких виносяться у розчині, а інші залишаються на місці. При гідролізі кристалічна решітка мінералу може повністю руйнуватись та замінюватись новою, що відповідає новоутвореним мінералам. Характерний приклад гідролізу - перетворення польового шпату в каолініт. Реакція відбувається за схемою



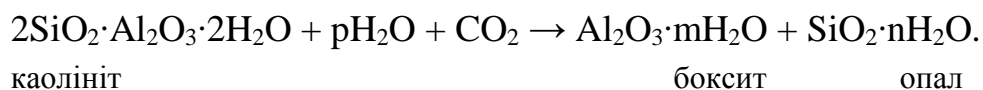
ортотлаз

поташ

каолініт

опал

Поташ виноситься підземними водами, а каолінит (глинистий мінерал) і опал відкладаються на місці. В умовах жаркого, вологого клімату реакція може йти далі:



каолінит

боксит

опал

Польові шпати входять до складу багатьох магматичних порід, таких як граніти, сієніти, діорити тощо. Таким чином, процеси гідролізу призводять до руйнування масивів магматичних гірських порід. Каолінит у помірному кліматі достатньо стійкий мінерал і може утворювати значні скупчення - родовища. У вологих тропіках розклад його призводить до утворення стійких гідроксидів алюмінію. Поряд з останніми на кінцевих стадіях вивітрювання утворюються гідроксиди заліза, інколи марганцю, титану.

Значну роль у процесах вивітрювання відіграють організми. Однак слід зауважити, що дія органічного світу на гірські породи зводиться або до фізичного, або до хімічного руйнування їх, тому виділяти біологічне вивітрювання окремо, мабуть недоцільно. Геологічну роль органічного світу в процесах земної кори розглядали у своїх працях В. Вернадський, Б. Полинов, О. Виноградов та інші.

Ще на початку 20-х років минулого віку В. Вернадський сформулював уявлення про живу речовину як про сукупність живих організмів, виражену масою і хімічним складом. Науку про вплив життя на геохімічні процеси Вернадський назвав *біогеохімією*.

У геохімії важливо також знати склад мінеральної частини живої речовини, так званої *золи*, тому що організмам властиво вибірково поглинати з навколишнього середовища і накопичувати у золі деякі елементи. Ця здатність організмів характеризується *коефіцієнтом біологічного поглинання* K_b , який показує у скільки разів вміст елемента у золі більший, ніж у літосфері загалом (чи у конкретній гірській породі, ґрунті). Розраховані ряди біологічного поглинання для основних елементів. При цьому для розрахунків використані середній хімічний склад золи живих організмів і кларки земної кори. Виявилось, що елементи з $K_b > 1$ “нагромаджуються” живою речовиною, при цьому найбільш енергійно – P, S, Cl, Br, J, досить сильно – Ca, Na, K, Mg, Sr, Zn, V, Ag. Інші елементи, у яких $K_b < 1$, лише “захоплюються” живою речовиною, причому одні – середньо (Mn, F, Ba, Ni, Cu, Ga, Co, Pb, Sn, As, Mo, Hg, Ra), інші – слабо і дуже слабо (Si, Al, Fe, Ti, Zr, Rb, Cr, Li, Y, Nb, Be, Cs, U, W, Sb, Cd).

Сумарна маса зольних елементів у живій речовині Землі становить 125 млрд. т. Кількість Ca, N, K обчислюється мільярдами тонн, Si, P, S, Mg, Cl, Na – сотнями мільйонів, Al і Fe – десятками мільйонів тонн.

Загальна маса зольних елементів, які втягуються щорічно у біологічний кругообіг на материках, становить біля 8 млрд. т. Біологічний кругообіг на суходолі Ca і K перевищує 1 млрд. т кожного, Si, P, S, Mg, Na, Cl – вимірюється сотнями мільйонів тонн щорічно. З розсіяних елементів мільйони тонн Mn, Zn, Sr, Ti, Cu, сотні тисяч тонн Pb, Ni, Cr, V, Co, Mo, десятки тисяч тонн J, As, Sn щороку захоплюються і повертаються у ґрунтовий покрив материків завдяки діяльності рослин.

Руйнування порід найчастіше починають бактерії, які готують субстрат для появи мікрофлори найпростіших грибів та діатомових водоростей, потім поселяються мохи, лишайники і, нарешті, вищі рослини, фауна. Серед тварин, що відіграють активну роль у перетворенні гірських порід слід назвати різноманітних каменеточців, які свердлять у камінні нірки, дощових черв'яків, роль яких особливо помітна у підвищенні родючості ґрунтів, мурашок, термітів, риучих ссавців тощо.

6.3. Продукти вивітрювання

Процеси гіпергенезу призводять до утворення специфічних типів відкладів, які, в одному випадку, залишаються на місці зруйнованих масивів гірських порід, в іншому - під дією сили тяжіння скочуються вниз по схилах.

Продукти вивітрювання гірських порід, різноманітні за механічним складом, які залягають на місці свого утворення, називають *елювієм* (від лат. *eluvio* - вимивати, змивати). Ці утворення можуть простежуватися на глибину до десятків метрів, що пов'язується з інтенсивністю процесів руйнування в даній місцевості (рис. 6). Характеризуються відсутністю верстуватості та відсортованості.

Продукти вивітрювання, зміщені вниз по схилу під дією сили тяжіння і відкладені біля підніжжя схилу, називають *колювієм* (від лат. *colluvio* - скупчення). Колювіальні відклади нагромаджуються в основному за рахунок осипів та обвалів на крутих схилах у вигляді уламків, необкатаних та невідсортованих за розмірами, як і в елювію. В гірських районах на

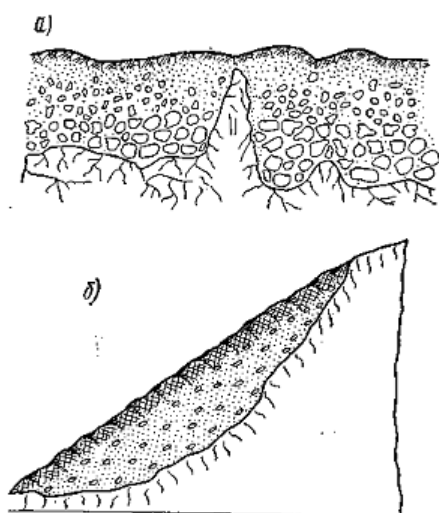


Рис. 6. Схема будови елювію (а)
і конус осипання (б)

десятьків метрів. Як правило, він залягає у підніжжях схилів у вигляді своєрідних шлейфів, які виклинюються по схилу. На делювії, як і на материнських породах, може формуватись елювій, а з останнього - ґрунти.

Елювій разом з продуктами його переробки називають *к о р о ю в и в і т р ю в а н н я*. Слід підкреслити, що склад та потужність кори вивітрювання визначаються поєднанням багатьох чинників, серед яких найбільш сприятливими для формування потужних кор є висока температура та вологість, вирівняний рельєф, значна маса відпаду рослинного покриву, тривалість процесів вивітрювання.

За часом формування кори вивітрювання ділять на *с у ч а с н і* та *д р е в н і*. Перші з них переважно невеликої потужності, недорозвинені і у верхній їх частині розвиваються сучасні ґрунти. Серед древніх кор вивітрювання відомі докембрійська, девонська, мезозойська та палеогенова кори. Характеризуються вони вертикальною зональністю та значною потужністю - до 100 м і більше. З древніми корами вивітрювання генетично пов'язане формування родовищ корисних копалин осадового походження, таких як боксити, каоліни, оксиди та гідроксиди заліза, гідроксиди марганцю, опали, магнезити, гіпси, руди нікелю, кобальту та ін. Відоме залізородне родовище - Курська магнітна аномалія - представляє собою палеозойську кору вивітрювання, розвинуту на докембрійських джеспілітах.

схилах, в улоговинах часто утворюються гігантські скупчення уламків порід різної величини і форми. Це так звані *кам'яні ріки* або *куруми*.

Матеріал, знесений і відкладений на схилі та біля його підніжжя атмосферними водами, називається *делювієм* (від лат. deluo - змиваю). На відміну від колювію, він має добре виражену верстуватість, паралельну до схилу, і відсортованість уламків за розмірами - грубоуламковий матеріал вниз по схилу може заміщуватись суглинками, глинами. Потужність делювію досягає

В корках вивітрювання, розвинутих на породах, що містять у розсіяному стані деякі хімічні елементи, відбувається збагачення елювію цими речовинами та утворення розсипів золота, платини, алмазів, титану та ін.

З процесами вивітрювання гірських порід пов'язане і утворення ґрунтів.

Ґ р у н т и - верхній шар земної кори, що утворився внаслідок тривалої взаємодії гірських порід, клімату, рослинності й тваринних організмів. Ґрунти -це елювій, збагачений продуктами життєдіяльності організмів і частково перероблений ними. Відомий ґрунтознавець Г. Добровольський пише, що "... ґрунтом слід називати поверхневий шар суходолу земної кулі, який володіє родючістю, характеризується органомінеральним складом і особливим, притаманним тільки йому, профільним типом будови: ґрунт виник і розвивається внаслідок сукупного впливу на гірські породи води, повітря, сонячної енергії, рослинних і тваринних організмів; тому властивості ґрунту відбивають місцеві особливості природних умов і господарської діяльності людини". При неповному розкладі органічних речовин утворюється перегній, або г у м у с - аморфна органічна речовина бурого або чорного кольору. З гумусом пов'язана основна властивість ґрунтів - їх родючість. До складу гумусу входять гумінові речовини (високомолекулярні органічні сполуки, властиві тільки гумусу), а також білки, вуглеводи, жири, смоли, віск та інші продукти розпаду органічних тканин.

Хімічні елементи знаходяться у ґрунтах в різних формах. Вони входять до складу живих організмів, у кристалічні структури мінералів, міцно зв'язані у мертвій органічній речовині і присутні у вигляді вільних катіонів у ґрунтових водах. При цьому особливо важливу роль відіграють елементи, які знаходяться в йонно-сорбованому (поглинутому) стані. В ґрунтах міститься дуже багато найдрібніших частинок (розміром менше 0,001 мм). Вони представлені головним чином глинистими мінералами, а також залишками органічних сполук. Вміст цих тонко дисперсних часток у ґрунтах звичайно становить 10-20% і більше. Наявність такої значної кількості найдрібніших частинок зумовлює велику питому поверхню і, як наслідок цього – активні реакції сорбції (поглинання) йонів з водних розчинів. Тонкодисперсні частинки сорбують своєю поверхнею катіони з водних розчинів. Це явище відоме як *поглинальна здатність ґрунтів*. Окрім глинистих часток, особливо активно поглинають катіони гумусові речовини. Тому, чим більш глинистий ґрунт і чим вищий відсоток у ньому

гумусу, тим вища його поглинальна здатність. Поглинуті йони заміщуються іншими. Відкрита і вивчена ґрунтознавцем-геохіміком К. Гедройцем обмінно-поглинальна здатність – одна з найважливіших геохімічних властивостей ґрунтів. Вона відіграє головну роль у забезпеченні неперервного надходження азоту, фосфору, калію та ін. елементів у біологічний кругообіг. Якраз із цією здатністю ґрунтів пов'язаний перехід мінеральних форм у живі.

Рослини не можуть отримувати необхідні їм хімічні елементи ні безпосередньо з кристалохімічної структури мінералів, ні з великих органічних молекул. Основна доступна для них форма хімічних елементів – йони у водному розчині. Але у ґрунтах розчинні сполуки не можуть довго зберігатись – вони вимиваються атмосферними водами. Катіони ж, сорбовані поверхнею ґрунтових тонкодисперсних частинок, настільки міцно зв'язані, що не виносяться водами. У той же час ці катіони завжди можуть перейти у розчин, будучи витіснені йонами водню.

Таким чином, шлях катіона з кристалохімічної структури мінералу в рослину такий: мінерал → розчин → поглинутий стан → розчин → рослина.

В ґрунтах беруть початок два великі міграційні потоки. Тут починається протяжна водна міграція хімічних елементів та їх біологічний кругообіг. Вихідний запас хімічних елементів, звідки вони надходять в ту чи іншу систему міграції, міститься у гірських породах, чи, точніше, у продуктах їхнього вивітрювання, на яких сформовані ґрунти. Таким чином, ґрунт успадковує хімічний склад гірських порід, однак вміст окремих елементів змінюється під впливом водної міграції та життєдіяльності організмів.

Оцінити вплив біологічного колообігу на формування хімічного складу ґрунтів можна, визначивши *коефіцієнт біологічного поглинання*, який розраховується виходячи з кларка елемента у земній корі та його середнього вмісту в наземній рослинності. Чим більший коефіцієнт біологічного поглинання, тим інтенсивніше нагромаджується даний елемент у ґрунті. Корені рослин як помпа “перекачують” елементи з нижніх горизонтів у верхні. Це стосується насамперед P, S, Ca, K, багатьох мікроелементів. У результаті такої біогенної акумуляції створюється можливість збагачення цими елементами верхніх горизонтів ґрунтів,

покращення середовища існування рослин. Поглинаючи катіони, корені рослин виділяють H^+ , поглинаючи аніони – OH^- .

Поряд з біогенною міграцією, спрямованою знизу вверху, у ґрунтах одночасно відбувається нисхідна міграція водних розчинів. Вплив останньої виявляється у виносі хімічних елементів з ґрунту. Інтенсивність цього процесу характеризується *коефіцієнтом водної міграції* (відношення середнього вмісту елемента у сухому залишку річкових вод до його кларку у гранітному шарі континентів). Чим більший цей коефіцієнт, тим менше залишається даного елемента у ґрунті.

У результаті сумісної дії біологічного колообігу і водної міграції (вимивання) елементів поступово формується хімічний склад ґрунтів, ґрунтовий профіль з окремими горизонтами. У вертикальному розрізі ґрунту виділяють зверху вниз 3 основних горизонти: 1) перегнійно-аккумулятивний, в якому нагромаджується гумус; 2) елювіальний горизонт вимивання, у якому переважають процеси виносу речовин; 3) ілювіальний горизонт вмивання і відкладення вимитих з верхніх горизонтів речовин. Нижче залягає материнська порода.

Звичайно, склад ґрунтів створюється не лише взаємодією гірських порід з рослинністю і природними водами. Біологічний колообіг пов'язує земну кору з атмосферою шляхом обміну киснем, вуглецем і водою.

Видатний російський вчений, основоположник ґрунтознавства В. Докучаєв (1846-1903) встановив широтну зональність ґрунтів на рівнинах і вертикальну - в гірських районах. Зональність спричинена поєднанням низки чинників, як от: кліматичні умови, характер рослинності, рельєф, склад материнських порід тощо. Зокрема виділяються такі основні типи ґрунтів:

- ґрунти тундри і лісотундри;
- підзолисті і дерново-підзолисті ґрунти лісів;
- сірі лісові ґрунти і чорноземи лісостепу;
- чорноземи лугового степу;
- каштанові і бурі ґрунти сухого степу;
- сіроземи пустель і напівпустель;
- солонці і солончаки;
- коричневі ґрунти сухих субтропіків;
- червоноземи і жовтоземи вологих субтропіків та ін.

В Україні у товщі пальново-жовтих лесоподібних суглинків четвертинного віку можна спостерігати бурувато-коричневі проверстки похованих (викопних) ґрунтів. Такі горизонти, очевидно відповідали зміні кліматичних умов на даній території, перерви в осадконагромадженні і часто використовуються для стратиграфічного розчленування антропогенових відкладів.

Процеси вивітрювання гірських порід відбуваються не тільки на суходолі, але й під водою. При підводному вивітрюванні, яке інколи називають гальміролізом, провідну роль відіграють хімічні зміни порід, які відбуваються при незначних концентраціях кисню та вуглекислого газу - активних агентів вивітрювання. Тому процеси вивітрювання протікають тут значно повільніше, ніж на поверхні. Насамперед вивітрюванню піддаються породи серединних океанічних хребтів, рифтів, вулканічних гір, океанічних западин, не перекриті осадовими утвореннями. Продуктами підводного вивітрювання є гідроксиди заліза, марганцю, червоні глибоководні глини, бентонітові глини тощо.

6.4. Зони вивітрювання порід

Породи, що складають основу споруд, можуть у процесі вивітрювання сильно змінити свої фізико-механічні властивості і виявитися непридатними для будівництва. В таких випадках будівельники часто вдаються до зняття шару вивітрілих порід. Для визначення глибини зняття вивітрілих порід необхідно враховувати цілий комплекс наступних чинників:

1) конструктивні особливості і специфічні умови роботи споруди, яка проектується;

2) економічні розрахунки;

3) фізико-механічні властивості порід у різних зонах вивітрювання;

4) швидкість процесів вивітрювання;

5) характер і поширення вивітрювання по площі і на глибину.

Конструктивні особливості і специфічні умови роботи споруди, а також економічні розрахунки повністю встановлюються у процесі роботи над проектом, тому їх розглядати не будемо.

Основний результат процесу вивітрювання – це зміна ступеню подрібненості гірських порід, їх хіміко-мінерального стану і структури. Залежно від цих чинників різко змінюються і фізико-механічні властивості порід. Тому вони кладуться в основу оцінки необхідності зняття вивітрілих товщ. Для цього рекомендується розчленувати товщу вивітрілих порід на зони, в межах яких породи мали б характерні фізико-механічні властивості. Потім, оцінюючи ці властивості стосовно специфічних умов роботи споруди, можна визначити необхідність зняття тієї чи іншої зони вивітрілих порід.

М. Коломенський та І. Комаров пропонують користуватися наступною схемою розчленування товщі вивітрілих гірських порід (знизу вгору).

1. Монолітна зона. Ця зона відповідає такому стану материнських порід, коли вони ще не мають видимих ознак подрібненості, але вже зазнали розхитування зв'язків між частками під впливом агентів вивітрювання. Порода цієї зони за зовнішнім виглядом не відрізняється від неушкоджених материнських порід, але легко розколюється по прихованих площинах. Фізико-механічні властивості породи на цій стадії вивітрювання майже не відрізняються від властивостей материнської породи, за виключенням послабленого опору зсуву і стисканню.

2. Брилова зона. Для неї характерне виникнення тріщин вивітрювання, які розбивають породу на окремі брили, або розширення тектонічних тріщин. Хіміко-мінеральний склад породи в основному відповідає складу материнської породи; мінерали вивітрювання відсутні або їх дуже мало і вони містяться на поверхні тріщин. Фізико-механічні властивості порід цієї зони сильно відрізняються від властивостей порід монолітної зони. Породи брилової зони наділені найбільшою фільтраційною здатністю (порядку сотень метрів на добу). Опір стисканню і зсуву продовжує зменшуватися.

3. Зерниста (дрібноуламкова) зона. Зовнішній вигляд породи на цій стадії не має нічого спільного з виглядом материнської породи. Вона вся складається з дрібних уламків чи навіть окремих зерен. Шматки материнської породи розсипаються від дотику і складаються переважно з мінералів материнської породи, часто з великим вмістом мінералів вивітрювання. Інколи, наприклад при вивітрюванні пісковиків, вторинні розчинні солі, що є цементуючою речовиною, виносяться, і утворюється

пісок. Фільтраційна здатність порід цієї зони у порівнянні з бриловою сильно знижується (до декількох метрів на добу); продовжує знижуватися опір зсуву і стисканню.

4. Зона тонкого подрібнення. Породи цієї зони характеризуються високим ступенем подрібнення. Складається вона переважно з мінералів вивітрювання, первинні мінерали тонко подрібнені і є домішками до вторинних. Коефіцієнт фільтрації практично дорівнює нулю (тисячні частки сантиметра на добу). Стисливість різко збільшується, опір зсуву зменшується. Порода набуває нових властивостей (пластичність, набрякання тощо).

Таким чином, породи кожної із зон вивітрювання наділені специфічними, властивими лише конкретній зоні, характеристиками.

Треба мати на увазі, що не обов'язково у межах одного розрізу чи навіть району повинні бути розвинені всі вказані зони вивітрювання порід. Наприклад, вилуговування цементуючої речовини пісковика може привести до утворення піщаної маси, характерної для зернистої зони, обминаючи монолітну і брилову. Крім того, частина порід розрізу може здуватися вітром, відноситися водою, осипатися під дією сили тяжіння, і тому розріз може починатися з порід, характерних для зон, що залягають нижче.

Під час вивчення вивітрілих порід необхідно оцінити хіміко-мінеральний склад материнської породи і продуктів її вивітрювання. Особливу увагу при цьому слід звертати на характеристику водорозчинних солей і склад глинистих мінералів. Склад, розподіл і кількість водорозчинних солей відіграватимуть істотну роль у випадку, якщо в процесі спорудження чи експлуатації будови в породи проникатиме вода. Наявність, склад, кількість і розподіл глинистих мінералів у значній мірі визначають фізико-механічні властивості порід і повинні оцінюватися залежно від особливостей майбутньої споруди.

Завданням геолога в цьому випадку є визначення глибини знімання порід. Часто, однак, немає необхідності видаляти зачеплені вивітрюванням породи. Треба знімати тільки породи, фізико-механічні властивості яких змінені вивітрюванням настільки, що вони становлять загрозу для стійкості споруди. В цьому випадку для визначення глибини знімання порід доцільно керуватися ступенем подрібнення порід і вмістом у них водорозчинних солей.

Якщо з точки зору подрібненості порода задовольняє умовам зведення споруди, а інші ознаки вивітрювання відсутні, то вона може бути нижньою межею знімання вивітрілих порід. Для різних видів будівництва глибина знімання порід буде мінятися, тому що для різних споруд припустимий неоднаковий ступінь подрібнення порід.

Треба мати на увазі, що знімання вивітрілих порід є досить трудомістким і тривалим процесом і не завжди потрібно прагнути до повного видалення тріщинуватих порід. У ряді випадків тріщини можуть бути зацементовані, забітуміновані, заглинизовані.

Становище дещо змінюється, коли в породі є водорозчинні солі. При зведенні гідротехнічних споруд, зв'язаних з фільтрацією води, ця особливість повинна бути вивчена та оцінена з точки зору можливості вимивання з порід водорозчинних солей. Якщо вміст солей незначний (десятки часток відсотка) і їх видалення не викликає істотної зміни фізико-механічних властивостей порід, то покрівля цієї породи також може служити нижньою межею глибини знімання вивітрілих порід.

Завчасно для всіх видів будівництва і для всіх інженерно-геологічних умов не можна дати єдиного показника, який визначає глибину знімання вивітрілих порід. Встановленню цієї глибини повинна передувати детальна оцінка інженерно-геологічних умов зведення споруд з урахуванням їх виду і конструктивних особливостей.

6.5. Вивчення вивітрювання для потреб інженерної геології

Інженерно-геологічне вивчення вивітрювання порід здійснюється для розв'язання наступних практичних завдань:

- 1) вибору сприятливих ділянок для розташування споруд;
- 2) встановлення безпечного (з точки зору зміни порід у процесі вивітрювання) терміну залишення відкритими котлованів і виїмок;
- 3) визначення потужності захисного шару, який залишається над проектними позначками дна котловану;
- 4) встановлення товщини і характеру захисних покриттів для захисту порід від вивітрювання;
- 5) визначення категорій порід за ступенем роздробленості; вибір умов і способів виконання робіт у котлованах і виїмках;

б) розробка профілактичних заходів боротьби з вивітрюванням гірських порід на ділянках споруд.

Всі роботи доцільно розділити на чотири види:

1. Опис загальних ознак вивітрювання гірських порід і виділення характерних зон вивітрювання.

2. Спостереження за швидкістю процесів вивітрювання; ці спостереження виконуються тільки після встановлення характеру і зон вивітрювання з тим, щоб раціонально запланувати види аналізів і місця відбору проб.

3. Польові спостереження і лабораторні дослідження, необхідні для визначення глибини знімання вивітрілих порід.

4. Спостереження, що мають на меті вибір характеру і потужності захисних покриттів.

Лише 1 та 3-й види досліджень повинні виконуватися для всіх видів будівництва, якщо у межах ділянки будівництва є кора вивітрювання. Дослідження 2-го і 4-го видів виконуються порівняно рідко: для окремих великих котлованів, укосів, виїмок і т.п., коли термін залишення порід у відкритому стані досить тривалий (в укосах каналів, залізничних виїмок).

Необхідність того чи іншого виду досліджень визначається у кожному конкретному випадку, з урахуванням інженерно-геологічних умов, типу споруди, терміну залишення порід у відкритому стані.

6.6. Заходи боротьби з вивітрюванням гірських порід

До них належать всі заходи, спрямовані на попередження подальшого вивітрювання гірських порід, а саме:

1) покриття гірських порід непроникними для агентів вивітрювання матеріалами;

2) промочування порід різними речовинами;

3) штучна нейтралізація агентів вивітрювання;

4) планування територій і відведення води.

При виборі матеріалу для покриття треба виходити як із властивостей цього матеріалу, так і з типу агентів вивітрювання, які визначають можливі зміни породи в даних умовах. Наприклад, для попередження проникнення в породу рідких і газоподібних агентів вивітрювання можуть застосовуватися різні матеріали з метою гідроізоляції: силікати, гудрон,

цемент чи навіть глина. Однак всі вони, за винятком глини, зовсім не підходять для попередження впливу на породу коливань температури. Для цієї мети застосовують глину або пісок, укладені досить потужним шаром, що дорівнює потужності зони річних коливань температури порід у даному районі або більшим на 5-10 см.

Найкращим матеріалом для покриття є суглинок, тому що він має майже універсальні захисні властивості. Якщо укласти його шаром достатньої потужності, то він не пропустить ні рідких, ні газоподібних агентів вивітрювання і погасить найрізкіші коливання температури. Крім того, суглинок, що складається з продуктів, властивих більш пізнім стадіям вивітрювання, мало піддається руйнуванню. Добрі захисні властивості має бетон, але це, по-перше, вартісний матеріал, а по-друге, й сам може змінюватися під впливом вивітрювання. Пісок може захищати породи від впливу коливань температури, але не може затримати проникнення рідких і газоподібних агентів вивітрювання. Тому його недоцільно застосовувати в районах, де фізичне вивітрювання переважає над хімічним. Бітум захищає породу від проникнення агентів вивітрювання, але не в змозі протистояти коливанням температури.

Матеріали і потужність захисного покриття залежать також від зміни умов вивітрювання під впливом споруди, а також від терміну служби захисного покриття. Наприклад, якщо в будівельний котлован буде потрапляти вода і він буде перебувати у відкритому стані недовго (кілька десятків днів), то захисним покриттям може бути бетон, гудрон або глина, укладені тонким шаром. Але якщо котлован буде відкритим довгий час (кілька років), то до агентів вивітрювання додаються сезонні і річні коливання температури порід. В таких випадках слід або збільшити товщину покриття, або застосувати теплоізоляційний матеріал.

До цієї ж групи заходів боротьби з вивітрюванням гірських порід слід віднести і тимчасове залишення шару порід, які знімаються. Тобто це є свідомим недоведенням дна котлованів і виїмок до проектної глибини. Шар, що залишився, знімається безпосередньо перед початком будівельних робіт.

В якості промочувальних речовин можуть використовуватися: розчинне (рідке) скло, гудрон та ін. Застосування більшості промочувальних речовин обмежене різними умовами. Наприклад, введення в породу рідкого скла лімітується фільтраційними властивостями породи; гарячого бітуму – фільтраційними властивостями породи і

необхідністю при низьких коефіцієнтах фільтрації досить високого тиску (1,2 – 1,4 МПа). Такий тиск може зруйнувати породу або відтиснути її в боки. Бітуми з малою проникністю дають гарні результати у скельних породах з великими пустотами. Бітуми з більшою проникністю можна використовувати для заповнення тонких тріщин у скельних породах. Бітумізації піддаються також щебенисто-галькові породи. У піщано-глинистих породах бітуми не застосовуються.

Цементування використовують у тріщинуватих і гравелистих породах, великозернистих породах. У глинах і дрібнозернистих пісках бетон погано поширюється.

Інколи застосовують глинисту суспензію, якою заливають гравелисті породи, що вивітрюються (переважно для зменшення фільтраційних властивостей). Наприклад, при заливанні піску, який має різну пористість, суспензією (5 г сухого делювіального суглинка на 1 л води) виявилося, що при пористості 34% коефіцієнт фільтрації зменшився у 20 разів, а при пористості 29% - у 100 разів.

До методів нейтралізації агентів вивітрювання належить додавання у воду, яка фільтрується через породу, солей з метою зменшення її розчинної здатності. Але цей спосіб досить дорогий і вимагає спеціального обладнання.

До заходів боротьби з вивітрюванням гірських порід належить і відведення поверхневих та підземних вод. Це планування і вистеляння (брукування) територій, влаштування нагірних каналів, зливостоків і т. п. Гравітаційні підземні води перехоплюються дренажними галереями, поглинаючими колодязями, штучними завісами (заморожування, гудронування, цементация, силікатизация і т.п.).

Контрольні запитання й завдання.

1. Що таке вивітрювання і які види вивітрювання Ви знаєте?
2. Охарактеризуйте процеси фізичного вивітрювання.
3. Наведіть приклади основних реакцій хімічного вивітрювання.
4. Як Ви розумієте поняття «кора вивітрювання», як вона формується?
5. Що таке ґрунт і як він формується?
6. Які типи ґрунтів Ви знаєте?
7. Як розчленовують товщу звітрілих порід?
8. Які завдання вирішує інженерно-геологічне вивчення вивітрювання порід?
9. Назвіть основні заходи боротьби з вивітрюванням порід.

ГЛАВА 7. ПРОЦЕСИ ПРОМЕРЗАННЯ В ГІРСЬКИХ ПОРОДАХ*

Обширні простори на земній кулі зайняті багаторічномерзлими ґрунтами, величезні території піддаються сезонному промерзанню. Щорічне промерзання є сезонним (сезонномерзлі породи).

На сьогодні замість терміну «вічномерзла» вживають поняття «багаторічномерзла» порода. Розглянемо зміст поняття «мерзла порода» чи «мерзлий ґрунт». Раніше мерзлими ґрунтами вважалися всі гірські породи, що мали від'ємну температуру. Однак зменшення температури до нуля і нижче не завжди змінює будівельні властивості породи. Візьмемо для прикладу сухий пісок. Очевидно, що як в умовах додатніх, так і від'ємних температур він буде наділений практично однаковими властивостями, залишаючись сипкою безструктурною породою. Інша справа, якщо пісок насичений водою. У цьому випадку цементация піщаних часток льодом надає піскові значної міцності. Якщо ж усі породи з від'ємною температурою називати мерзлими, то, очевидно, і сухий пісок, що не змінив своїх властивостей, і пісок, зцементований льодом і перетворений на напівскельну породу, доведеться віднести до однієї групи мерзлих порід. В цьому, без сумніву, полягає значна незручність.

Для того щоб уникнути подібного становища, деякі вчені (М. Цитович, М. Толстіхін та ін.) запропонували застосовувати термін «мерзлі» тільки до тих порід, які мають нульову або від'ємну температуру і містять включення льоду. Ті ж породи, що мають від'ємну температуру, але не містять льоду, прийнято називати «морозними». Багаторічномерзлими породами називають такі мерзлі породи, що не відтають протягом декількох років.

Будівництво в умовах розвитку багаторічномерзлих порід дуже ускладнене і вимагає всебічного вивчення і кількісної оцінки процесів, які відбуваються в пухких породах при їх замерзанні-відтаненні. Цими питаннями займається спеціальна наука – *мерзлотознавство*, або *геокріологія*.

Площа поширення багаторічномерзлих порід значно менша, ніж площа порід сезонного промерзання, але все ж охоплює значні території на трьох континентах (Євразія, Америка і Антарктида). В цілому вона дорівнює приблизно 35 млн. км², що становить 24% всієї поверхні суші на земній кулі. Потужність багаторічномерзлих порід коливається від 10-15 м до 300-500 м на крайній півночі, за полярним колом.

7.1. Будова товщі багаторічномерзлих порід

Основними характеристиками будови товщ мерзлих порід є глибина залягання верхньої і нижньої поверхонь мерзлої товщі, її потужність, переривчатість за площею і глибиною.

Глибина залягання верхньої поверхні мерзлої товщі непостійна. У зв'язку зі значними температурними коливаннями в районах поширення багаторічномерзлих порід спостерігаються явища сезонного промерзання і відтанення. Шар періодично замерзаючих і відтаюючих порід називається *діяльним шаром*.

Слід відзначити, що глибини поширення додатніх температур у літній період і від'ємних у зимовий між собою не збігаються. Тому розрізняють два поняття: сезонновідтаюючий шар і сезоннопромерзаючий шар, які відповідають потужностям порід, що відтаюють у літній і промерзають у зимовий період. Якщо величина літнього відтанення перевищує величину зимового промерзання, то потужність діяльного шару визначається за максимально можливою глибиною сезонного відтанення. При зворотньому співвідношенні потужність діяльного шару визначається за максимально можливою глибиною сезонного промерзання.

Глибини сезонного відтанення і промерзання можуть не збігатися за потужністю. У випадках, коли шар відтанення більший від шару промерзання, між шаром багаторічномерзлих порід і сезонномерзлих порід залишається постійний *талик* (мерзлі товщі, які “не зливаються”). При іншому співвідношенні глибин промерзання і відтанення шар сезонномерзлих порід безпосередньо переходить у шар багаторічномерзлих порід (мерзлі породи, які “зливаються”).

Перший тип характерний для південних районів області поширення багаторічномерзлих порід, другий – для північних.

Інколи в товщі мерзлих порід спостерігаються пластові талики, пов'язані з найбільш водопроникними пластами порід, по яких рухаються підземні води. За наявності кількох пластових таликів, розташованих на різній глибині, товща багаторічномерзлих порід виявляється розбитою на окремі зони. В цьому випадку говорять про шаруваті або переривчасті зони (за глибиною).

Багаторічномерзлі породи не завжди мають суцільне поширення і в горизонтальному напрямку, вони часто перериваються таликами. Талики

утворюються під ріками, озерами, у місцях інтенсивного виходу підземних вод і під потужним сніговим покривом. Залежно від того, чи пронизують талики всю товщу мерзлих порід, чи підстеляються знизу мерзлими породами, розрізняють два типи таликів: наскрізні і замкнені (псевдоталики).

Найширше розповсюдження мають талики під ріками. Вони відрізняються найбільшою глибиною. Під великими ріками, що не промерзають, часто спостерігаються наскрізні талики. Вони спостерігаються також і під непромерзаючими до дна озерами. В цьому випадку вони замкнені і мають форму глибоких ванн із майже зовсім прямовисними мерзлими бортами. Контакт між мерзлими береговими і талими підозерними породами знаходиться звичайно біля самого берега озера. Підвищення температур у мерзлих породах під озерами поширюється не більше, ніж на 50-100 м. Ця глибина залежить від фільтраційних властивостей відкладів, що лежать під дном озер: якщо відклади слабофільтраційні, то потужність таликів не перевищує 20 м. Глибокі й наскрізні талики спостерігаються там, де відклади представлені породами, що добре фільтрують – тут створюються умови для конвективного теплообміну.

Останній тип таликів – це талики аномального типу, які знаходяться в умовах суворого клімату, далеко від водних потоків і водоймищ. Основна причина їх утворення – наявність потужного снігового покриву, який з'являється до настання сильних морозів.

Утворення таликів часто пов'язане з діяльністю людини: з гідротехнічним будівництвом і меліоративними заходами. Наприклад, влаштування водосховищ із великою глибиною викликає глибоке протанення багаторічномерзлих порід і утворення наскрізних (на півдні) або замкнених (на півночі) таликів.

Важливою особливістю будови мерзлих порід є наявність виділень льоду. Лід може знаходитися у породах як у вигляді окремих кристалів, так і у вигляді великих включень. Льодовиділення у вигляді включень спостерігаються тільки в незцементованих пухких породах, достатньо зволжених і залягаючих неглибоко від денної поверхні. Найчастіше такі виділення фіксуються в глинистих породах (глинах, супісках, суглинках), торфах і заторфованих породах і рідше – в пилюватих і дрібнозернистих пісках. Льодовиділенню сприяють висока вологість породи (вище

максимальної молекулярної вологоємності) і неглибоке залягання рівня ґрунтових вод.

Виділення льоду утворюють своєрідні текстури і структури мерзлих порід. Типи текстур наступні: масивна (льодові кристали розподілені рівномірно по всій потужності породи) і шарувата (лід утворює тонкі прошарки і лінзи). Масивний тип текстури характерний для щільних порід з невисокою початковою вологістю, шаруватий – для порід слабо ущільнених з високою початковою вологістю.

Присутність льоду у мерзлих породах відіграє роль цементу і додає породі міцності й водонепроникності. Однак при таненні льодових включень порода часто виявляється перезволоженою і набуває текучого стану, цілком втрачаючи при цьому несучу здатність. Особливо велику небезпеку представляють льодяні включення великого розміру.

7.2. Основні типи підземного льоду

Конституційний лід утворюється в результаті промерзання вологих порід і має декілька різновидів.

Лід-цемент – найбільш широко розповсюджений різновид конституційного льоду. Утворюється він за рахунок замерзання води у вологих, але не насичених водою пухких гірських породах і заповнює пори між мінеральними зернами породи, не порушуючи її структуру і текстуру. Він цементує породи, надає їм міцності і робить їх водонепроникними. У зв'язку з невеликим його вмістом у породах, перехід льоду в рідку фазу не викликає їх надлишкового зволоження. Тому з інженерно-геологічної точки зору цей різновид льоду є найбільш сприятливим.

Сегрегаційний лід відрізняється від льоду-цементу тим, що при його утворенні відбуваються явища кристалізаційної диференціації, підтягування води і утворення кристалів льоду, які розсувають мінеральні частки. В результаті відбувається зміна початкової структури і текстури породи. Сегрегаційний лід утворює лінзи, прошарки, включення різної форми і розміру. Розподіл льоду може бути різним: від безладного до строго орієнтованого, наприклад, до шаруватості породи. Останній вид розподілу льоду досить поширений і надає породі своєрідної грубої шаруватості. На глибині 10-20 м льодяні прошарки зазвичай зникають, і текстура породи стає масивною. При переході сегрегаційного льоду в рідку фазу відбувається

перезволоження породи і, як наслідок, зниження несучої здатності.

Ін'єкційний лід утворюється внаслідок проникнення води в породу під тиском. Тиск створюється за рахунок промерзання водовмісної породи і зменшення живого перерізу потоку ґрунтових вод. Такий тиск може досягати 250 МПа. Форми ін'єкцій можуть бути різними. Найчастіше вода проникає в породу по тріщинах, контактах, шаруватості і т.д. При цьому утворюються поклади у вигляді лінз, штоків або прошарків. Інколи тиск води виявляється настільки сильним, що вона підіймає верхні шари породи і утворюються бугри (горби) обдимання. Перехід ін'єкційного льоду в рідку фазу може супроводжуватися просіданнями ґрунту і становить велику небезпеку для споруд, що будуються.

Жильний лід заповнює морозобійні тріщини, які утворюються в гірських породах внаслідок зменшення їх об'єму при охолодженні. Виникають вони в тих місцях, де напруження перевищують міцність гірських порід на розрив. Утворившись одного разу, тріщини продовжують розширюватися протягом всього морозного періоду і закриваються тільки весною, коли відбувається розширення порід в результаті нагрівання. Тріщини розбивають мерзлі породи на полігональну окремість правильної форми в однорідних і неправильної форми в неоднорідних породах. При подальшому падінні температури і охолодженні всередині великих багатокутників можуть утворюватися багатокутники другого і навіть третього порядку. Потім тріщини заповнюються памороззю або водою, внаслідок чого в них утворюються невеликі льодяні жили або клини. В літній період льодяні жили відтають і тріщини закриваються, але послаблені поверхні залишаються. Тому в наступні роки жили часто утворюються на попередніх місцях і продовжують рости в ширину і вглиб. В зв'язку зі збільшенням розмірів, у літній період вони вже не встигають повністю відтанути, а зимою знову продовжують розростатися. В результаті утворюються багаторічні жили, що досягають іноді величезних розмірів. Їх довжина може досягати десятків метрів, в окремих випадках сотень, а глибина від 1-2 до 6-7 м; форма клиноподібна (ширина зверху до 3-4 м).

Особливо великих глибин досягають жили льоду сингенетичного характеру, які формуються одночасно із накопиченням осадків. В цьому випадку жили поширюються в товщу порід на десятки метрів за глибиною. Інколи вони розростаються настільки, що гірські породи всередині полігонів набувають форми земляних стовпів або колон, оточених з усіх

боків льодом. Жильні льоди утворюються переважно в глинистих породах, торфах і дуже рідко – у пісках та гравійно-галькових відкладах.

Жильні льоди представляють собою велику небезпеку: при зміні температурного режиму відбуваються просідання чи провали поверхні внаслідок відтанення льоду.

Печерно-жильні льоди утворюються в карстових печерах і різних тріщинах (вивітрювання, тектонічних) гірських порід. Великого практичного значення не мають.

Поховані льоди утворюються за рахунок захоронення під шаром наносів льоду рік, озер, морів, полій, сніжників, відступаючих льодовиків. При цьому потужність шару наносів більша, ніж глибина сезонного відтанення. Такі льоди не мають великого інженерно-геологічного значення через обмежене розповсюдження.

7.3. Фізичні процеси у промерзаючих гірських породах

Явища промерзання і відтанення рихлих гірських порід супроводжуються процесами фазових перетворень, міграції вологи, росту льодяних кристалів. Зазвичай це призводить до істотних змін у структурі, текстурі, фізичному стані і фізико-механічних властивостях гірських порід.

Мерзлі гірські породи представляють собою складну чотирифазну багатокомпонентну систему. Вона складається з твердих мінеральних часток, води у твердому (лід), рідкому і газоподібному стані (пара) і деякої кількості газів.

Вміст води у різних фазах залежить від параметрів системи – температури і тиску. Чим нижчою є температура, тим менше в гірських породах міститься води у рідкій фазі. Однак, навіть при дуже низьких температурах деяка частина води, адсорбована на поверхні мінеральних часток, залишається в рідкому стані.

Це положення підтверджується дослідями на визначення вмісту незамерзлої води ($W_{\text{нз}}$) у мерзлих породах. Результати показують, що температура замерзання води залежить від ступеня дисперсності породи. У пісків промерзання води завершується при температурах, близьких до 0°C , в глинах воно відбувається в досить значному інтервалі температур і навіть при $t=30^{\circ}\text{C}$ вологість ґрунту дорівнює 12%.

Перехід води в лід супроводжується виділенням значної кількості

тепла (приблизно 80 кал на 1 г води). Тепло, що виділяється, затримує подальше промерзання породи. Раніше вважалося, що температура замерзання води в гірських породах дорівнює 0 °С. Насправді воно відбувається в досить значному інтервалі температур. Тому границя замерзання-відтанення не має чіткого геометричного вигляду, а представляє собою більш-менш значну за потужністю зону. У пісків її потужність менша, у глинистих породах більша.

Вище розглядався вплив на промерзання і фазові переходи лише одного чинника – температури. Дослідження показали, що цей процес залежить і від зовнішнього тиску: чим він більший, тим більша кількість незамерзлої води міститься в пухких гірських породах. Явище промерзання гірських порід і кристалізації води супроводжується процесами міграції і перерозподілу вологи. Пересування вологи в породах відбувається при промерзанні у формі плівкової води. Вона перетікає під дією молекулярних сил від товстих плівок до тонших. Тонкі плівки утворюються там, де починається кристалізація води, тобто біля фронту промерзання. Таке постійне перетікання і кристалізація нових надходжень води призводить до утворення в породі кристалів, лінз, прошарків та ін. включень льоду і виникнення тих своєрідних текстур мерзлих порід, про які вже говорилося.

Льодовиділення в гірських породах супроводжується збільшенням їх об'єму (частково за рахунок переходу води в лід, в основному ж за рахунок міграції води до фронту промерзання). Це явище отримало назву *морозного обдимання*. Величина обдимання залежить від складу пухкої породи, її вологості й щільності, наявності джерел притоку води до фронту промерзання, а також від швидкості промерзання. Різні за складом і будовою породи по-різному піддаються обдиманню. Найзначнішими є величини обдимання у пилюватих суглинків, тобто ця порода найбільш небезпечна відносно даного чинника.

Основною характеристикою міцності мерзлих ґрунтів є їх зчеплення. Воно визначається міцністю зв'язків, які утворюються в системі “мінеральні частки – незамерзла вода”. Сили зчеплення у мерзлом ґрунті не залишаються постійними, а змінюються з часом і під впливом зміни температури й вологості.

Фактор часу позначається в релаксації (послабленні) сил зчеплення. Релаксація відбувається внаслідок спливання льоду і зміни його структури

та інших причин. У зв'язку з цим при оцінці мерзлих ґрунтів розрізняють миттєву і довготривалу міцність. Миттєва міцність може бути досить значною (десятки і сотні паскалів), а довготривала у багато разів меншою. Прикладом може бути випробовування на розрив мерзлих супісків. При температурі – 4,5 °С миттєвий опір мерзлого супіску дорівнював 2 МПа, а довготривалий (зразок не руйнувався протягом чотирьох років) лише 0,18 Мпа, тобто різниця становить більше, ніж 11 разів. Міцність мерзлих порід залежить також від їх температури – тут пряма залежність між міцністю і низькою температурою для всіх різновидів пухких порід.

Міцність мерзлих порід збільшується зі збільшенням вологості (льодистості), але до певної межі: приблизно до такої, що відповідає повному насиченню пор водою. При подальшому збільшенні льодистості міцність починає знижуватися.

7.4. Фізико-геологічні явища, характерні для областей розвитку багаторічномерзлих порід

Найважливіші з небезпечних явищ – термокарст, полії, бугри обдимання, соліфлюкція.

Термокарст. Спостерігається в місцях розвитку викопних льодів або льодистих пухких порід. Має форми, що нагадують карстові (лійки, блюдця, котловини осідання) внаслідок просідання і провалів поверхні. Однак, на відміну від справжнього карсту, ці форми виникають не в результаті вилуговування гірських порід, а внаслідок танення підземних льодів чи відтанення льодистих гірських порід. Завдяки схожості морфологічних форм зі звичайним карстом (але з інших причин) цей процес дістав назву термокарсту.

Причини протанення підземних льодів полягають у зміні кліматичних умов, діяльності людей (вирубубвання лісу, оранка цілини, меліоративні заходи, гідротехнічне будівництво і т.д.). Генетична класифікація термокарсту запропонована С. Качуріним. Всі форми термокарсту він ділить на дві великі групи: а) власне термокарст, який за своїм походженням пов'язаний лише з явищем протанення підземних льодів, і б) термокарст змішаного походження, в утворенні форм якого, крім протанення підземних льодів, беруть участь інші фізико-геологічні процеси: суфозія, просадки в лесових породах тощо.

Морфологічні форми термокарсту досить різноманітні. Звичайною формою є лійки і провали від декількох метрів до кількох кілометрів у поперечнику. Глибина лійок становить від кількох метрів до кількох десятків метрів. Крім вказаних, зустрічаються форми з м'якшим профілем – блюдця і просадкові улоговини. Як правило, всі ці форми зустрічаються великими групами. Майже всі лійки і провали з часом заповнюються водою і перетворюються на озера.

Розвиток термокарсту починається з появи невеликої западини, яка в більшості випадків заповнюється поверхневими або незамерзаючими водами. Акумулюючи значну кількість тепла, вода прискорює розвиток термокарстового процесу, і невелика западина швидко перетворюється в лійку, а потім змінюється обширним провалом. Швидкість росту провалів в ширину часто досягає метрів чи десятків метрів протягом одного літнього сезону. В період активного росту термокарстові форми мають зазвичай великі обривисті схили, зі слідами свіжих зсувів і обвалів, тріщинами і т.д.

Завершення процесу настає при повному витаненні підземного льоду. Вода в озерах майже завжди поступово висихає, на місці термокарсту залишаються чисельні замкнені і напівзамкнені улоговини з пласким дном і невеликими чітко окресленими бортами. Ці форми отримали назву *аласів*. Розміри аласів становлять від 100 м до 2-3 км у плані і 20-40 м за глибиною. Зливаючись між собою, утворюючи складні розгалуження, інколи вони стають шляхами поверхневого стоку і перетворюються в долини (аласоподібні долини). На дні аласів часто зустрічаються багаторічні бугри обдимання.

Наледі (полії) виникають у місцях виходу на денну поверхню підземних вод у вигляді постійних чи тимчасових джерел, а також внаслідок проривань на поверхню озерних, річкових або підземних вод. Внаслідок промерзання таких вод утворюються льодяні натіки – наледі (полії). Залежно від джерела живлення розрізняють: 1) наледі річкові та озерні; 2) ґрунтові, які утворюються за рахунок прориву на поверхню підземних вод (надмерзлотних чи підмерзлотних вод річкових долин); 3) ключові, пов'язані з виходом на поверхню підземних підмерзлотних вод (так звані *тарини*). Інколи наледі бувають змішаними за своїм живленням. За тривалістю існування вони поділяються на однорічні або багаторічні. На пласких поверхнях утворюються наледі-покрови, на пологих схилах – наледі-пательки, на крутих

схилах – наледі висячі. Розміри наледей складають від кількох десятків м² до кількох тисяч і навіть десятків тисяч м².

Річкові наледі утворюються на всіх річках, які промерзають і не промерзають до дна. Причина їх утворення – промерзання річок, яке в області поширення багаторічномерзлих порід відбувається не лише згори, але й знизу. При цьому ще незамерзла вода опиняється під дією значного гідростатичного тиску. Вода проривається на поверхню, проламуючи лід або шар мерзлих порід біля берегів річки. Розливаючись по поверхні і промерзаючи, вода утворює наледі – льодяні бугри висотою до 2 –5 м, діаметром до 50-100 м.

Ґрунтові наледі надмерзлотних вод діють зазвичай тільки на початку зими і утворюються найчастіше в долинах річок біля підшви схилів та в різних улоговинах і пониженнях. Досить часто наледі цього типу утворюються поряд з побудованими спорудами, особливо дорогами (невеликі наледі). Ґрунтові наледі, пов'язані в долинах річок з таликами, часто формуються всю зиму і досягають середніх та великих розмірів. Процес їх утворення близький до процесу утворення наледів на річках. Відмінність полягає тільки в тому, що перемерзає в цьому випадку не живий переріз річки, а товща водоносних порід сезоннотанучого шару. Проривання води на денну поверхню зазвичай спостерігається там, де потік ґрунтових вод виявляється найбільш стисненим глибоким промерзанням товщі порід з поверхні. Такими місцями часто бувають автодороги: очищене від снігу дорожнє полотно промерзає на значну глибину і швидше, ніж навколишня місцевість. Це створює перешкоди на шляху підземних вод, які часто прориваються на денну поверхню, заливають дорожнє полотно і призводять до утворення наледей з нагірного боку дороги.

Для боротьби з такими наледями часто влаштовують так звані мерзлотні пояси. Ідея полягає в тому, щоб відсунути наледь, яка утворюється, подалі від дороги. Для цього з нагірного боку канави влаштовується широка неглибока канава. Ґрунт під канавою швидко промерзає і утворює перетинку, яка перегороджує шлях воді, що фільтрується. Це викликає утворення наледі вище над дорогою. Мерзлотний пояс регулярно очищають від снігу взимку і вкривають теплоізоляційним матеріалом влітку.

Для боротьби з великими наледями застосовується снігоутримання та

інші заходи, які зменшують глибину промерзання порід на налідній ділянці (скидання теплих вод, утеплення порід сніговими голками і т.п.).

Бугри обдимання (пучіння). Утворення ін'єкційних льодів пов'язане з прориваннями в товщу порід підземних вод, які перебувають у період промерзання під значним гідростатичним тиском. Часто внаслідок цього утворюються бугри пучіння. Вони можуть бути сезонними й багаторічними. Сезонні часто зустрічаються в районах з пересіченою місцевістю: біля підніжжя схилів, у долинах невеликих річок і т.п., де вони виникають внаслідок промерзання потоків ґрунтових вод. У рівнинних місцях бугри пучіння зустрічаються рідко. Висота багаторічномерзлих бугрів не перевищує 2-3 м. В літній період сезонні багаторічномерзлі бугри пучіння піддаються частковому або повному руйнуванню. Починається воно з протанення вершинної частини бугра, внаслідок чого покрівля бугра провалюється і в його центрі утворюється невелике термокарстове озерце.

Багаторічномерзлі бугри пучіння утворюються в місцях розвитку постійних таликів (під річками та озерами) або на виходах підземних вод. Вони мають великі розміри: висотою до 20-25 м, інколи до 40 м і називаються вони гідролаколитами. У діаметрі вони досягають десятків, інколи сотень метрів. Інколи ядра гідролаколітів складаються з чистого льоду, інколи – з льодонасичених пухких порід. Потужність покрівлі бугрів часто досягає 5-8 м.

Термоабразія берегів водоймищ. Це поєднання процесів абразії й теплового руйнування порід внаслідок їх відтанення, яке відбувається на берегових схилах. Термоабразія найчіткіше виражена там, де гірські породи, що складають берегові схили, містять великі включення льоду. У процесі термоабразії значну роль відіграє утеплювальна дія річкових, озерних чи морських вод, які в літній період нагріваються до позитивної температури. Стикаючись з гірськими породами берегів, нагріваючи і розмиваючи їх, хвилі утворюють ніші, які поступово поглиблюються, розширюються і утворюють береговий укіс. Швидкість термоабразії залежить від морфології, будови берегових схилів, ступеня льодистості порід, характеру хвилювань і прибережних течій. Смуга термоабразії досягає ширини від 1-3 до 40 і більше метрів за рік.

Соліфлюкція. Це процес переміщення по схилах водонасичених пухких відкладів внаслідок значної дії сили тяжіння і процесів, пов'язаних з промерзанням і відтаненням порід. Основна причина соліфлюкційних

зрушень – перезволоження пухких порід, що переводить їх у текучу консистенцію. Цьому сприяє водотрив із багаторічномерзлих порід, який залягає на невеликій глибині. При значних нахилах поверхні ($7-10^0$) весь шар відтанення зміщується як єдине ціле і утворюються спливання, що нагадують зсуви. Вони можуть мати раптовий характер і значну швидкість. При малих нахилах поверхні ($2-5^0$) рух набуває характеру повільної в'язкої течії, що охоплює одночасно великі площі схилів. Загальна потужність шару, що перебуває в русі, не перевищує 0,2-0,5 м. Породи, які зміщуються, утворюють у нижній частині схилу похилі натічні тераси.

Поширеною формою соліфлюкційних зміщень є також *земляні потоки*. Ці форми утворюються в результаті повільного пересування дрібнозему вздовж невеликих улоговин, які прорізають поверхні схилів.

7.5. Деформація споруд внаслідок явищ промерзання і відтанення

В області розвитку талих ґрунтів все навантаження від споруди приймає на себе ґрунт під фундаментом. Ті ж ґрунти, що торкаються бокових граней фундаментів, ніяких напружень не відчують. При замерзанні ґрунтів картина міняється. Ґрунти, що оточують фундаменти, міцно змерзаються з їхніми боковими гранями. В результаті напруження передаються від основи не лише через підшву, але й через бокові грані фундаментів.

В умовах нормальної роботи фундаментів всі зусилля, що передаються від споруди на основу, компенсуються реакцією основи. В процесі ж пучіння на фундамент починає діяти додаткова сила випучування, спрямована, як і реакція основи, вгору. Якщо величина сили випучування перевищить сумарну величину тиску, який передається на основу, і сили змерзання ґрунту з фундаментом, то буде спостерігатися явище пучіння, яке може призвести до деформації споруди.

При однорідному фундаменті випучування по всьому периметру матиме приблизно однакову величину і це добре для споруди. При неоднорідній основі неминучим є нерівномірне пучіння і поява в фундаментах небезпечних напружень, які викликають утворення тріщин та інші деформації. Основні заходи боротьби з пучінням у промисловому і цивільному будівництві наступні:

1) осушення ґрунтів шляхом відведення поверхневих і зниження рівнів ґрунтових вод (відкриті і закриті дренажі);

2) утеплення ґрунтів біля фундаментів за допомогою теплоізолюючого відмощення або штучного обігрівання;

3) збільшення навантаження на фундаменти і питомого тиску на їх бокову поверхню;

4) застосування протипучинних засипок у котлованах біля фундаментів з матеріалів, які не піддаються пучінню (гравій, галька);

5) посилення анкерування фундаментів (закладання фундаментів у товщу багаторічномерзлих порід, розширення фундаментної подушки тощо);

6) збільшення жорсткості конструкцій споруд.

Якщо ґрунти переходять із мерзлого стану в талий, то осідання споруд можуть мати катастрофічний вигляд. Тут розрізняють два види деформацій: а) осадку витанення, що відбувається лише в результаті витанення льоду; б) осадку обтискання, яка відбувається в результаті ущільнення ґрунту під впливом його власної ваги і додаткових навантажень від споруди. На практиці майже завжди спостерігаються обидва види деформацій.

7.6. Особливості інженерно-геологічних досліджень та умови будівництва в районах розвитку багаторічномерзлих порід

Головними завданнями інженерно-геологічних досліджень в районах поширення багаторічномерзлих порід є:

1. Встановлення наявності й типу багаторічномерзлих порід у площинному і вертикальному поширенні.

2. Визначення глибини залягання верхньої межі багаторічномерзлої товщі і характерних потужностей шарів сезонного промерзання і відтанення.

3. Визначення в окремих випадках потужності багаторічномерзлих порід.

4. Встановлення температурного режиму товщі мерзлих порід на необхідну глибину (залежно від будови мерзлої товщі і виду будівництва).

5. Вивчення структури і текстури мерзлих порід, наявності, умов залягання і типу підземних льодів.

6. Вивчення фізико-механічних властивостей мерзлих порід у замерзлому стані і після відтанення.

7. Встановлення характеру і поширення явищ, пов'язаних з промерзанням-відтаненням, і таких, що становлять небезпеку (наледі, бугри пучіння, термокарст, соліфлюкція тощо).

8. Вивчення залежності мерзлотних умов від географічної обстановки (рельєф, ґрунтовий і рослинний покрив), геологічної будови і гідрогеологічних умов району досліджень.

Для попередження небезпечних деформацій застосовують декілька методів будівництва. Вибір методу залежить від геоморфологічних, геологічних, гідрологічних, кліматичних і мерзлотних умов будівельного майданчика, властивостей ґрунтів основи, а також від характеру забудови, температурного режиму споруд і т.п.

Згідно з будівельними нормами рекомендуються наступні методи будівництва: 1) без врахування багаторічномерзлого стану ґрунтів основи; 2) зі збереженням багаторічномерзлого стану ґрунтів протягом всього періоду існування споруди; 3) з можливістю відтанення ґрунтів у процесі будівництва і експлуатації споруди; 4) з попереднім відтаненням мерзлих ґрунтів до закладення фундаменту.

Перший метод може застосовуватися у випадках, коли основою споруд на всю глибину відтанення є скельні і напівскельні породи. Вони не повинні мати значних тріщин, заповнених льодом або мерзлим ґрунтом. Крім того, цей метод застосовується, якщо в основі споруд на всю глибину відтанення залягають всі види малостисливих порід, що підстеляються скельними ґрунтами.

Другий метод застосовується для будівель, що не опалюються, а також для споруд, що опалюються або виділяють тепло, із застосуванням заходів по збереженню багаторічномерзлого стану ґрунтів основи. Цей метод використовується головним чином у тих випадках, коли мерзлі ґрунти мають велику потужність (понад 15-20 м) і стійкий температурний режим, а споруда не виділяє великої кількості тепла. Тоді все обходиться без складних конструктивних рішень і без суттєвих витрат. При застосуванні другого методу глибина протанення залишається меншою від глибини закладання фундаментів. Для збереження мерзлого стану ґрунтів застосовуються спеціальні охолоджувальні пристрої, які використовують головним чином холодне зовнішнє повітря. Це можуть бути відкриті підпілля чи вентиляційні канали. Крім того, при будівництві споруд, що опалюються, застосовуються також спеціальні конструкції підлоги і стін (прокладки з теплоізолюючих матеріалів), облаштування захисту від

поверхневих і підземних вод.

Третій метод використовують для споруд, які опалюються і виділяють тепло, якщо визначені розрахунком осідання за величиною і нерівномірністю (перекос, крен, прогин), а також швидкістю не перевищують допустимих величин. Цим методом користуються переважно у випадках, коли збереження мерзлого стану порід є технічно неможливим або ж економічно не вигідним (нестійкий термічний режим мерзлих ґрунтів, споруди з великою кількістю тепла і т.п.). Фундамент закладається в товщу мерзлих ґрунтів, але в процесі будівництва чи експлуатації ґрунти частково відтають. При цьому виникає небезпека значних нерівномірних осідань: а) під впливом нерівномірного відтанення ґрунтів; б) через нерівномірну стисливість ґрунтів після відтанення. Цей метод вимагає спеціальних конструктивних заходів, тому його ще називають конструктивним (збільшують жорсткість конструкції залізобетонними перекриттями, поясами, армуванням стін тощо).

Четвертий метод застосовується, якщо нерівномірне відтанення основи при її експлуатації є неприпустимим і недоцільним є застосування заходів по збереженню багаторічномерзлого стану. Суть методу полягає в штучній зміні умов будівництва і наближенні їх до умов, що панують в районах поширення звичайних талих ґрунтів. Це досягається тим, що ґрунти після відтанення піддаються ущільненню за допомогою спеціальних заходів (осушення відталого масиву дренажуванням і водопонижувальними установками, ущільнення ґрунтовими палями і т. д.). Для протанення ґрунтів може використовуватися сонячне тепло, нагріта вода чи тепло від електроенергії, пари і т. п.

* Глава написана за матеріалами А. Шостака (2010).

Контрольні запитання і завдання.

1. Дайте означення поняттям «мерзла порода» і «морозна порода».
2. Поясніть будову товщі багаторічномерзлих порід.
3. За яких умов у товщі мерзлих порід виникають талики?
4. Якими є типи текстур мерзлих гірських порід?
5. Назвіть основні типи підземних льодів у гірських породах.
6. Як впливають температура і тиск на зледеніння гірських порід?
7. Що таке морозне пучення? Якими є його форми?
8. Назвіть фізико-геологічні явища, характерні для районів багаторічної мерзлоти.
9. Які заходи вживають для протидії морозному пученню гірських порід?
10. Назвіть головні завдання інженерно-геологічних досліджень в районах розвитку багаторічно мерзлих порід.

ГЛАВА 8. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ВІТРУ ТА ЕОЛОВІ ВІДКЛАДИ

8.1. Загальна характеристика вітрових процесів

Вітер - це рух повітряних мас відносно земної поверхні із області з вищим атмосферним тиском в область з нижчим тиском. Роботу, яку виконує вітер, за іменем міфічного давньогрецького бога вітрів Еола часто називають ще *е о л о в о ю*. Робота ця пов'язана з руйнуванням, подрібненням гірських порід, шліфуванням, поліруванням їхньої поверхні, транспортуванням уламків і відкладенням (аккумуляцією) уламкового матеріалу на певних ділянках суходолу. Інтенсивність вітрових процесів залежить від швидкості переміщення повітряних мас, тривалості постійної дії у певному напрямку і ряду інших чинників. Так, при швидкості вітру 4 - 7 м/с він може переносити пил, при швидкості близько 19 м/с - гравій. Під час бур і ураганів (22...58 м/с) можуть переноситись галька, дрібні уламки порід.

Залежно від того, який матеріал захоплюється вітровими потоками проводять класифікацію бур. Розрізняють бурі чорні, жовті, червоні, білі.

Чорні бурі (пилові) видують і переносять чорнозем і поширені в основному у степовій зоні. Чорний пил переноситься на сотні і навіть тисячі кілометрів від області поширення чорноземних ґрунтів.

Жовті та червоні бурі (місцеві назви - *хамсин, самум, суроко* та ін.) типові для пустель і переносять разом з пилом також пісок. Можуть поширюватись за межами пустельних районів на тисячі кілометрів.

Білі бурі завдячують своєму забарвленню великій кількості найдрібніших уламків солей (гіпсу, галіту), формуються вони на солончаках, над самосадними озерами та лагунами.

В грозових хмарах інколи виникають завихрення повітряних потоків (*с м е р ч і*), обертальна швидкість вітру в яких вимірюється сотнями кілометрів на годину. Смерч може деякий час стояти на місці, а може і переміщуватись з середньою швидкістю 40...60 км/год. Смерчі проводять дуже значну руйнівну роботу на поверхні землі, ламаючи дерева, будівлі, лінії електропередач тощо, захоплюючи і переносячи на десятки кілометрів пил, пісок та інші наземні предмети.

Однак значну геологічну роботу здійснюють не стільки тимчасові сильні, як постійні вітри. Особливо інтенсивну роботу такі вітри виконують в областях, де внаслідок фізичного і хімічного вивітрювання поверхня покрита продуктами вивітрювання і де відсутній або слабо розвинутий рослинний покрив. До таких областей належать пустельні і напівпустельні райони, гірські вершини, морські узбережжя.

Руйнівна робота вітру визначається такими процесами як дефляція і коразія. *Дефляцією* називається видування, розвіювання, винос пухких гірських порід на поверхні Землі повітряними потоками. У місцях, де постійно дмуть вітри, мінеральні частинки (пил, пісок), захоплені повітряними потоками постійно співударяються з поверхнею скель, кам'яних брил, відслонень гірських порід, обточуючи їх, поліруючи, руйнуючи м'які ділянки порід, внаслідок чого на їх поверхні утворюються штрихи, борозни, подряпини, орієнтовані за переважним напрямком вітрів. Таке явище називається *коразією*. Дефляція і коразія взаємопов'язані процеси.

Відомий російський дослідник пустель Б. Федорович розрізняє два види дефляції: площинну і локальну. *Площинна дефляція* особливо поширена в сухих степових районах та в пустелях. Так, у перші роки освоєння цілинних земель Казахстану, внаслідок розорювання степів, вітровою ерозією (термін часто використовується у географічній літературі як синонім вітрової дефляції ґрунтів) здувались величезні маси ґрунтового покриву. Чорні пилові бурі - стихійне лихо, що трапляється в південних областях України, преріях США, Нижньому Поволжі та в Передкавказзі. Сильні пилові бурі неодноразово спостерігались на півдні України. Навесні 1926 р. пилова буря виникла у Приазов'ї і поширилась аж до лінії Вінниця - Конотоп. Верхній шар ґрунту був знесений на 30% площі, а пил занесло в Прибалтику. Концентрація пилу в атмосфері була настільки високою, що у містах вдень користувались електричним освітленням. Бурею було винесено понад 5 млн. тонн ґрунту.

Для боротьби з вітровою ерозією ґрунтів використовують насадження захисних лісосмуг, правильні сівозміни тощо.

Прикладом *локальної дефляції* може служити борозна дефляція, яка розвивається в тріщинах гірських порід, ритвинах, коліях доріг. При цьому у лесових породах, наприклад, можуть утворюватись рови до 20 м завглибшки - *хольвеги*.

В глинистих породах процесами дефляції і коразії часто формуються жолобоподібні заглиблення глибиною до 23 м, розділені вузькими загостреними гребенями, орієнтовані у напрямі панівних вітрів - ярданги. Дно ярдангів засипано піском. Відомі у Китаї (провінція Сіньцзян).

Дефляція, очевидно, приймає участь і у формуванні *ваді* - сухих долин з крутими схилами, які поширені в Африці, Монголії. Ваді зароджуються внаслідок діяльності тимчасових (грозових) потоків і розвиваються в подальшому вітровими процесами. При цьому борти їх прорізаються вузькими ущелинами, долина поглиблюється і розширюється. Від річкових долин ваді відрізняються відсутністю терас, відсутністю загального ухилу дна, типовими формами еолового рельєфу на бортах і на дні так званими *останцями*. Останці утворюються вітровими процесами з окремо розміщених скельних виступів порід, які при цьому набувають химерних форм, нагадуючи найрізноманітніші предмети: гриби, столи, стовпи, обеліски, голки тощо. Російський геолог і географ В. Обручев у 1906 р. відкрив у Джунгарії (Китай) ціле еолове місто, складене такими останцями. Здалеку воно дійсно нагадує середньовічне місто з "баштами", "колонами" та іншими найрізноманітнішими за формою утвореннями.

У відслоненнях порід з різною стійкістю вітер видуває лунки у вигляді бджолиних сотів. При їх розширенні до значних розмірів утворюються еолові ніші та еолові котли. Діаметр останніх досягає 35м, а глибина 2м. Котли та ніші видування відомі у мергелях та глинистих пісковиках в Кримських горах, на Кавказі, Тянь-Шані.

Транспортна діяльність вітру. Продукти вивітрювання, дефляції та коразії можуть переноситись повітряними потоками на значні відстані. Дальність переносу залежить від швидкості вітру, величини уламків, форми рельєфу, сили висхідних течій повітря, що підіймає частинки гірських порід на ту чи іншу висоту. При цьому грубоуламковий матеріал (галька, гравій, щебінь) може переноситись стрибкоподібно, то відриваючись від поверхні Землі, то перекочуючись по ній. Піщаний матеріал під дією вітру також переноситься в основному стрибкоподібно, що пов'язано з турбулентністю атмосферного потоку. Під час піщаних бур пісок і дрібний щебінь можуть підійматись на висоту 2 м, а можливо, і дещо вище. У пустелях пісок переноситься тільки сильними бурями. У тиху погоду та при слабких вітрах піски нерухомі. При сильних вітрах

рухаються в основному барханні піски, позбавлені рослинності. Виключення із загального правила складають смерчі (торнадо), які засмоктують значні маси піску і переносять їх на відстані до перших сотень кілометрів. При переносі піщинки стикаються одна з одною, шліфуються і подрібнюються.

Найдальше переносяться пилюваті частинки - дальність їх переносу практично необмежена. Пил переноситься навіть слабим вітром і довго тримається у повітрі, утворюючи пилову димку, яка сильно знижує сонячну радіацію. Характерний приклад з виверженням вулкана Кракатау, коли попіл, викинутий ним у атмосферу, 3 рази переносився навколо Землі і тримався у повітрі близько 3 років. Чорнозем, піднятий чорною бурєю на сході України в 1892 р., частково випав у Литві в районі Каунаса, у вигляді чорних дощів в Німеччині і навіть у Скандинавії. Ураганні вітри в Сахарі переносять масу пилу на відстані 2000...2500 км і відкладають його над Атлантикою, або в Європі, зафарбовуючи дощі та сніг, що там випадають, у жовті, бурі чи червоні відтінки.

Акумулятивна робота вітру. Значна частина транспортованого вітром уламкового матеріалу випадає на поверхню морів і океанів, частина ж осаджується на суходолі, утворюючи так звані *еолові відклади*. Останні поділяються на піщані, глинисті, пилюваті, значно рідше зустрічаються карбонатні, сольові чи гіпсові осадки. Уламковий матеріал, що переноситься вітром, сортується вже при переносі - найважчі піщані частинки відкладаються найшвидше, недалеко від областей дефляції та коразії. Тому скупчення піску часто спостерігаються біля підніжжя гірських масивів, на морських узбережжях тощо. Глинисті і пилюваті частинки нагромаджуються значно далше від областей розвіювання.

Характерною особливістю еолових нагромаджень є коса або хвиляста верстуватість, на відміну від паралельної, яка виявляється, скажімо, в озерних чи морських осадках. За напрямком косих верств визначають переважний напрям вітрів, що їх сформували, тому що верстви завжди нахилені в сторону руху повітряних потоків.

Найбільші площі на Землі займають піщані осадки, які формують піщані пустелі. Типовими формами рельєфу, який створюється вітром у піщаних пустелях, є *бархани*. Це асиметричні піщані горби серпоподібної форми, витягнуті частини яких повернуті за напрямом вітру (рис. 7).

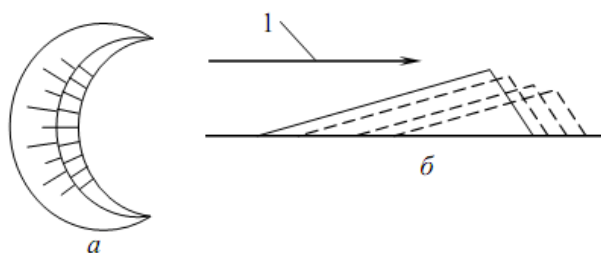


Рис. 7. Бархани:
а – план; б – розріз ; 1 – напрям вітру

Бархани мають довгий, пологий навітряний схил (ухил до $10...15^\circ$) і крутий, короткий підвітряний ($32...35^\circ$). Ріст бархана починається з нагромадження біля якоїсь перепони для вітру (камінь, кущ тощо) горбика піску. З часом на його підвітряному боці починається завихрення повітря, внаслідок чого створюється невелика напівліяка. Горбик розростається і поступово перетворюється у правильний бархан у формі півмісяця. Слід сказати, що такі поодинокі бархани зустрічаються порівняно рідко, в основному в областях з дефіцитом піску. При достатній кількості останнього бархани з'єднуються один з одним, утворюючи ланцюги (гряди), які тягнуться перпендикулярно до напрямку вітру. Висота великих барханних ланцюгів у пустелях Середньої Азії складає $60...70$ м, в Центральній Азії до $100...150$ м і більше, довжина - до 20 км. Барханні гряди часто розміщуються паралельними рядами, на відстані декілька сотень метрів один від одного. Формуються переважно в районах, де сезонні вітри дмуть у протилежних напрямках. Типові для таких пустель як Каракум, Кизилкум, Алашань, Ордос, Такла-Макан та ін.

Крім барханних гряд у багатьох пустелях світу (типовий приклад Сахара) зустрічаються вузькі, довгі вали піску, прямолінійні і звивисті з крутими схилами, витягнуті за напрямком вітру. Формування таких поздовжніх гряд пов'язане із спіральним, штопороподібним характером вітрових потоків (горизонтальні смерчі). У Сахарі такі вали досягають у висоту сотні метрів і носять назву "*китових спин*".

Поширеною формою мікрорельєфу у піщаних пустелях є *еолові брижі*, які покривають поверхню барханів і нагадують брижі, що утворюються вітром на воді. Це власне дрібні піщані валики, об'єднані у серпоподібні ланцюжки. Взагалі їх можна спостерігати не лише у пустелях - еолові брижі відомі всюди, де є багато піску, не вкритого рослинністю: на пляжах, піщаних пагорбах тощо.

Піщані відклади у пустелях під дією вітру постійно переміщуються, рухаючись за напрямом повітряних потоків. Невеликі бархани за рік

можуть переміститись на пару сотень метрів, великі - на 30...40 м, барханні гряди рухаються ще повільніше. Таке явище називають *еоловою трансгресією*. Наступ пісків на освоєні людиною території можна спостерігати у Туркменістані, Узбекистані, Казахстані, Центральній Азії. Відомий в історії випадок, коли внаслідок наступу пісків з Лівійської пустелі були повністю засипані єгипетські міста Луксор і Карнак.

На узбережжях морів, озер, в долинах великих рік, дельтах утворюються такі форми еолового рельєфу, як *дюни*. Це піщані овальні горби з пологими (5...12°) навітряними і крутими (30...35°) підвітряними схилами. Зливаючись, вони утворюють на морських узбережжях вали висотою до 200м, які простягаються паралельно до берега. Формування їх пов'язане з переважним напрямком вітрів, які дують з моря на сушу і піщаним матеріалом, що нагромаджується в зоні прибою. Утворена дюна не залишається на місці, а поступово під дією вітру переміщується вглиб материка, на її місці виникає інша, яка, у свою чергу, починає рухатись і т. д. Таким чином, вздовж морських узбереж виникають ланцюги паралельних дюн. Висота дюн коливається у значних межах: від 20...30 м на берегах Балтійського моря, до 50...100 м на французькому узбережжі Атлантичного океану і до 150...200 м на берегах Середземного моря. Висота дюн в річкових долинах не перевищує 5...10 м. Швидкість переміщення дюн різна: в бурхливі дні вона може досягати 2...3 м/день, великі дюни переміщуються від 1 до 20 м на рік. Наступ дюн інколи носить характер стихійного лиха (засипання населених пунктів, оброблених земель), тому для боротьби з ним у деяких країнах (наприклад, в державах Балтії) використовують насадження сосни, коренева система якої закріплює піски, перешкоджаючи їх подальшому переміщенню.

Дюни відомі в долинах Дніпра, Дону, Волги, Іртиша, Лени, Обі, на узбережжях Азовського і Чорного морів, на пересипах лиманів та косах.

Значні території на Землі покриваються також пилюватими частинками, ущільнення яких призводить до утворення *лесів*. Леси, а також близькі до них лесоподібні суглинки - це дуже поширені породи пально-жовтого, жовтуватого-бурого кольору, м'які, пористі, легко ріжуться ножем, розтираються пальцями і в'язкі настільки, що часто утворюють круті обриви висотою до 20 м. Складені пилюватими зернами кварцу, польових шпатів, глинистих мінералів, кальциту. Для лесів

характерні також сильна карбонатність, що виявляється у наявності в них вапнистих стяжінь різної форми (так звані *журавчики*) і відсутність верствуватості, властивої для осадових порід, відкладених у водному середовищі.

Типові леси відомі у Китаї, Середній Азії, західних районах США, де їх потужність коливається від декількох до десятків метрів (150...170 м). Потужні (до 50 м) товщі лесоподібних суглинків дуже поширені в Україні, інколи вони майже суцільним чохлом покривають значні території і служать материнською породою для формування сучасних ґрунтів. Походження лесів до цього часу повністю не з'ясоване. Висунуто цілу низку гіпотез щодо їх утворення: еолову, пролювіальну, алювіальну, делювіальну, ґрунтово-елювіальну, флювіогляціальну та ін. Відомий український геолог та географ П. Тутковський, ґрунтуючись на еоловій гіпотезі, запропонованій свого часу В. Обручевим, пояснює їх утворення так. У антропогені, коли значні площі в Європі покривались наземним зледенінням, над поверхнею льодовиків формувались антициклони. Різниця в тисках на льодовиках та їхніх окраїнах спричинювала утворення вітрів-фенів, які, спускаючись з льодовиків, нагрівались на 1° через кожні 100 м падіння і підходили у прильодовикові райони вже теплими і сухими. Фени підхоплювали в цих районах пилювато-глинисті частинки з кінцевої морени, переносили їх на певні відстані і відкладали у степових районах півдня Руської рівнини. З позицій цієї гіпотези знаходить задовільне пояснення покривний характер лесових порід в Україні, які залягають тут на різних елементах рельєфу.

Геологічна діяльність вітру сприяє також утворенню поряд з піщаними кам'янистих і глинистих пустель.

Кам'янисті пустелі, або *гамади*, формуються процесами дефляції, коли з рівнинних територій вітрами зноситься легкий пилюватий та піщаний матеріал. У цьому випадку поверхня залишається кам'янистою або покритою розсипами брил, щебеню, чи гальки (в останньому випадку пустелі називають *серіп*). Часто уламки гірських порід в таких пустелях покриті чорним чи коричневим пустинним лаком, до того ж пустелі, як правило, позбавлені рослинності та води, що разом робить їх особливо похмурими та непривітними. Приклади таких пустель - пустелі південного Устюрта, Калахарі, значні території Сахари та Аравійського

півострова, Вікторія в Австралії, Заалайська Гобі, Західні Муюнкуми в Азії та інші.

Глинисті пустелі, або *такири*, часто оточують піщані або розміщуються всередині їх, зустрічаються вони і на плоских узбережжях внутрішніх морів - Каспійського, Аральського та ін. Поверхня таких пустель рівнинна, глина розбита тріщинами висихання на окремі багатокутні плити, краї яких злущуються і розносяться вітром. Часто такири утворюються на дні висохлих озер, пересохлих русел рік і складаються в таких випадках з тонкого мулу, нанесеного весняними паводками або дощами і висохлого через декілька днів чи тижнів. Приклад глинистих пустель - частина пустелі Бетпак-Дала, окремі частини пустель Каліфорнії та ін.

Відомі також *солончакові пустелі*, або *шори*, які утворюються на місці висохлих озер та при неглибокому заляганні підземних вод, коли інтенсивне випаровування призводить до формування на поверхні землі кірки випарених солей. Такі пустелі відомі на узбережжі Каспійського моря, у Казахстані.

Лесові пустелі, або *адири*, розташовуються, як уже зазначалося вище, на окраїнах піщаних пустель, в передгір'ях Тянь-Шаню, Алтаю, Копет-Дагу та ін. Характеризуються інтенсивно розчленованим ерозійним рельєфом.

8.2. Інженерно-геологічні дослідження еолових процесів

Під час таких досліджень розв'язуються наступні завдання:

1. Визначення характеру, інтенсивності і напрямку розвитку еолових процесів.
2. Виявлення і оконтурення ділянок, складених рухомими пісками, а також ділянок, небезпечних щодо поновлення процесів перевіювання при виконанні будівельних робіт (будівництво котлованів, планування території і т.п.).
3. Вивчення складу і фізико-механічних властивостей різних типів еолових утворень (гранулометричного складу, природної пористості, можливості ущільнення при динамічних навантаженнях).
4. Вибір найраціональніших заходів боротьби з перевіюванням пісків (щити, фітомеліоративні заходи, штучні покриття і т.п.).

Інженерно-геологічна оцінка території розвитку рухомих пісків виконується за допомогою таких методів досліджень.

1. Збір і обробка детальних кліматичних даних, особливо стосовно вітрового режиму даного району. Такі дані отримуються від розташованих поблизу метеорологічних станцій.

2. Інженерно-геологічне знімання, найчастіше велико- або середньомасштабне. При вивченні рухомих пісків виділяються типові форми рельєфу різного ступеня рухомості пісків: бархани, барханні ланцюги, бугристі, грядові, купчасті і рівнинні піски. Поряд з цим виділяються й ретельно картуються форми рельєфу неелового походження. Одночасно зі зйомкою ведуться геоботанічні спостереження, виконується гербаризація і видові визначення рослин, які є показниками ступеня рухомості пісків. Визначається щільність травостою, розподіл рослинних асоціацій за щільністю і т.д. (необхідні консультації з геоботаніками).

3. Картувальне буріння або проходка інших легків типів гірничих виробок. Найчастіше ці виробки бувають мілкими і служать для: а) визначення потужності піщаних товщ; б) визначення положення покрівлі порід, що підстеляються пісками; в) складання геологічних розрізів; г) виявлення гідрогеологічних умов; д) відбору проб порід для вивчення фізико-механічних властивостей.

4. Лабораторне визначення досить широкого комплексу властивостей порід. Визначаються: гранулометричний, мінеральний і сольовий склад; природна пористість, вологість, водопроникність, кут природного укусу, висота капілярного підняття, здатність пісків ущільнюватися під дією динамічного навантаження.

Для протидії рухомих піскам застосовуються різні методи. Найбільш ефективним раніше вважався метод закріплення пісків рослинністю (фітомеліоративний метод) з попереднім створенням різного роду механічних заходів. Для площинного закріплення підходять механічні захисти у вигляді щитів, огорож із очерету, хмизу та інших матеріалів, які розташовуються паралельними рядами або в клітинку. Вони знижують швидкість вітру, зменшують можливість переміщення пісків і тим самим створюють умови для висівання трав, насаджень деревно-чагарникової рослинності тощо.

В якості профілактичного заходу рекомендовано збереження рослинного і дернового покриву. Вздовж доріг влаштовують лінійні

механічні захисти, але терміни їх дії обмежені: накопичення піщаного матеріалу біля захистів іде безперервно, і система вресі-ресіт стає неефективною. Досить ефективними, але вартісними є методи фізичного і хімічного закріплення пісків: торфування, глинування, бітумування і силікатизація; метод гранулометричних добавок. Для вибору найдоцільніших і ефективних заходів боротьби з еоловими процесами необхідно провести комплекс досліджень.

Контрольні запитання і завдання.

1. Що таке вітер та в чому полягає його геологічна діяльність?
2. Що таке дефляція і коразія?
3. Які форми рельєфу створюються цими процесами?
4. У чому проявляється транспортна робота вітру?
5. Які форми еолової акумуляції Ви знаєте?
6. Що таке леси та як вони формуються?
7. Які інженерно-геологічні роботи здійснюються при вивченні еолових процесів?

ГЛАВА 9. ДІЯЛЬНІСТЬ ПОВЕРХНЕВИХ ВОД

До поверхневих текучих вод належать усі води, які течуть по поверхні суходолу (поверхневий стік) - від маленьких струмків, що виникають при випаданні дощу і таненні снігу, до найбільших рік. Усі ці води на своєму шляху до моря виконують величезну геологічну роботу: руйнують гірські породи, переносять і відкладають в інших місцях пухкі продукти руйнування, змінюють рельєф поверхні Землі. Великі річкові долини і маленькі ярки та вимоїни - все це результати геологічної діяльності поверхневих текучих вод. Чим більша маса і швидкість стікання води, тим більший ефект її діяльності.

Руйнування гірських порід текучими водами називається *ерозією*. Сукупність процесів механічного руйнування і перенесення продуктів руйнування гірських порід називають *денудацією* (від лат. denudatio - оголюю).

За характером і результатами діяльності поверхневий стік поділяють на три види: площинний стік, тимчасові руслові потоки і ріки.

9.1. Площинний стік

Площинний стік найбільш виражений під час випадання дощів на рівних пологих схилах, коли дощові води стікають по похилій поверхні у вигляді численних дрібних струминок, які густо переплетеною сіткою або суцільною тонкою плівкою покривають увесь схил. Жива сила таких струминок невелика, тому їх геологічна діяльність виражається у змиванні лише дрібненьких часток пухких продуктів вивітрювання і ґрунту та перенесенні їх униз по схилу. Цей процес називається *площинним змивом*, або *площинною ерозією*. Він завдає великої шкоди ґрунтам, бо змиває їх найбільш родючу поверхневу частину, збагачену гумусом.

В підніжжі схилу швидкість стікання води сповільнюється і перенесений нею матеріал відкладається. Продукти вивітрювання, перенесені зверху вниз шляхом змивання дощовими і талими сніговими водами і нагромаджені на схилах і в підніжжі підвищень, називаються *делювієм* або *делювіальними відкладами* (рис. 8). Вони найбільше поширені

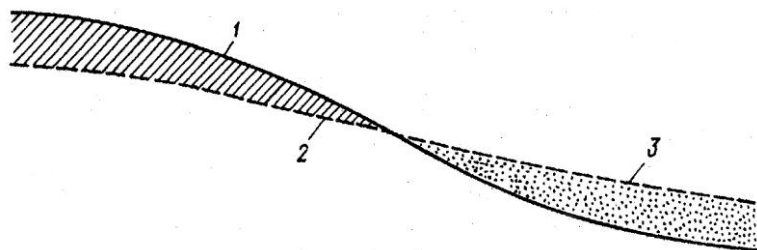


Рис. 8. Схема утворення делювію:
 1 – первинна поверхня схилу; 2 – понижена
 поверхня схилу внаслідок площинного змиву;
 3 – делювій

на пологих схилах річкових долин і балок у степових і лісостепових районах помірного поясу. Тут вони складені переважно суглинками.

Максимальна потужність делювію (15...20м) спостерігає-

ться у підніжжях схилів, до верхів'їв їх вона зменшується.

Внаслідок площинного змиву колишні підвищені місця поступово знижуються, а схили згладжуються і набувають плавних обрисів. Підраховано, що внаслідок процесів денудації поверхня суходолу у цілому на Землі знижується з середньою швидкістю близько 0,09 мм на рік.

У гірських районах типових дрібнозернистих делювіальних відкладів або 9 см за тисячоліття немає. На схилах нагромаджується переважно грубоуламковий обвальний і осиповий матеріал.

9.2. Тимчасові руслові потоки. Яроутворення



Рис. 9. Поздовжній профіль яру:
 1 – устя; 2 – ложе; 3 – вершина; 4 – напрямок
 росту яру; 5 – конус виносу; 6 – базис ерозії;
 7 – максимальна глибина яру

Дрібні струминки, що здійснюють площинний змив, використовуючи нерівності схилу, поступово зливаються у більші струмки, відбувається глибинна ерозія. Спочатку вони утворюють неглибокі борозни і вимоїни, які після кожної зливи і танення снігу розростаються і перетворюються в яри (рис. 9). Яри - це відносно вузькі видовжені заглибини з крутими, часто прямовисними стінками, вироблені тимчасовими водними потоками. Довжина ярів може коливатися в широких межах, від кількох десятків метрів до сотень метрів і більше. Зростають яри переважно своїми верхів'ями.

У розвитку ярів виділяють чотири стадії.

Перша стадія - це стадія борозни. Для неї характерна незначна (30...50 см) глибина та мала ширина.

Друга стадія починається з того моменту, коли у вершині яру виникає урвище і він починає рости обвалами у напрямку вододілу. Одночасно із зростанням яру у довжину поглиблюється його русло.

Третя стадія - це стадія зрілості. На протязі цієї стадії яр продовжує поглиблювати своє русло до рівня ріки чи дна долини, в яку він впадає. Поперечний профіль яру має V-подібну форму. Схили круті. З ростом яру на його схилах виникають бокові відгалуження, утворюється ціла система ярів. У процесі заглиблення яр може досягати водоносного шару і тоді на його дні виникає постійний потік.

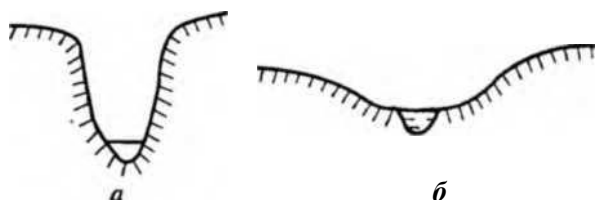


Рис. 10. Поперечний переріз яру:
 а – активний яр; б - балка

На *четвертій стадії*, стадії затухання, глибинна ерозія сповільнюється, схили яру згладжуються і заростають рослинністю, дно розширюється, яр перетворюється в балку (рис. 10).

Найбільш інтенсивно вони розвиваються у лесах і лесоподібних суглинках, гірше у глинах та масивних магматичних і осадових породах. Розвитку ярів, крім природних чинників, значною мірою сприяє неправильна діяльність людини (вирубка лісів, розорювання крутих схилів, прокладання ґрунтових доріг і каналів вниз по схилу тощо).

В Україні яружній ерозії найбільше піддається поверхня Волино-Подільської височини.

Акумулятивна діяльність тимчасових руслових потоків найбільше проявляється у їх нижніх частинах, при виході в долини річок чи балок, де вони часто формують конуси виносу, складені невідсортованим уламковим матеріалом. Відклади конусів виносу тимчасових водних потоків називаються *пролювієм* (від лат. proluo - промиваю).

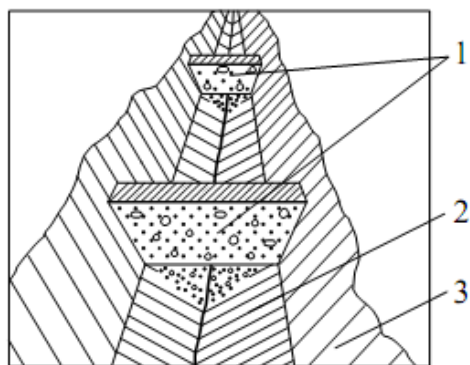


Рис. 11. Укріплення дна ярів за допомогою загат (гребель) (за М. Зоценко та ін., 2003):
1 – кам'яні загати; 2 – дно яру;
3 – схил яру

рідше - в Карпатах. Дощова вода підхоплює велику кількість уламкового матеріалу, який нагромаджується в руслах ярів і балок у період між дощами, і з величезною силою несе його вниз, руйнуючи все на своєму шляху. Вміст уламкового матеріалу в таких потоках становить 70...80% від їх загального об'єму, а висота грязьово-кам'яного валу - до 15 м. Для боротьби з селями будують дамби, просторі штучні чаші тощо. Відклади селевих потоків теж належать до пролювію.

Для боротьби з ярами використовують різні методи: будівництво гідротехнічних споруд (рис. 11), терасування схилів, лісонасадження, посіви багаторічних трав тощо.

У гірських районах з тимчасовими водними потоками пов'язане періодичне виникнення короткочасних грязьово-кам'яних потоків, які називаються *селями*. Вони виникають переважно при раптових сильних зливах, або швидкому таненні снігу в горах Середньої Азії, на Кавказі,

9.3. Ріки

Ріки - це постійно діючі водні потоки. Вони виникають по-різному. Найчастіше з малих струмочків, що появляються в ярах внаслідок

прорізання ними водоносних горизонтів. Крім цього, ріки можуть брати початок з талих вод гірських льодовиків, з озер, боліт, карстових вод тощо. Відповідно ріки живляться підземними, атмосферними або озерними водами.

Головна ріка з притоками, які у неї впадають – це річкова система, а площа, яку займає річкова система, - річковий басейн. Річкові басейни розділяються між собою вододілами, які є найбільш піднятими ділянками місцевості.

Ріки розвиваються, як і яри: вони збільшуються вгору за течією, тобто *регресивно*. У процесі свого розвитку ріки утворюють *долини* - відносно вузькі видовжені пониження в рельєфі. У долині виділяють такі елементи:

1) дно, або ложе, найнижча частина долини (частина дна, по якій протікає вода, називається *руслом*);

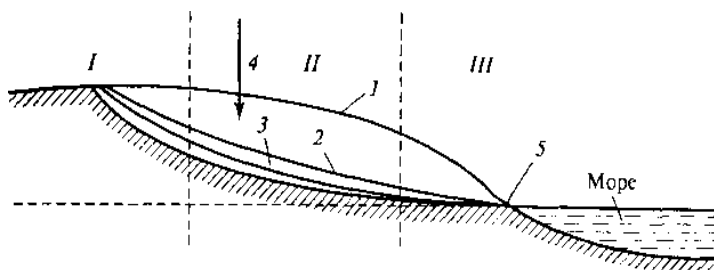
2) схили долини - нахилені ділянки долини, розташовані по обидва боки від дна.

Напрями річкових долин і плани річкових систем тісно пов'язані з геологічною будовою місцевості, часто вони збігаються з напрямками тектонічних розломів, зон тріщинуватості або обгинають тектонічні підняття чи сходяться до прогинів.

Геологічна робота річок виражається в ерозії, транспортуванні (перенесенні) продуктів руйнування та їх відкладанні (аккумуляції).

Інтенсивність роботи річок залежить від їх живої сили, яка визначається за формулою $\frac{mv^2}{2}$, де m - маса води, v - швидкість течії.

Річкова ерозія є двох типів: 1) глибинна, або донна, спрямована на



врізання ріки в глибину;

2) бокова, яка призводить до підмивання берегів і розширення долини.

Співвідношення глибинної і бокової ерозії змінюється на різних стадіях розвитку долини, а таких стадій три:

1) морфологічної молодості;
2) зрілості; 3) старості.

Рис. 12. Поздовжній профіль річки:
I – верхня течія; II – середня течія;
III – нижня течія; 1-3 – послідовні стадії
вироблення профілю річки;
4 – напрямок донної ерозії; 5 – базис ерозії

На *першій стадії*, або *стадії молодості*, в річковій долині найбільш інтенсивно проявляється глибинна ерозія. Поглиблення русла ріки припиняється перш за все у її гирлі, бо рівень ріки в гирлі не може бути нижчим від рівня водного басейну, у який вона впадає. Тому в напрямку від верхів'я до гирла нахил русла ріки поступово зменшується, відповідно зменшується швидкість її течії і врзання в глибину. Рівень, нижче якого ріка не може врзатися, тобто поглиблювати своє русло, називається *базисом ерозії* (рис. 12).

Базисом ерозії для кожної ріки служить рівень водного басейну, в який вона впадає. Наприклад, для Дніпра базисом ерозії є рівень Чорного моря. Базис ерозії визначає розвиток не тільки головної ріки, але і її приток, тобто всієї річкової системи. Крім головного базису ерозії ріки, виділяють ще тимчасові, або локальні, базиси, до яких належать різні уступи і пороги у руслі ріки, зумовлені неоднорідною геологічною будовою місцевості.

На початковому етапі розвитку ріка має крутий поздовжній профіль, ускладнений різноманітними нерівностями. У процесі регресивної ерозії, поглиблюючи своє русло, вона намагається подолати ці нерівності, зруйнувати їх і виробити свій *профіль рівноваги*, який має форму плавно вгнутої кривої з наростаючою до верхів'я крутизною (рис. 13). У процесі вироблення поздовжнього профілю рівноваги в нижній течії ріки нахил русла зменшується, наближаючись до горизонтальної поверхні, в зв'язку з цим затухає глибинна ерозія, поступово відступаючи до верхів'я, і набуває переваги бокова ерозія, спрямована на підмив берегів і розширення долини. Посилюються процеси переносу і нагромадження перенесеного матеріалу.

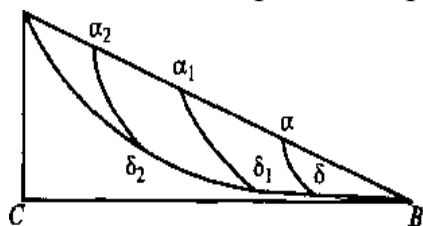


Рис. 13. Схема формування профілю рівноваги ріки: α1, α2, α3, α4 - послідовні стадії розвитку профілю

Разом з виробленням поздовжнього профілю змінюється і форма поперечного профілю долини. На ранній стадії він має V-подібну форму і русло займає майже все ложе долини. В гірських районах, де глибина ерозії проявляється особливо інтенсивно, молоді ріки виробляють глибокі долини з прямовисними схилами, які називаються *каньйонами*, або *ущелинами*.

У стадію зрілості ріка продовжує виробляти свій профіль рівноваги, який поступово набуває вигляду плавної кривої, пологої в нижній течії і більш крутої у верхній. Згодом, коли вона його виробить, глибинна ерозія проявляється переважно лише у верхній течії, а в нижній переважає бокова ерозія, внаслідок чого долина розширюється і заповнюється осадами. Русло починає блукати, звиватися серед власних наносів, утворюючи петлеподібні вигини - *меандри*.

У стадії старості ріка ніби відмирає. Поздовжній профіль ріки дуже згладжується, течія сповільнюється і стає ледве помітною, русло звивається (меандрує), долина заболочується, виникає ряд озер і стариць. Під час повеней все дно долини нерідко покривається водою і на ньому нагромаджуються своєрідні суглинисті відклади. Частина річкової долини, яка періодично покривається водою, називається *заплатою*, або *заплатною терасою*.

У заплаві річки виділяються (рис. 14): 1) прирусловий вал, який прилягає до головного русла; 2) центральна заплава, розташована за прирусловим валом, в межах якої часто виділяються два рівні: низька заплава, яка щорічно заливається під час повеней, і висока, яка заливається лише під час найбільших паводків; 3) притерасова заплава, найнижча тилова частина заплави, яка прилягає до берега або надзаплатної тераси.

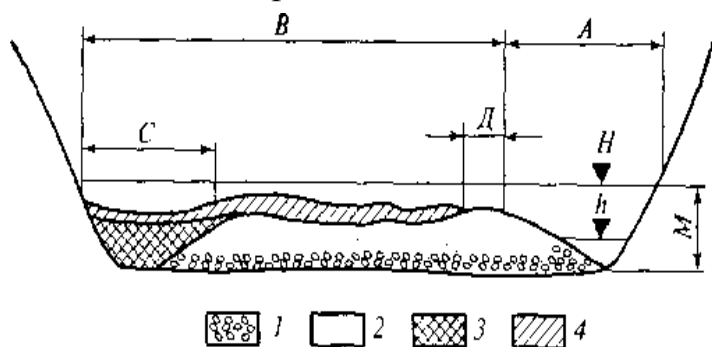


Рис. 14. Схема будови заплави (за Є.Шанцером):

А - русло; В - заплава; С - стариця; Д - прирусловий вал; Н - рівень повеневих вод; h - рівень межені; М - нормальна потужність алювію. Русловий алювій: 1 - різнозерністі піски, гравій, галька; 2 - дрібно- і тонкозерністі піски; 3 - старичний алювій; 4 - заплатний алювій

Переносна й акумулятивна робота річок.

Одночасно з ерозійною діяльністю ріки здійснюють велику переносну і акумулятивну роботу.

Перенесення продуктів руйнування гірських порід здійснюється трьома способами: 1) перекочуванням грубих уламків по дну (волочінням); 2) перенесенням дрібненьких часток у завислому стані і 3) в

розчиненому стані. Розчинені речовини виносяться в річки переважно

грунтовими і меншою мірою - дощовими водами, які стікають з підвищень поверхні. Здебільшого це речовини, вилугувані з порід при хімічному вивітрянні. В річкових водах розрізняють такі головні форми знаходження хімічних елементів: 1) прості і комплексні йони; 2) нейтральні молекули; 3) частинки колоїдних розмірів від 0,001 до 0,1 мкм, на поверхні яких знаходяться сорбовані йони; 4) високодисперсні частинки, складені переважно глинистими мінералами, розміром від 0,5 до 1...2 мкм; 5) частинки, представлені уламками мінералів розміром від 2...3 до 10 мкм. Хімічний склад річкових вод контролюється насамперед конкретними фізико-географічними та фізико-хімічними умовами стоку.

Найбільша мінералізація річкової води спостерігається зимою підчас живлення рік ґрунтовими водами, найменша – як правило, підчас весняних паводків, сезону дощів чи при живленні від танення льодовиків. В зонах надлишкового зволоження мінералізація вод невелика, і, навпаки, вона різко зростає в аридних умовах. Мінералізація води може мінятися і вздовж течії річки, залежно від її притоків, водозбір яких може знаходитись в інших умовах формування.

Уламки і дрібні завислі частинки гірських порід, які переносяться рікою, називають *твердим стоком*. Співвідношення між уламковим матеріалом і розчиненими мінеральними сполуками змінюється залежно від швидкості течії. У гірських ріках переважає твердий стік. По дну перекочуються великі уламки (валуни, галька, гравій), а в завислому стані переноситься піщаний матеріал і більш дрібні частинки. У рівнинних ріках переважають розчинені речовини і дрібні частинки, які переносяться у завислому стані. Серед донних осадків домінують піски з домішкою гравію, лише в окремих місцях, на ділянках тектонічних деформацій, зустрічається грубоуламковий матеріал.

При зменшенні швидкості течії ріки, внаслідок будь-яких причин, уламковий матеріал відкладається на дні. У першу чергу відкладаються найбільш грубі продукти - валуни, галька, гравій, потім - пісок і глинистий матеріал. Відклади, що утворюються внаслідок акумулятивної діяльності річок, називаються *алювієм* (лат. alluvio - намив, нанос).

Алювій нагромаджується переважно на вигинах річок, але найбільше його відкладається в їх гирлах, де нахил русла і відповідно швидкість течії - найменші.

Розділяють два типи річкових гирл - дельти і естуарії.

Дельта - це сукупність численних мілин і острівців, утворених алювіальними наносами у морі чи озері поблизу гирла річки. У плані вона має вигляд трикутника, повернутого основою в бік моря і схожого на грецьку букву дельта (Δ). Дельти утворюються в гирлах річок, які виносять велику кількість алювіальних відкладів, а мілке море не може їх відібрати і розстелити по дну. Внаслідок цього русло ріки ділиться на ряд окремих рукавів, які розчленовують наноси на окремі острови. Під час повеней дельти можуть змінювати свою форму, розширюватися і видовжуватися в море. Дельти великих рік займають площу в десятки і сотні тисяч квадратних кілометрів (наприклад, площа дельти р. Міссісіпі становить 150 000 км², р. Лени – 45 000 км², р. Волги - 19 000 км²).

Естуарій - широке лійкоподібне гирло річкової долини, відкрите до моря, завдяки чому морські припливи заходять далеко в русло ріки. Вони виникають у тих місцях, де є велика глибина моря біля берега, сильні припливи і відпливи, або морські течії, а також мають місце опускання

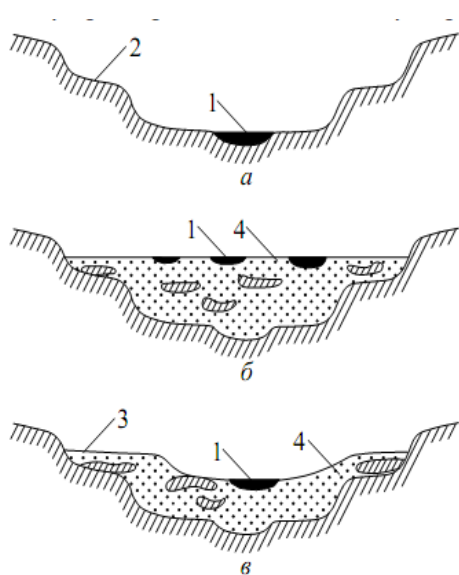


Рис. 15. Схема утворення річкових терас: а – ерозійної; б – акумулятивної; в – акумулятивної при зниженні базису ерозії; 1 – річка; 2 – ерозійна тераса; 3 – акумулятивна тераса; 4 – алювій

території і затоплення пониззя річок морем. Типові естуарії мають ріки Сибіру - Об і Єнісей.

До естуаріїв дуже подібні за формою *лимани* - затоплені водами безприпливних морів гирлові частини річок і балок. Їх утворення теж пов'язане з прогинанням земної кори в гирлових частинах річок. Лимани характерні для північного узбережжя Чорного моря (Дніпровський лиман, Дністровський лиман та ін.).

Алювій рівнинних рік істотно відрізняється від алювію гірських рік. Перший з них складається переважно з двох горизонтів: нижнього, або руслового, алювію та верхнього, або заплавного, алювію. Русловий алювій представлений переважно грубоуламковим матеріалом

(галькою, гравієм, піском), заплавної - суглинками і супіском з прошарками піску та торфу, що відкладався в старицях і заплавних озерах.

Алювій гірських рік, які течуть з великою швидкістю, представлений валунами і галькою (русовий алювій). Заплавний алювій тут майже повністю відсутній або має незначну потужність і обмежене поширення. Найчастіше він зустрічається на розширених ділянках долини і складений грубозернистими пісками і супісками, які залягають на руслових галечниках. Потужності гірського алювію змінюються від перших десятків метрів до 40...50 м і більше.

Цикли ерозії і надзаплавні тераси. Встановлено, що більшість річок, дійшовши до стадії зрілості або й старості, може знову поновлювати свою ерозійну діяльність (омолоджуватися). Причиною цього явища найчастіше може бути: 1) підняття території, по якій протікає ріка; 2) пониження базису ерозії внаслідок коливних рухів. Певний вплив на посилення або послаблення ерозійної діяльності може мати зміна кліматичних умов і рівня Світового океану. Внаслідок всього цього нахил русла стає більш крутим, збільшується швидкість течії і поживляється глибинна ерозія. Русло ріки поглиблюється до тих пір, поки не виробиться новий поздовжній профіль рівноваги відповідно до нового базису ерозії, а колишня заплава ріки залишиться значно вище русла і більше не заливається річковими водами. Так утворюються вирівняні ділянки в долині ріки, відмежовані уступами, які називають *надзаплавними терасами*. Таких терас у долині ріки може бути декілька, вони свідчать про кількість циклів розвитку ріки. Найбільші ріки України (Дніпро, Дністер) мають 6...7 терас. Кожна надзаплавна тераса є фрагментом колишньої заплави (дна долини). Тераси рахують знизу догори: I надзаплавна, II надзаплавна, III надзаплавна і т.д. Найвища тераса є найдавнішою, найнижча - наймолодшою.

За будовою тераси поділяють на ерозійні, акумулятивні і ерозійно-акумулятивні, або цокольні (рис 15). Якщо тераса складена корінними породами, які розмивала ріка, то вона називається *ерозійною*, якщо наносними (алювіальними) відкладами то *акумулятивною*. Ерозійно-акумулятивні, або *цокольні*, тераси вироблені в корінних породах і частково покриті алювієм.

Контрольні запитання й завдання.

1. Що таке ерозія?
2. В чому полягає суть площинного змиву?
3. Які Ви знаєте стадії розвитку ярів?
4. Що таке селі і де вони виникають?
5. Що називається базисом ерозії?
6. В чому полягає відмінність алювію рівнинних і гірських рік?
7. Що таке річкові тераси і як вони формуються?

ГЛАВА 10. ДІЯЛЬНІСТЬ ПІДЗЕМНИХ ВОД**10.1. Суфозійні явища**

В процесі фільтрації води через ґрунти при певних умовах вода здійснює руйнівну роботу. Із ґрунтів типу піску, гравію й галечнику вимиваються складаючі їх найдрібніші частинки (глинисті, пилуваті, піщані). Ґрунти розпушуються, в них утворюються порожнечі. Цей процес механічного виносу частинок з товщі ґрунтів називають *суфозією*.

У результаті суфозії виникають підземні порожнечі, лійки, відбувається осідання поверхні землі за рахунок доущільнення ґрунтів.

Основною причиною суфозійних явищ слід вважати виникнення в підземних водах значних сил гідродинамічного тиску і перевищення величини деякої критичної швидкості води. Іменно це спричиняє відрив частинок і винос їх у завислому у воді стані. Установлено, що частинки можуть виноситись в основному при турбулентному русі води, який виникає в ґрунтах при гідравлічному градієнті, рівному 5 і більше.

Суфозія найбільш властива гранулометрично неоднорідним ґрунтам, може відбуватись як в глибині масиву ґрунтів, так і поблизу поверхні землі. В *глибині масиву* перенос дрібних часток здійснюється водою з одних шарів у інші чи в межах одного шару. Це призводить до зміни складу ґрунтів цих шарів, утворення підземних порожнеч і каналів. Суфозія може виникнути також на контакті двох шарів, різних за складом і пористістю. При цьому дрібні частинки одного ґрунту потоком води переносяться в пори іншого ґрунту. Це можна спостерігати на контакті глинистих і піщаних шарів при співвідношенні коефіцієнтів фільтрації цих ґрунтів більше, ніж 2. Характерним прикладом такої контактної суфозії можуть бути лесові ґрунти, що залягають на вапняках-черепашниках. Порожнечі, які при цьому утворюються, досягають

декількох метрів у поперечнику й нерідко спричиняють провали поверхні землі із пошкодженням будівель і підземних комунікацій.

Поблизу *поверхні землі* суфозія активно проявляється при природній чи штучній зміні гідродинамічних умов (формування лійок депресії, коливаннях рівня підземних і поверхневих вод, відкачках, дренаваннях), на схилах річкових долин і відкосах водосховищ при швидкому спаді паводкових вод чи скиданні лишніх вод, в місцях виходу на поверхню ґрунтових вод. У відкосах будівельних виїмок суфозійний винос частинок призводить до осідання поверхні, утворенню провалів, лійок, зсувів.

Суфозія може різко змінювати водопроникність ґрунтів. За рахунок утворення промитих шляхів можливі значні втрати води з водосховищ чи підвищений притік води у будівельні котловани. Суфозійні процеси часто призводять до порушення нормальної роботи дренажів, фільтрів водозабірних споруд тощо.

При дослідженнях ґрунтів необхідно виявляти їх здатність до суфозії. Слід враховувати, що при малому гідродинамічному тиску в ґрунтах відбувається тільки фільтрація води, при подальшому підвищенні тиску може виникнути суфозія чи навіть пливун. Суфозія розвивається порівняно повільно (роки, десятки років).

Суфозійні явища негативно впливають на стійкість будівель і споруд. Із суфозією слід активно боротися шляхом припинення фільтрації води. Це досягається різними шляхами: регулюванням поверхневого стоку атмосферних вод і гідроізоляцією поверхні землі; перекриттям місця виходу підземних вод, тампонуванням чи присипкою піском; влаштуванням дренажів для осушення порід чи зменшення швидкості фільтрації води; ущільненням ослаблених суфозією ґрунтів методами силікатизації, цементації, глинизації та ін.

Під час *інженерно-геологічної оцінки* можливості виникнення й розвитку суфозійних явищ і утворення пустот вивчаються:

1. Геоморфологічні особливості району. Особлива увага приділяється депресіям рельєфу, в яких створюються сприятливі умови для фільтрації води з великими градієнтами. Слід звернути увагу і на штучні депресії (виїмки доріг, канали, будівельні котловани тощо).

2. Геологічна будова району. Вона визначає наявність і умови руху підземних вод, а також поширення і умови залягання порід, схильних до суфозії.

3. Умови руху поверхневих і підземних вод, джерела їх живлення і можливість струменевого руху води через легкорозмивні породи.

4. Властивості порід, які обумовлюють розвиток суфозії: гранулометричний склад порід; мінеральний склад; склад, кількість і розподіл у породі водорозчинних солей, вилуговування і винесення яких веде до розпушування породи, збільшення її пористості і в кінцевому рахунку сприяє внутрішньому розмиванню породи; тріщинуватість, система розташування тріщин, їх глибина, характер заповнення, склад заповнювача.

5. Характер, глибина і швидкість вивітрювання порід, дія провідних агентів вивітрювання.

Для попередження суфозії виконуються такі заходи: 1) запобігання надходженню і пересуванню води в породах: регулюється поверхневий стік, перехват підземних вод дренажними пристроями; 2) захист глинистих порід від вивітрювання шляхом влаштування захисних покриттів з піску, перем'ятої глини; 3) влаштування поверхневих дренажів (для відведення підземних вод і попередження вимивання часток); 4) зменшення швидкості руху підземних вод шляхом зміни конструкції споруди. Наприклад, під греблями влаштовують глиняні понури, які подовжують шлях фільтрації і знижують градієнти напору; 5) штучне покращання властивостей порід шляхом силікатизації, цементації та інших заходів.

10.2. Пливуни

Пливунами в будівельній практиці називають водонасичені рихлі породи, переважно піски, які при розкритті котлованами і гірськими виробками розріджуються, приходять в рух і ведуть себе як важка в'язка рідина.

Основною причиною пливунних властивостей є гідродинамічний тиск порової води, який створюється в результаті перепаду (градієнту) тиску в ґрунтових водах при розкритті котловану (траншеї тощо). Гідравлічний градієнт спричиняє фільтраційний тиск на частинки ґрунту, зумовлюючи їх рух у напрямку розвантаження, тобто котловану. В пливунному стані ґрунти втрачають усякі структурні зв'язки. Частинки переходять у завислий стан.

Пливуни утворюють шари, лінзи і можуть залягати на різних глибинах. Геоморфологічно пливуни в четвертинних відкладах часто пов'язані з річковими долинами, алювіальними відкладами і приморськими рівнинами.

Пливуни розділяються на два види: псевдопливуни (несправжні) та істинні. *Несправжні* пливунни – різноманітні піски і гравелісти відклади, які не мають структурних зв'язків. Перехід у пливунний стан відбувається під дією високого гідростатичного тиску потоку підземних вод. Коефіцієнт фільтрації досягає 1...2 м/добу і більше. Вода світла чи слабо каламутна. Характерною особливістю цих пливунів є досить легка віддача ними води. При висиханні вони утворюють рихлу чи слабо зцементовану масу.

Справжні (істинні) пливунни – глинисті піски з коагуляційними чи змішаними структурними зв'язками. Ці зв'язки зумовлені присутністю глинистих та колоїдних (менше 0,0001 мм) частинок з високими гідрофільними властивостями. Пливунний стан проявляється при невисокому гідродинамічному тиску в присутності притягуючих до себе воду колоїдних і глинистих частинок, навкруг яких формуються плівки води, що ослабляє структурне зчеплення і зменшує водопроникність пісків. Значення коефіцієнта фільтрації дуже низьке – менше 0,005 см/с. Характерною особливістю справжніх пливунів є слаба віддача води. При висиханні такі пливунни утворюють зцементовані маси.

Останнім часом встановлено, що розвитку пливунності пісків та інших порід нерідко сприяють бактеріологічні процеси, що спричиняються життєдіяльністю організмів. Під їх впливом зменшується дисперсність мінеральних агрегатів, знижується внутрішнє тертя в породі, збільшується її рухливість.

Пливунни дуже ускладнюють будівництво. У випадку будівництва будівель та споруд на ділянках пливунів необхідно мати про них такі дані: 1) глибину і умови залягання, 2) рельєф ділянки, 3) склад і фізико-механічні властивості порід, 4) гідрогеологічні особливості, глибину залягання рівня і напрямок ухилу поверхні ґрунтових вод, величину їх напору та ін.

При оцінці інженерно-геологічних умов ділянки враховується розміщення вже існуючих споруд, їх стійкість та умови зведення. Будівництво на ділянках пливунів може бути: 1) на пливунах, з використанням їх у якості основи будівель та споруд і 2) в пливунах, з необхідністю їх розробляти і споруджувати в них глибокі виїмки, підземні гірничі виробки та ін.

За умови замкнутого простору пливунни можуть бути надійними основами, але створити такі умови важко. Можливе випирання пливунна з-під фундаментів, що у свою чергу спричинить зсуви, провали поверхні,

деформацію будівель чи споруд. Відкритий водовідлив з котлованів небезпечний появою суфозії на оточуючій території. Небезпечна підрізка схилів, яка дає вихід пливунам.

Пливуни дуже чутливі до вібрації і динамічних ударів. Це призводить до пошкоджень будівель, навіть значно віддалених від місця події.

Боротьба з пливунами складна й не завжди прийняті заходи дають необхідний ефект. У таких випадках приходиться відмовлятися від облаштування котлованів і застосовувати свайні фундаменти чи підшову фундаменту не доводити до покрівлі пласта пливуну. При виборі методу боротьби найважливіше значення має вид пливуну.

Всі способи боротьби з пливунами можна розділити на чотири групи: 1) штучне осушення пливунних ґрунтів у період будівництва (відкрита відкачка води з котлованів, голкофільтри та ін.); 2) закріплення пливунів з допомогою спеціальних огорожуючих кріплень, у супроводі водовідливу чи пониження рівня підземних вод; 3) закріплення пливунів шляхом зміни їх властивостей з допомогою методів технічної меліорації (силікатизація,

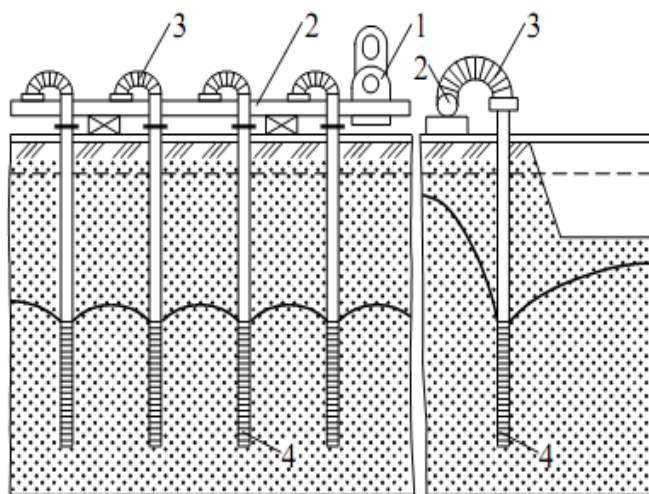


Рис. 16. Схема голкофільтрової установки (за М. Зоценко та ін., 2003):

1 – помповий агрегат; 2 – колекторна труба;
3 – шланг; 4 – голкофільтр

цементация, заморожування, електрохімічні способи та ін.); 4) використання при проходці підземних виробок підвищеного тиску, що зрівноважує тиск води пливуну.

Для несправжніх пливунів застосовуються всі способи боротьби. У боротьбі зі справжніми пливунами можна використовувати лише огороження, заморожування та електрохімічне закріплення. Можливість осушення пливунів залежить від коефіцієнта фільтрації. При $k > 1$ м/добу відкачку води ведуть через свердловини, при $1 < k_{\phi} < 0,2$ м/добу – з допомогою голкофільтрів, а при $k_{\phi} < 0,2$ м/добу – з допомогою голкофільтрів в поєднанні з електродренажем (рис. 16).

Широко використовуються шпунтові кріплення (стілки), які перерізають шари пливунів. Забивка дерев'яного шпунта обмежується

глибиною 6...8 м, а металевого – 20...25 м. При галечниках і прошарках щільних ґрунтів забивання шпунтів практично неможливе.

Заморожування пливунів є тимчасовим заходом. Для цього використовують природний мороз чи спеціальні холодильні установки. Силікатизація проводиться лише при достатньо високій водопроникності пливунів ($k_f > 0,5$ м/добу).

10.3. Карстові процеси

При хімічному розчиненні й вилуговуванні поверхневими й підземними водами вапняків, доломітів, крейди, мергелів, гіпсів, ангідритів, кам'яної і калійної солей на поверхні землі утворюються лійки, провали та інші форми, а на глибині, в товщі гірських порід – різноманітні пустоти, канали. Всі утворені таким чином поверхневі й підземні пустоти називають **карстом**, а процеси, в результаті яких вони утворились, **карстовими**. Для карстового процесу, на відміну від суфозії, головним є розчинення порід і винос з них речовин у розчиненому вигляді.

Карст виникає у тих районах, де поширені розчинні у воді породи. Розчинні породи можуть знаходитись біля денної поверхні, тобто безпосередньо відслонюватись, чи бути покритими рихлими утворами невеликої потужності, чи залягати на певній глибині серед нерозчинних порід. Відповідно, у першому випадку розвивається *відкритий* (поверхневий) карст, добре розпізнаваний в рельєфі, а в другому випадку має місце *закритий* (підземний чи глибинний) карст з характерними для нього утворами у вигляді підземних пустот.

Виникнення і розвиток карсту зумовлене окрім задатності порід до розчинення, наявністю проточної води і ступенем її мінералізації, а також геологічною будовою ділянки, рельєфом місцевості, наявністю в породах тріщинуватості та ін.

Із всіх порід найбільш розчинними у воді є солі, гіпс, вапняки. З них найважче розчиняються вапняки. Для розчинення одної частини вапняку залежно від вмісту у воді CO_2 і її температури потрібно від 1000 до 30 000 частин проточної води. Найсильніше розчиняє породи слабо мінералізована вода, а також водні розчини, які містять вільну вуглекислоту. У цьому випадку розчинна дія води збільшується в багато разів.

Важливою умовою для розвитку карсту є водопроникність порід. Чим більш водопроникна порода, тим інтенсивніше може протікати процес розчинення. Найкращі умови у цьому відношенні створюються в тріщинуватих породах, де вода поступово розширює тріщини в канали і далі в печери.

У масиві, що піддається карстуванню, слід розрізняти зону карстоутворення і зону цементації. Зона карстоутворення розміщується вище рівня ґрунтових вод, де розвинута інтенсивна фільтрація води. Нижче рівня підземних вод, якщо вони достатньо мінералізовані і їх потік рухається повільно, карстоутворення не відбувається. У цій частині масиву спостерігається цементація тріщин за рахунок відкладення з водних розчинів кальциту та інших речовин. Зміна рівня ґрунтових вод чи рівня ріки, від якої залежить рівень ґрунтової води, може призвести до посилення чи ослаблення процесу карстоутворення.

Найбільш інтенсивно карстоутворення відбувається в карстованих породах великої потужності при відсутності глинистого матеріалу, який перешкоджає циркуляції води і забиває тріщини порід.

Із численних карстових форм найбільше поширення мають: відкриті – карри і лійки; глибинні – каверни і печери. *Карри* – це дрібні жолобки типу борозн на поверхні порід, головним чином вапняків. Глибина каррів коливається від декількох сантиметрів до 1...2 м. *Лійки* – заглиблення різної форми і розмірів з діаметром від 3...4 до 40...50 м і глибиною від 1...2 до десятків метрів. За походженням лійки бувають поверхневі і провальні. *Каверни* утворюються у результаті розчинення порід по численних тріщинах. *Печери* – це підземні пустоти значних розмірів. У їхньому утворенні приймають участь розчинення порід, ерозія і обвал покрівлі.

Будівництво у карстових районах представляє собою значні труднощі, тому що закарстовані породи є ненадійною основою для будівель і споруд. Пустотність знижує міцність і стійкість ґрунтів. Розвиток карстових форм може викликати недопустимі просадки чи навіть повне руйнування конструкцій. Через карстові пустоти можливі відтоки води з водосховищ чи, навпаки, значний притік води в будівельні котловани.

При інженерно-геологічній оцінці території і умов будівництва різних споруд важливо знати район поширення і умови залягання порід, що карстуються, тобто який тип карсту – поверхневий чи глибинний, необхідно виділяти найнебезпечніші ділянки, де будівництво практично неможливе,

визначати наявність карстових форм під землею. У цьому певну допомогу можуть надати геофізичні методи розвідки, зокрема, електророзвідка.

Принципове значення має визначення *ступеня активності* карстового процесу й оцінка *ступеня закарстованості* порід. Серед карстів розрізняють: 1) діючий, який розвивається в сучасних умовах; 2) пасивний, розвиток якого відбувався у минулому. За певних умов пасивний карст може перейти в активну стадію. При активному карсті закарстованість порід продовжує зростати. У зв'язку з цим важливе значення мають певні швидкості розвитку карстового процесу. Для наближеної оцінки ступеня закарстованості території і швидкості розвитку карсту існує ряд способів, у тому числі тривале спостереження за карстоутворенням в даному районі.

Ступінь закарстованості порід визначається за об'ємом пустот у породах. Його оцінюють шляхом замірів пустот і різними способами спостережень при проходці гірничих виробок, геофізичних розвідувальних робіт, при спеціальних гідрогеологічних роботах, дослідних фільтраційних і цементаційних роботах, а також при вивченні геоморфології території.

При будівництві в карстових районах необхідно здійснювати ряд інженерних заходів, направлених на припинення розвитку карстових форм, підвищення стійкості і міцності порід. Це досягається такими заходами: 1) захистом розчинних порід від впливу поверхневих і підземних вод (планування території, облаштування системи зливовідводів, покриття поверхні шаром жирної глини, яка виконує роль гідроізоляції, облаштування дренажних систем); 2) укріпленням порід, що карстуються і перекриттям доступу до них води (нагнітання в тріщини і дрібні пустоти рідкого скла, цементного чи глинистого розчинів, гарячого бітуму та ін.).

В карстових районах передбачають будівництво будівель з різноманітними конструктивними заходами, облаштуванням опор глибокого закладення, спеціальної каналізації для відводу виробничих вод тощо.

Контрольні запитання і завдання.

1. В чому суть явищ механічної і хімічної суфозії в гірських породах?
2. За яких умов виникає суфозія?
3. Якими є завдання інженерно-геологічних досліджень можливості розвитку суфозії?
4. Назвіть заходи протидії суфозійним процесам.
5. В чому проявляється пливунність гірських порід?
6. Чим відрізняються істинні (справжні) пливуні від псевдопливунів?
7. Назвіть ознаки істинних пливунів.

8. Якими є методи боротьби з пливунами?
9. Як Ви розумієте карстові процеси?
10. Які Ви знаєте форми відкритого й закритого карсту?
11. Охарактеризуйте особливості будівництва у карстових районах.

ГЛАВА 11. ОЗЕРА І ОЗЕРНІ ВІДКЛАДИ

Озерами називають водойми на поверхні материків, які не мають безпосереднього зв'язку з морями і океанами. Загалом діяльність їх подібна до геологічної роботи морів, однак значно менша за масштабами. Озера займають площу близько 2,7 млн. км², або 1,8% земної поверхні. За величиною вони дуже різноманітні - від невеличких (до 1 км²) до гігантських, площа яких становить десятки тисяч квадратних кілометрів (наприклад, Вікторія у Африці, Верхнє у Америці та ін.). Найбільші озера світу, площею у сотні тисяч квадратних кілометрів, подібні за сольовим складом та режимом до внутрішніх морів, називають морями (Каспійське, Аральське). Так само коливається у широких межах і глибина озер - у середньому вона становить десятки і сотні метрів, однак може змінюватися від десятків сантиметрів (оз. Ельтон - 0,8м) до 1741м (оз. Байкал). В озерах нагромаджується значна кількість осадків, які мають практичне застосування, окрім того, вивчення озерних відкладів дає цінний матеріал для реконструкції континентальних обстановок у віддалені геологічні епохи.

Галузь фізичної географії, що займається вивченням озер, називається *озерознавством* або *лімнологією* (від грец. λίμνη - озеро). Класифікують озера за їх походженням (генезисом), гідрологічним режимом, солоністю та хімічним складом вод.

За генетичною класифікацією Б.Б.Богословського виділяють такі типи озерних котловин.

Озера тектонічного походження утворюються внаслідок опускання по розломах окремих ділянок земної кори. Це озера, розташовані у грабенах або рифтах. Типові приклади - озеро Байкал, Телецьке озеро на Алтаї, озера Східної Африки, приурочені до зони східно-африканських рифтів (Ньяса, Танганьїка, Рудольф, Ківу), Мертве море в Передній Азії.

Озерні котловини вулканічного походження - це кратери згаслих вулканів, кальдери. Тривало існуючі озера у кратерах вулканів називають ще *маарами*, які відомі у Німеччині поблизу Штутгарта. Вулканічні озера поширені на Камчатці, Курильських островах, в Ісландії, тобто у тих

місцях, де багато вулканічних споруд. До цього ж типу слід віднести озера, що утворюються при підпрудженні річок лавовими потоками (лавово-запрудні озера), прикладом може бути оз.Севан у Вірменії.

Широко розповсюджені, особливо у північних районах (Карелія, Фінляндія, Кольський півострів) *озера льодовикового походження*. Вони сформувалися після відступу з цих територій останнього льодовика. Відомі також у гірських районах, де розташовуються в карах.

Заплавні і дельтові озера - це відокремлені від основного русла ріки стариці, або окремі рукави ріки в дельті, які втратили зв'язок з морем.

Карстові і термокарстові озера утворюються в першому випадку на поверхні розчинних порід - вапняків, гіпсів, солей у вигляді карстових лійок, у другому - в районах поширення багатовікової мерзлоти, внаслідок танення льоду. Прикладами карстових озер в Україні є окремі озера з групи Шацьких (Світязь, Пулемецьке, Люцимир), а також озера Північної Америки (Мічіган, Гурон, Ері, Онтаріо).

Озера обвального походження утворюються в гірських місцевостях при запрудженні річкової долини обвалами. Наприклад, величезне Сарезьке озеро на р.Мургаб (Памір) утворилося внаслідок обвалу, спричиненого землетрусом. Взагалі підпрудження водних потоків може здійснюватись і зсувами, і льодовиковими моренами, і (як уже вказувалось) лавовими потоками, і штучно. У таких випадках, очевидно, мова може йти про *озера запрудні*. Цілий ряд озер мають змішане походження, тобто утворюються при сумісній дії декількох чинників. Наприклад, у формуванні таких великих озер, як Онезьке і Ладозьке, значну роль відіграли як тектонічні причини, так і материкові зледеніння.

Вода, яка заповнює озерні котловини, має переважно атмосферне або річкове походження; відомі також озера, які живляться підземними водами. Окрему групу складають так звані реліктові озера, тобто ті, що залишились на місці колишніх морських басейнів (Каспійське, Аральське, Балатон та ін.).

Гідрологічний режим озер пов'язаний з кліматичними особливостями території, на якій вони розташовані. Так, безстічні озера найчастіше розташовуються в районах з сухим (аридним) кліматом. Живляться вони ріками, а витрата води відбувається лише за рахунок випаровування. Такі озера Аральське, Балхаш, Іссик-Куль та ін.

Проточні озера поширені переважно в районах із зволеним (гумідним) кліматом. Типовим прикладом може служити оз. Байкал, в яке впадають такі великі ріки, як Селенга, Баргузин, а витікає Ангара.

Кліматичні умови і характер живлення озер впливають на ступінь мінералізації їхньої води. У гумідному кліматі озера, які мають атмосферне, річкове чи льодовикове живлення, звичайно прісні, тобто вміст солей у воді становить менше 5 г/л. В аридному кліматі внаслідок інтенсивного випаровування утворюються солонуваті (5...25 г/л) і солоні (25...45 г/л) озера, або навіть розсоли, коли концентрація досягає сотень грамів на літр (до 310 г/л у Мертвому морі).

За складом розчинених солей мінералізовані озера розділяють на хлоридні, сульфатні і карбонатні.

Геологічна діяльність озер, як і морів, проявляється в руйнуванні (абразії) берегів, транспортуванні уламкового матеріалу і формуванні озерних відкладів.

Озерна абразія пов'язана насамперед з рухами води, викликаними вітром: чим більша за розмірами водойма, тим вищі хвилі та інтенсивніші процеси руйнування берега. В великих озерах (Каспійське, Аральське, Байкал, Онезьке) висота хвиль може досягати 23 м. Процеси абразії також добре ілюструються на прикладі штучно створених озер (водосховищ) на Дону, Волзі, Дніпрі. Так, піщані береги Рибінського водосховища за 12 років його експлуатації (в початковий період) були розмиті на 40...55 м. Аналогічні явища спостерігались і на Цимлянському водосховищі, де за 5 років береги були зрізані хвилями в середньому на 50 м, а в окремих місцях - на 100...120 м. У невеликих озерах із стабільним рівнем процеси абразії мінімальні. Крім цього, вони стримуються рослинністю, що покриває береги озер.

Продукти руйнування озерних берегів, а також матеріал, який приносять річки, в озерах сортується за величиною уламків, розносяться хвилями, рідше течіями і, змішуючись з органогенними та хемогенними осадами, нагромаджуються на дні. Як і у флювіогляціальних осадах, в піщано-глинистих нагромадженнях часто спостерігається стрічкова верстуватість, зумовлена сезонними змінами складу осадків і спокійними умовами осадження. У помірному та холодному кліматі піщані перевістки пов'язані з весняним та літнім відкладенням, коли в озера талими та дощовими водами зноситься значна кількість уламкового

матеріалу. В тропічних озерах такі проверстки формуються у період дощів. Тонкий глинистий матеріал відкладається в помірних широтах зимою, в тропіках і субтропіках - у засушливі періоди року. В засолених озерах можна спостерігати чергування соляних і глинистих проверстків. Кожну таку пару шарів називають річними і підрахунок їх дозволяє встановити тривалість осадконакопичення у даному озері. Крім цього, восени, коли відмирає рослинна маса, формуються фітогенні шари, збагачені органічними рештками, що надає їм чорного забарвлення.

В озерах відкладаються всі генетичні типи осадків: уламкові (теригенні), хемогенні і органогенні. Уламкові породи формуються, як правило, в проточних озерах, де значну кількість матеріалу приносять ріки. При цьому в прибережній частині поблизу гирла рік відкладаються грубоуламкові породи (галька, пісок), а тонкий глинистий матеріал розноситься по всьому озеру, формуючи верстуваті мули (рис. 17).

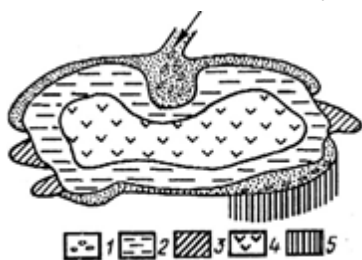


Рис. 17. Схема розподілу осадків у озері:
 1 - галька, піски;
 2 - глинисті, вапнисті та інші мули; 3 - органогенно-детритові (рослинні) мули; 4 - тонкі органогенні (діатомові) мули; 5 - крутий берег; стрілкою показано надходження в озеро річкових вод

З органогенних утворень озер найбільш відомі діатомові та сапропелеві мули, рідше зустрічаються прошарки вапняків-черепашників. *Діатомові мули* утворюються із скупчень кременистих панцирів одноклітинних діатомових водоростей, які в процесі діагенезу перетворюються у діатоміт - пористу, пухку породу білого, сірого чи кремового кольору з малою питомою вагою. Діатоміти широко поширені у озерах Карелії та Кольського півострова, відомі також як осадки давніх озер у Тюменській губернії Росії. Використовуються як добрий будівельний матеріал, мають тепло- та звукоізоляційні властивості. Рештки водоростей, фіто- та зоопланктону, відкладаючись на дні слабопроточних озер разом з алевритовими та глинистими частинками, перетворюються за допомогою анаеробних бактерій в драглеподібну оливково-буру, жирну на дотик масу - *сапропелевий мул* чи просто сапропель. Органічної речовини у сапропелях міститься 50...70%. Формування їх відбувається у відновному середовищі в процесі заболочування озера. При цьому вони можуть перекриватись шаром торфу і перетворюватись у *сапроколи* - породи чорно-коричневого кольору, щільні, легкі з раковистим зламом. Потужність сапропелів на дні

озер вимірюється найчастіше метрами, лише зрідка досягаючи 30...40 м. Сучасні сапропелеві відклади поширені в озерах областей недавнього зледеніння, зокрема у Ленінградській області Росії, Підмосков'ї, Білорусі, країнах Балтії, на українському Поліссі. Сапропелі є цінними корисними копалинами: можуть використовуватись як лікувальні грязі (Сакське озеро в Криму), як додаток до кормів при відгодівлі худоби, для підживлювання рекультивованих кислих ґрунтів відпрацьованих торфовищ; при сухій перегонці з них отримують світильний газ, бензин, вазелін, парафін тощо. Процеси подальшого ущільнення перетворюють сапропель у різновид вугілля - *сапропеліт*. Сапропеліти чи сапропелеве вугілля характеризуються високим виходом летких компонентів, значним вмістом водню і є високоякісною сировиною для перегонки та хімічної переробки. Відомі, зокрема, у Львівсько-Волинському басейні, де нараховують близько трьох десятків пачок і лінз сапропелітів. При видобуванні разом з гумусовим, сапропелеве вугілля часто залишається в надрах, тобто на даний час існує певна недооцінка цієї цінної корисної копалини, асортимент хімічних продуктів з якої становить майже 60 назв (пластмаси, хімічне волокно, синтетичні миючі засоби, бензол, толуол, ацетилен тощо). Високозольні різновиди сапропелітів називають *горючими сланцями*. Вони загоряються в тонких пластинках чи кусочках від сірника і виділяють при горінні запах паленої гуми. Власне органічна частина горючих сланців може бути також гумусово-сапропелевою і містить 56...82% вуглецю, 5,8...11,5% водню, до 5% азоту, 1,5...9% сірки, а також до 9% кисню. Горючі сланці відрізняються доброю верствуватістю і складають цілі родовища, займаючи площі в сотні і тисячі квадратних кілометрів. Використовуються як низькосортне паливо та як сировина для отримання продуктів сухої перегонки. Значні поклади відомі у Ленінградській області Росії, в Естонії. В Україні горючі сланці виявлено на півночі Кіровоградської області, на півдні Черкаської, в Карпатах. *Менілітові сланці* Карпат, які залягають у флішовій товщі, - величезний резерв енергетичної і хімічної сировини. Запаси їх вимірюються сотнями мільярдів тонн, одержувати з них можна генераторний газ, бензин, гас, кам'яне литво - карпаліт, смолу, асфальтобетон тощо.

Характер хемогенних озерних відкладів у значній мірі визначається кліматичною зональністю. У прісноводних озерах гумідних областей річкові води часто приносять в озера значну кількість колоїдних продуктів вивітрювання і ґрунтоутворення (гідроксиди заліза, марганцю,

алюмінію). Так утворюються бобові (оолітові) залізні та марганцеві руди в помірному поясі та боксити в тропічному і субтропічному поясах. З глинистих мулів, збагачених карбонатами, в процесі діагенезу утворюються прошарки мергелів. В аридній зоні серед озерних відкладів

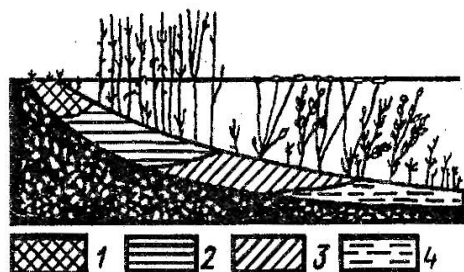


Рис. 18. Схема заростання озера й утворення торфу: 1 - сококовий торф; 2 - тростинний і очеретовий торф; 3 - сапропелевий торф; 4 - сапропеліт

переважають мінеральні солі. Склад і кількість таких соляних накопичень визначаються складом озерної води (ропи) та інтенсивністю випаровування. За складом ропи солоні озера ділять на карбонатні або содові, сульфатні і хлоридні. У карбонатних озерах можуть осаджуватись галіт, мірабіліт, тенардит, сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), у сульфатних - гіпс, галіт, мірабіліт, карналіт, тенардит, гідрогаліт, у хлоридних - гіпс, галіт,

силвін, гідрогаліт. При цьому одні з перерахованих мінералів осаджуються літом, інші - зимою. Прикладами озер з інтенсивним нагромадженням хімічних осадків можуть бути озера Кулундинського степу, Прикаспію - Ельтон і Баскунчак (Росія). В останніх потужність солей досягає сотень метрів.

Контрольні запитання і завдання.

1. Що таке озера та як вони класифікуються?
2. У чому полягає руйнівна робота озер?
3. Які Ви знаєте уламкові та хомогенні осадки озер?
4. Що таке сапропеліти та горючі сланці?

ГЛАВА 12. БОЛОТА І ЗАБОЛОЧЕНІ ТЕРИТОРІЇ

Болотами називають надмірно зволожені ділянки земної поверхні, покриті болотною рослинністю, на яких відбуваються процеси торфоутворення. Утворюються вони на місці озер, у заплавах річок, на приморських низовинах, в лугових і лісових западинах. Сприятливими для формування боліт є області із зволуженим кліматом, де створюються

умови для перезволоження ґрунтового покриву, високе стояння ґрунтових вод і розвинута рослинність. Загальна площа боліт на планеті за деякими оцінками становить 175 млн. га.

Залежно від місця і умов утворення, а також за характером живлення виділяють болота верхові, низинні, приморські.

Верхові болота розташовуються на вододілах, річкових терасах, пологих схилах і живляться в основному атмосферними осадками, бідними на мінеральні солі. У зв'язку з цим в верхових болотах розвивається оліготрофна рослинність, невимоглива до вмісту поживних речовин. Серед рослин переважають білі сфагнові мохи, поширені також пушиця, росянка, багульник, вереск, карликова береза, журавлина тощо. Заростання верхових боліт сфагновим мохом відбуваються з центральної частини до периферії, тому такі болота мають опуклу поверхню.

Низинні болота утворюються в пониженнях рельєфу, часто на місці озер і живляться, крім атмосферних, підземними та річковими водами, багатими на мінеральні речовини. Це зумовлює поширення в них евтрофної рослинності, вимогливої до умов живлення. Комплекс такої рослинності дуже широкий: очерет, осока, тростина, хвощ, пушиця, вільха, сосна, береза тощо. Заростання озер відбувається в основному від берегів до центру. Озерне мілководдя заселяється рослинністю, яка, відмираючи, нагромаджується на дні, даючи початок торфовищам. Обмілілі ділянки озера захоплюються новими угрупованням рослин і таким чином останні просуваються до центральної частини озера. Змикання зон заростання перетворює озеро власне у болото. Поверхня низинних боліт плоска або вгнута.

На заплавах та в дельтах великих рік часто формуються заболочені ділянки, порослі вологолюбною трав'янистою рослинністю (очерет, тростина та ін.) - *плавні*. У плавнях скупчення відмерлих рослин складають цілі плавучі острови, які проростають новими поколіннями рослин. Плавні відомі в низинях рік Дніпро, Дон, Дунай, Кубань.

Приморські болота розташовуються на морських узбережжях з вологим кліматом. Особливістю їх є значна обводненість, рослинність переважно деревна. В тропіках, наприклад, широко розповсюджені мангрові ліси, які розвиваються у зоні припливів на мулистому ґрунті. Корені цих дерев виступають з води, а між ними нагромаджуються рослинні рештки, розклад яких призводить до утворення чорного намулу,

збагаченого сірководнем. Такі болотні ліси відомі на узбережжях південно-східної Азії, в Океанії, Австралії, на заході Африки.

Таким чином, як видно уже з приведених характеристик боліт, *геологічна діяльність* їх зводиться в основному до утворення торфу. Останній є органогенною гірською породою, складеною з решток рослинних організмів, напіврозкладених в умовах обмеженого доступу кисню. Рослинами-торфоутворювачами, як уже згадувалось, є різноманітні мохи, хвощі, очерет, пушиця, осока, кущі журавлини, вереску, підбілу, а також дерева - сосна, ялина, модрина, береза, вільха тощо. Нагромаджуючись на дні боліт і перекриваючись осадками, вони повільно розкладаються за допомогою мікроорганізмів. При цьому продукти розкладу збагачуються вуглецем і утворюються гумінові кислоти. Процес називається *гуміфікацією* і наслідком його є утворення коричневого, бурого чи чорного торфу. Вміст мінеральної частини у торфі коливається у широких межах: від 0,5 до 50%. Торфи низинних боліт характеризуються підвищеною зольністю (6...18%), верхових боліт - пониженою (2...4%). Розрізняють торфи за рослинністю, що їх складає: моховий, тростиновий, осоковий, деревний тощо. Потужність торфовищ може досягати десятків метрів. Основна маса торфу, що добувається, спалюється на теплоелектростанціях. Окрім цього, торф використовують як ізоляційний матеріал, добриво у сільському господарстві, а також - у хімічній промисловості (можна отримувати понад 80 різних речовин, в тому числі: аміак, оцтову кислоту, дьоготь, воски, парафіни, антисептики тощо), медицині. В Україні нараховують понад 2500 родовищ торфу, здебільшого невеликих. Концентруються вони переважно у північних областях республіки: Волинській, Львівській, Рівненській, Київській, Чернігівській.

У випадку занурення торфовищ на значні глибини в умовах підвищених тисків і температур починаються процеси *вуглефікації*, які спричиняють перетворення торфу спочатку в буре вугілля, потім - у кам'яне і, врешті-решт - в антрацити. Зміни супроводжуються поступовим зростанням вмісту вуглецю і зменшенням водню та кисню. Так, якщо в торфі вуглецю до 60%, то в бурому вугіллі вміст його вже 70, в кам'яному 80...90, а в антрациті - 96%. Відповідно знижується вміст водню - від 6% у торфі до 2% в антрациті, кисню - від 34 до 2%. При цьому більше ніж в 2 рази зростає питома теплота згоряння (від 2500...4200 ккал/кг у торфу до 7800...8350 ккал/кг у антрацитів). В останні роки серед геологів-

вугільників утворюється уявлення про вуглефікацію як про достатньо низькотемпературний процес. Так, торф переходить у м'яке землисте буре вугілля при температурах понад 35 °С, до 90...100 °С буре вугілля перетворюється у блискучі щільні відміни, а при температурах понад 90...100 °С буре вугілля переходить у кам'яне. Формування антрацитів завершується при температурах близько 300 °С.

Вугілля залягає серед осадових порід (найчастіше пісковиків, алевролітів, аргілітів, вапняків) у вигляді пластів, лінз та пропластків потужністю від декількох сантиметрів до десятків метрів. У великих родовищах нараховуються десятки і навіть сотні пластів.

У незначних кількостях в болотах утворюються і хемогенні осадки, до яких слід віднести болотні залізні руди і болотне вапно. Перші за складом відповідають сидериту, часто відрізняються горохоподібною текстурою і осаджуються з насичених залізистими сполуками ґрунтових вод. При окисненні переходять у бурий залізняк (лімоніт). Разом з болотними залізними рудами можуть зустрічатись і руди марганцю. При певному температурному режимі з ґрунтових вод, збагачених карбонатом кальцію, осаджується болотне вапно (вапняк).

Інколи у закисному середовищі разом з сидеритом утворюється типовий для боліт мінерал - віваніт (водний фосфат заліза синього кольору) у вигляді невеликих землистих плям чи лінз. Джерелом фосфору, очевидно, служать органічні рештки.

Широкомасштабні меліоративні роботи, які проводились на болотах Українського Полісся в останні десятиліття, призвели у багатьох випадках до ряду негативних наслідків, розгляд яких виходить за рамки даного підручника. Однак, слід мати на увазі, що геологічна роль боліт не обмежується проаналізованими вище процесами. Болота служать гігантськими природними фільтрами для очищення забруднених промисловими відходами атмосферних вод, торф чудово адсорбує такі забруднювачі води, як нафта, гербіциди, пестициди, важкі метали. Крім цього, за даними останніх досліджень, сфагновий торф верхових боліт володіє унікальною здатністю вбивати хвороботворні мікроби у воді.

Контрольні запитання і завдання.

1. Що таке болота і як вони утворюються?
2. Які типи боліт Ви знаєте?

3. Що таке плавні?
4. Опишіть процеси торфоутворення в болотах.
5. Наведіть приклади хомогенних осадків у озерах.

ГЛАВА 13. СХИЛОВІ ПРОЦЕСИ

Схили можуть бути природними чи штучними, створеними у результаті інженерної діяльності людини. За певних умов ґрунти, що складають схили, часто переходять у нестійкий стан і під дією сили тяжіння починають переміщення вниз по схилах. При цьому здійснюється або відрив, або сколювання, або пластична течія ґрунтів. Так виникають обвали, осипи, опливини, зсуви.

13.1. Обвальні явища

Обвали – це відрив великих мас ґрунтів із перекиданням і подрібненням. Обвали виникають на крутих (понад 45°) схилах природних форм рельєфу (ущелин, узбереж морів та ін.), в будівельних котлованах, траншеях, кар'єрах. Найчастіше обвали пов'язані з тріщинуватістю порід, підмивом чи підрізкою схилів, надлишковим зволоженням порід, перевантаженнями обривів, землетрусами, розтріскуванням порід внаслідок вибухових робіт, невдалого закладення гірничих виробок тощо. У більшості випадків обвали проявляються в періоди дощів, танення снігу, весняних відлиг.

За об'ємом і характером обвалення обвали дуже різноманітні. Це можуть бути окремі брили чи маса порід в десятки кубометрів. Такі маленькі обвали більш властиві будівельним виїмкам. В природних умовах нерідко спостерігаються катастрофічні обвали, коли обвалюються мільйони кубометрів порід.

Одним з різновидів обвалів є *вивали* – обвалювання окремих брил і каменів із скельних порід у відкосах виїмок і крутих схилах. Принципово вивали відрізняються від обвалів тим, що уламки падають вільно, не ковзаючи по схилу.

Передвісниками обвалу є розширення існуючих і поява нових тріщин, розташованих паралельно обриву, глухий шум, тріск та ін. На ділянках, де можливі великі обвали, здійснювати будівництво небезпечно. Боротьба з обвалами, особливо великими, важка і зводиться до попередження їх

виникнення і здійснення захисних заходів. Для попередження малих обвалів використовують штучне обвалювання схилів, влаштовують підпирні і вловлюючі стінки, рови, відводять поверхневі води.

Для боротьби з обвалами в скельних схилах широко практикують забивання тріщин цементом чи загальне цементування тріщинуватого масиву, скріплення окремих частин породи залізними скобами.

Успішно можна попереджувати обвали в будівельних котлованах, виїмках. Для цього ставлять шпунтові й підпирні стінки, щити. Необхідно також відводити поверхневі води, не можна перевантажувати краї виїмок.

Осипи – це рихлі (пухкі) нагромадження, які утворюються при скочуванні зі схилів уламків порід різних розмірів. Рух осипів має перервний характер. Уламки осипу складаються переважно з твердих порід. Характерною особливістю осипів є їх рухомість. За цією ознакою їх поділяють на *нерухомі* й *діючі*, тобто такі, що перебувають у стадії руху й нагромадження уламків. Осип, який спокійно лежить, може почати рухатись, якщо по ньому почне підійматись людина чи транспортний засіб. Рух осипу відбувається без участі води, в основному під дією сили тяжіння, але в період дощів він значно посилюється. Осипання інтенсивно проявляється підчас землетрусів.

Розміри осипів різні. Їх потужність може коливатись від декількох до десятків метрів. Залежно від цього засоби боротьби з ними різні: малі осипи можна розчистити, закріпити фашинами, шпунтами, підпирними стінками; великі осипи при розчистках весь час будуть поповнюватись зверху і об'єми робіт можуть бути економічно невиправдані. Це може бути необхідним лише при крупному будівництві.

Осуви – це рихлі нагромадження уламкового матеріалу, які складаються на відміну від осипів із суміші твердих і м'яких порід. Осуви рухаються внаслідок сили тяжіння і насичення їх водою, але рух їх не носить характеру пластичної течії. Якась частина їхнього тіла раптом, зміщуючись, осідає вниз, утворюючи обрив по межі зміщення; вслід за цим зміщується вище лежача ділянка і т.д. Заходи боротьби з осувами такі ж як і для осипів.

Опливини – це зміщення зі схилів розмягчених земляних мас. Розрідження відбувається внаслідок насичення глинистих порід водою і переходу їх в текучий стан. Особливо піддаються цьому легко розмокаючі породи, наприклад, лесові утворення.

13.2. Зсуви, методи вивчення та боротьби із зсувами

Зсуви представляють собою сковзання ґрунтів на схилах під дією сили тяжіння й за участю поверхневих чи підземних вод (рис. 19). Для зсувів характерна відсутність повертання й перекидання мас, що зміщуються. Зсуви – явище часте на схилах долин річок, ярів, берегів морів, штучних виїмок.

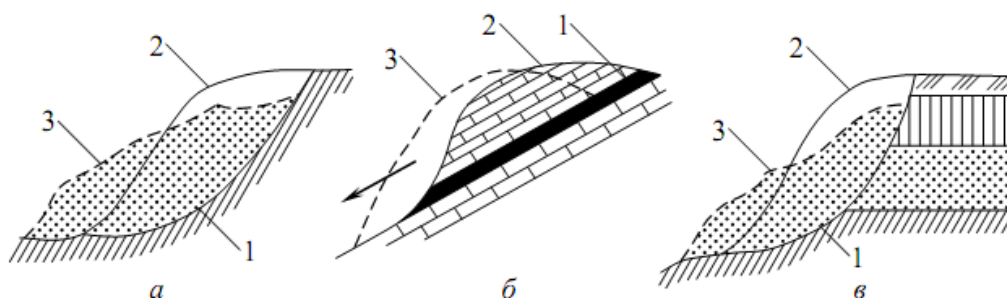


Рис. 19. Класифікація зсувів за Ф. Саваренським: а – асеквентний; б – консеквентний; в – інсеквентний; 1 – глина; 2 – схил до зсуву; 3 – схил після зсуву

Зсувні явища поширені на Чорноморському узбережжі Кавказу, Криму, в долинах Дніпра, Волги та ін. Вони руйнують споруди й будівлі як на самих схилах, так нижче них. Деформаціям у результаті сповзання піддаються насипи доріг, колодязі, труби та ін.

Зовнішній вигляд зсувних схилів має ряд ознак, за яким можна встановити, що схили знаходяться у нестійкому стані. Там, де відбувається відрив маси порід, утворюється серія тріщин, зорієнтованих вздовж схилів. Сповзання порід призведе до горбкуватості поверхні схилів, особливо в нижній частині. За рахунок тиску сповзаючих порід біля підшви схилів формуються вали видавлювання. Між валами за певних умов скупчуються поверхневі та підземні води. Це викликає заболоченість схилів. При активному сповзанні на схилах добре видно зміщені земляні маси і терасоподібні уступи. За рахунок сповзання порід втрачають свою вертикальність дерева, телеграфні стовпи, плоти, стіни. В будинках проявляються тріщини, особливо в їх нижній частині.

Для виникнення і розвитку зсувів для схилів необхідні деякі певні умови. Серед них найбільше значення мають: висота, крутизна, форма, геолого-літологічна будова, властивості порід, гідрогеологічні умови. При всіх інших рівних умовах круті схили більш піддаються зсувам, ніж пологі. Зсуви характерні схилам випуклої й нависаючої конфігурації.

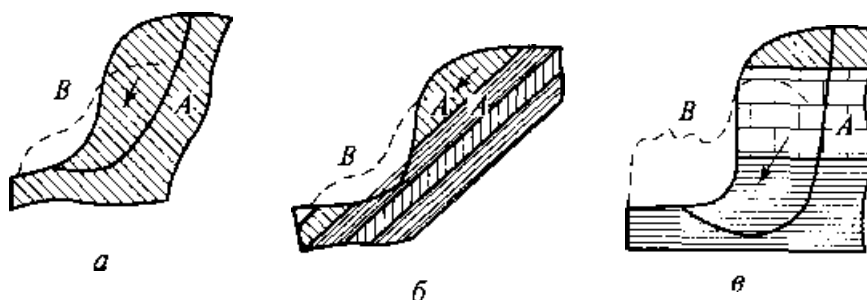


Рис. 20. Розвиток зсувів і положення площин ковзання залежно від геологічної будови схилу: а – в однорідних породах, б – при похилому заляганні верств, в – при видавлюванні глин з-під скельних порід;
Ф – лінія ковзання, В – форма схилу після сходження зсуву

Великий вплив на розвиток зсувів виявляє геологічна будова і літологічний склад порід схилу (рис. 20). Найчастіше зсуви проявляються при заляганні верств з падінням в сторону схилу. Типовими зсувними породами слід вважати різноманітні глинисті утвори, для яких характерна властивість “повзучості”. Такий процес, наприклад, відбувається на схилах лесових товщ. Переважна більшість зсувів приурочена до виходів на поверхню підземних вод.

Ступінь стійкості схилу визначається співвідношенням сил, які прагнуть штовхнути масу порід вниз по схилу і сил, що опираються цьому.

Стійкий схил може перейти в нестійкий стан. Це відбувається тоді, коли на схили здійснюється додатковий вплив. Такий вплив можуть виявляти:

1) процеси, що змінюють форму й висоту схилів за рахунок коливання базису ерозій рік та ярів, руйнівної роботи хвиль і текучих вод, підрізки схилів штучними виїмками;

2) процеси, які ведуть до зміни будови і властивостей ґрунтів за рахунок вивітрювання, зволоження підземними й поверхневими водами, вилугування солей, виносу частинок водою з утворенням пустот;

3) процеси, які приводять до виникнення додаткового тиску на ґрунти схилів: за рахунок гідродинамічного тиску води в сторону схилу, гідростатичного тиску води в тріщинах і порах порід, штучних статичних і динамічних навантажень, сейсмічних явищ.

Із вище перерахованих процесів видно, які багатоманітні умови й причини виникнення зсувів. При цьому слід пам'ятати, що кожен випадок утворення зсуву може бути пов'язаний одночасно з декількома причинами.

В кожному зсувному схилі виділяють такі елементи: 1) зсувне тіло; 2) поверхня ковзання (циліндрична, хвиляста, плоска); 3) бровка зриву там,

де відбувся відрив зсувного тіла від корінного масиву ґрунтів; 4) терасовидні уступи чи зсувні тераси; 5) вал випучування, розбитий тріщинами; 6) підошва зсуву – місце виходу на поверхню площини ковзання. Границя зсувного тіла в плані може бути виражена чітко, у вигляді різкої бровки. Відомі однак випадки, особливо для пластичних ґрунтів, коли цю границю важко розрізнити.

У рельєфі зсувні тіла можуть мати цілком певні й чітко визначені форми. В однорідних породах типу лезоподібних суглинків найчастіше поширені *зсувні цирки*. На схилах річкових долин зсуви нерідко утворюють *терасоподібні уступи* (зсувні тераси), нахилені в сторону зворотню падінню схилу.

Швидкість руху зсувного тіла різна. Всі зсуви можна розділити на *зісковзуючі* та *поступово сповзаючі*. При зісковзуванні тіло зсуву переміщується в один захід на протязі декількох хвилин. Більшість зсувів зміщується поступово, хоча й з певною швидкістю – від часток міліметра до декількох десятків метрів/добу. Рух повільних зсувів визначають спостереженням за реперами, установленими в тілі зсуву і за його межами, а також за маяками, які укріплюються по обидва боки тріщин.

Боротьба з і зсувами являє собою складне завдання. Це пов'язане з багатоманітністю причин, що спричинюють цей процес. Протизсувні заходи призначають з врахуванням активності зсуву. Розрізняють зсуви діючі і недіючі.

Недіючі зсуви не виявляють руху. Сповзання відбулось давно, поверхня зсувного тіла і сліди сповзання уже згладжені діяльністю атмосферних вод. При певних умовах такі схили можуть знову приходити в рух і це слід враховувати при будівництві на цих ділянках.

Діючі зсуви періодично чи постійно знаходяться в русі. Вони вимагають застосування протизсувних заходів, вибір яких залежить від причини, яка спричинила даний зсув. Всі міри боротьби можна поділити на пасивні і активні.

Пасивна боротьба включає заходи профілактичного порядку. Так, забороняється: підрізати зсувні схили; будувати на таких схилах; проводити вибухові роботи поблизу зсувної зони; знищувати рослинність на схилах; скидати на схили поверхневі й підземні води. Усі ці заходи спрямовані на збереження стійкості схилів і деколи можуть припинити навіть невеликі порушення.

Активні заходи передбачають влаштування інженерних споруд і закріплення ґрунтів зсувного схилу. Ці заходи можна розділити на чотири групи: 1) боротьба з процесами, що викликають сповзання; 2) утримування сповзаючих земляних мас; 3) збільшення спротиву порід сповзанню; 4) знімання зсувних тіл до корінних порід.

До *першої* групи відносять заходи, спрямовані проти руйнівної роботи морських хвиль і річкової ерозії, замочування схилів і відкосів виїмок підземними й поверхневими водами і т. ін. Поверхневі води відводять нагірними канавами і валами, які влаштовують за межами бровки схилів. Стійкість схилів можна підвищити їх вертикальним плануванням шляхом створення нових відкосів і берм, облаштуванням дренажів, які осушують зсувні схили. Найширше застосовують відносні й підземні дренажі. У першому випадку дренаж перехоплює воду біля її виходу на поверхню, в другому – штольні прорізають водоносний горизонт і вода відводиться на поверхню, не досягнувши зсувного тіла.

До заходів *другої* групи відноситься облаштування підпірних стінок, свай-шпонок, контрбанкетів і т. ін. Основа підпірних стінок повинна бути заглиблена нижче площини ковзання. За стінами влаштовується дренаж для відводу підземних вод. Свай-шпонки входять у стійку частину схилу і утримують зсувне тіло. Широко застосовуються контрбанкети у вигляді привантаження ґрунтом нижньої частини схилів. Одночасно з цим здійснюють виположування схилу, надаючи йому менший нахил.

До *третьої* групи заходів належить рідко застосовуване закріплення порід методами технічної меліорації з метою збільшення їх спротиву сковзанню. Сюди відносять силікатизацію, цементацію та ін.

Четверта група – це знімання зсувних мас. Спосіб ефективний, проте дорогий та трудомісткий. Його найчастіше застосовують у випадках невеликих зсувних тіл.

Контрольні запитання і завдання.

1. Які процеси належать до схилових?
2. Охарактеризуйте чинники, що впливають на схилові процеси.
3. Що називається осипами, обвалами і осувами?
4. Що таке зсув?
5. Назвіть основні елементи морфології зсуву.
6. Якими є ознаки зсувних зрушень?
7. Назвіть причини утворення зсувів.

8. Дайте класифікацію зсувів за Ф. Саваренським.
9. Назвіть основні протизсувні заходи.

ГЛАВА 14. ПРОСАДКОВІ ПРОЦЕСИ В ЛЕСОВИХ ГРУНТАХ

Лесові ґрунти суцільним покривом розміщуються на низовинних рівнинах України, в передгір'ях Карпат та ін. Відсутні вони звичайно в заплавах річкових долин і на молодих терасах.

Потужність лесових відкладів коливається в широких межах: від декількох десятків метрів, а в окремих випадках навіть більше 100 м. Найбільш поширена потужність лесових товщ 10...25 м. Підстеляючими породами в одних випадках є водопроникні відклади (піски, галечники), в інших – водотривкі шари типу глин.

Лесові відклади в літологічному відношенні представлені пилюватими суглинками, рідше супісками і глинами.

Для них характерно: дуже пориста структура (понад 40%) зі слабкими водорозчинними структурними зв'язками і здатність відносно швидко розмокати і руйнуватися в воді. В областях недостатнього зволоження їх природна вологість складає не більше 10...12% (Середня Азія та ін.), у більш вологих районах – 12...14% і більше. По вертикалі товщ вологість розподіляється доволі закономірно: біля поверхні розміщується зона сезонних коливань вологості, під нею зони відносно постійної вологості; глибше вологість зростає чи знижується залежно від характеру підстеляючих шарів. За наявності водотриву вологість наростає до повного водонасичення (ґрунтові води). Для лесових товщ характерна анізотропність фільтраційних властивостей. Так, по вертикалі водопроникність лесових товщ у 5...10 разів перевищує величину водопроникності по горизонталі.

Основною властивістю багатьох лесових ґрунтів є їх здатність давати *просадку*. Просадковість – явище, пов'язане з дією води на структуру ґрунту з наступним її руйнуванням та ущільненням під вагою самого ґрунту чи при сумарному тиску власної ваги і ваги будівлі. При просадці відбувається ущільнення ґрунту по вертикалі. Поверхня землі у місці замочування товщі водою опускається. Форма опускання залежить від характеру джерела замочування. При точкових джерелах, наприклад,

прориві водопровідної мережі, утворюються блюдцеподібні пониження. Поступання води через траншеї і канали призводить до поздовжних осідань поверхні. Площадні джерела замочування, у тім числі підняття рівня ґрунтових вод, викликають пониження поверхні на значних територіях. Внаслідок опускання поверхні землі будівлі і споруди переживають деформації, характер і розмір яких визначається величинами просадок.

Величина осідання поверхні землі (величина просадки) може бути різною й коливається від декількох до десятків сантиметрів, що залежить від особливостей лесових ґрунтів. Просадкові властивості проявляються тільки в верхній частині лесових товщ. У більшості випадків потужність просадкових ґрунтів не перевищує 8...10 м, а найбільша величина – 20...25 м. Нижче просадкових ґрунтів залягають непросадочні лесові ґрунти.

Залежно від водостійкості і міцності структур лесові ґрунти за просадочністю розділяються на два типи: I і II. Для II типу характерні слабкі структури. При водонасиченні в таких ґрунтах структура легко руйнується і під власною вагою ґрунт доущільнюється, тобто дає просадку. Лесові ґрунти I типу володіють більш міцними структурами. Для їх руйнування й виникнення просадки крім водонасичення необхідна сумарна дія тиску від власної ваги ґрунту і ваги будівлі, що на ньому стоїть.

Просадочність ґрунтів визначається різними методами. Основними характеристиками просадочності є *відносна просадочність* ($\delta_{пр}$) і *початковий просадочний тиск* ($P_{пр}$). Величина $\delta_{пр}$ показує розмір просадочної деформації ґрунту. Вона визначається за формулою в результаті лабораторних випробувань окремих зразків ґрунту

$$\delta_{пр} = (h - h_{пр})/h_0,$$

де h – висота зразка природної вологості при тиску від власної ваги ґрунту і навантаження від будівлі; $h_{пр}$ – висота зразка в замоченому стані при тому ж тиску; h_0 – висота зразка природної вологості при природному тиску. При значеннях $\delta_{пр} > 0,01$ ґрунт відносять до просадочного. За величиною $\delta_{пр}$ окремих зразків, взятих по вертикалі лесових товщ, визначають величину просадочних деформацій ($S_{пр}$) даної товщі лесових ґрунтів. В польових умовах величину $S_{пр}$ визначають методом штампу.

Початковий просадочний тиск $P_{пр}$ представляє собою мінімальний тиск, при якому проявляються просадочні властивості лесових ґрунтів в

умовах повного водонасичення. Для ґрунтів І типу він складає 0,13...0,2 Мпа, для ІІ типу – 0,08...0,12 Мпа.

Величина початкового просадочного тиску визначає формування зон деформацій ґрунтів в лесових товщах. В умовах І типу просадочні деформації виникають безпосередньо під фундаментами будівель (верхня зона), при ІІ типі, крім того, виникає ще нижня зона деформації, де просадка проявляється під дією власної ваги ґрунту. Залежно від властивостей ґрунтів в окремих випадках ці дві зони можуть зливатися в одну.

При будівельній оцінці лесових ґрунтів слід враховувати, що у стані природної вологості й непорушеної структури вони є достатньо стійкою основою. Однак можливість появи просадки при замочуванні вимагає обов'язкового здійснення ріного роду заходів з боротьби з просадочністю.

Основними протипросадочними заходами є: водозахист ґрунтів, посилення конструкцій будівель (споруд) і усунення просадочних властивостей ґрунтів різними методами. Усі ці заходи застосовують одночасно, але частіше при ведучій ролі одного з них. В основі вибору основного заходу такі фактори: тип ґрунтових умов за просадочністю, потужність просадочних ґрунтів і можлива величина просадки, конструктивні особливості будівель.

Водозахисні заходи передбачають планування будівельних майданчиків для відводу поверхневих вод, гідроізоляцію поверхні землі, попередження витоків води з водойм і трубопроводів, облаштування відмосток навкруг будівель, заборона випуску дренажних вод з мулових майданчиків у межах забудовуваної території та ін.

Конструктивні заходи розраховані на пристосування об'єктів до можливих нерівномірних осадків, підвищення їх міцності.

Так, наприклад, в ґрунтових умовах ІІ типу просадочності фундамент водонапірної башти приймають у вигляді суцільної залізобетонної плити. Найбільше число методів пов'язане із усуненням просадочних властивостей лесових ґрунтів. Всі методи поділяють на дві групи: покращення властивостей ґрунтів із застосуванням методів механічного ущільнення і зміцнення ґрунтів з допомогою фізико-хімічних способів. Механічні методи ущільнюють ґрунти з поверхні чи в глибині лесових товщ. Це роблять з допомогою трамбування, вібрації, замочування ґрунтів під власною вагою чи вагою будівель, вибухів у свердловинах та ін. Серед

фізико-хімічних способів ущільнення достатньо широко поширені: силікатизація, просочування цементними і глинистими розчинами, обпалювання, обробка органічними речовинами та ін.

Слід зазначити, що сучасні способи будівництва на лесових ґрунтах дозволяють успішно протидіяти виникненню посадочних явищ, особливо при I типі просадочності.

Контрольні запитання і завдання.

1. Якими специфічними властивостями складу і будови наділені лесові породи?
2. Поясніть суть явища просідання лесових порід та його наслідки.
3. Як відбувається руйнування цементацийних зв'язків у лесових породах?
4. Назвіть методи захисту основ споруд від просідання.

ГЛАВА 15. ПРОЦЕСИ І ЯВИЩА, СПРИЧИНЕНІ ІНЖЕНЕРНО-ГОСПОДАРСЬКОЮ ДІЯЛЬНІСТЮ ЛЮДИНИ

15.1. Стискання ґрунтів під спорудами

При будівництві різних цивільних, промислових, гідротехнічних та інших будівель і споруд на товщу гірських порід (природну основу) передаються додаткові напруження величиною 0,1-0,5 МПа, а в окремих випадках до 1,5-2,5 МПа. Додатковий тиск викликає стискання товщ гірських порід і осідання поверхні землі разом із спорудою. Інколи тиск, що передається на основу, виявляється настільки значним, що порода під фундаментом не витримує напружень, руйнується і витискається з-під фундаментів у вигляді валів. Одночасно будівля дає значну за величиною і нерівномірну осадку, що має, як правило, катастрофічний вигляд. Це явище називається *випиранням* порід.

Величина осідання і його розвиток у часі залежить від двох груп чинників. Перша група чинників належить до особливостей власне споруди (вага споруд, розміри і тип фундаментів, глибина їх закладення). Друга група стосується геологічної будови основи (умови залягання порід, їх склад, фізичний стан і властивості порід). Вивчення першої групи належить до галузі механіки ґрунтів і науки про основи і фундаменти. Вивченням другої групи займаються ґрунтознавство, інженерна геологія і механіка ґрунтів.

Осідання природних основ споруд становить собою зовнішній прояв внутрішніх деформацій, що відбуваються в гірських породах при передачі на них тиску. Такі деформації поділяються на три види: пружні, структурно-адсорбційні і структурні.

Пружні деформації пов'язані з переміщенням вузлів кристалічної решітки в мінералах, з яких складаються гірські породи. Ці деформації характеризуються незначними величинами і великого практичного значення не мають.

Структурно-адсорбційні деформації пов'язані зі зміною товщини водних плівок у місцях контакту між частками гірської породи. При збільшенні зовнішнього тиску товща водних плівок зменшується, при зменшенні тиску – збільшується. У першому випадку відбувається стискання породи, у другому – набрякання. Такі деформації мають практичне значення в породах, де плівки адсорбційної води досягають значної потужності (глини).

Структурні деформації пов'язані з переміщенням часток гірських порід у напрямку пор, що їх відокремлюють. В результаті відбувається зменшення об'єму гірських порід і одночасно збільшення їх щільності й міцності. Цей вид деформацій є основним у пухких породах всіх типів. Розвитку структурних деформацій перешкоджають сили тертя між частками, сили молекулярного притягання і різноманітні структурні зв'язки.

Абсолютна величина і відносне значення вказаних видів деформацій і осідання, які ними викликаються, залежать від типу порід. У скельних і напівскельних породах спостерігаються два види деформацій: 1) пружні і 2) деформації, пов'язані із закриттям тріщин. Останні в більшості випадків переважають. Величини деформацій таких порід від впливу промислових і цивільних споруд дуже невеликі і практичного значення не мають. Тому ці породи оцінюються як такі, що практично не стискаються. Деформації піщаних порід належать в основному до типу структурних і пов'язані з переміщенням часток у бік пор. Завдяки наявності між піщаними частками сил тертя, структура піщаних порід важко перебудовується під час статичного навантаження. Тому стисливість піщаних основ під спорудами зазвичай є незначною і не перевищує, як правило, декількох сантиметрів (при тиску 0,2-0,5 МПа). Дещо підвищеною стисливістю наділені слабо ущільнені піски (тонкі й пилуваті).

Піщані основи значно чутливіші до динамічних навантажень (особливо неущільнені дрібнозернисті водонасичені піски). Пояснюється це тим, що при струсах у пісках виникають висхідні течії води, які підважують тверді частки. При цьому різко знижується внутрішнє тертя між частками піску, яке пропорційне нормальному тиску. В результаті відбувається перебудова структури піску, що супроводжується його ущільненням. Динамічні впливи можуть проявлятися при забиванні паль, дії вибухових хвиль, ударних і вібраційних навантаженнях, швидкому підйомі і спаді рівнів ґрунтових вод. Ознаками, що вказують на небезпеку розрідження піску при динамічних навантаженнях, вважаються: дрібнозернистий склад, його однорідність і пухка будова зі щільністю, меншою від $1,55 \text{ г/см}^3$, водонасичений стан і мале привантаження.

Глинисті породи мають набагато більшу стисливість у порівнянні з попередніми. Деформації в цих породах належать в основному до типу структурних і структурно-адсорбційних. Осідання природних основ з глинистих порід коливається від кількох сантиметрів (діагенетичні глинисті породи, морські суглинки) до кількох десятків сантиметрів (лиманні і озерні відклади, сучасні алювіальні відклади). Під гідротехнічними та іншими масивними спорудами сумарна величина осідання може становити до кількох метрів. Прогнозні розрахунки осідань споруд виконуються методами механіки ґрунтів.

Велике практичне значення має розвиток осадки споруд в часі. Цей процес отримав назву *консолідації*. Практика показує, що тривалість осідання залежить від будови, літологічного складу і стану гірських порід. У більшості випадків вона завершується в будівельний період, але інколи розтягується на роки і навіть десятиліття. Найшвидше завершуються деформації у скельних породах. Порівняно швидко завершується консолідація піщаних порід, а у глинистих затягується на місяці і роки. Існує так звана *теорія фільтраційної консолідації*, згідно з якою головну роль відіграє відтискання води, що заповнює поровий простір, оскільки без такого відтискання ущільнення порід стає практично неможливим.

Великі осідання не становлять безпосередньої небезпеки для споруди, якщо вони цілком рівномірні. В цьому випадку у тілі споруди не виникає небезпечних розтяжних і згинаючих напружень, які погано витримує цегляна кладка, бетон та інші будівельні матеріали. Однак на практиці рівномірна осадка спостерігається як рідкісний випадок і лише при

невеликих її значеннях. Пояснюється це, з одного боку, особливостями напружень під фундаментами споруд, а з іншого – неоднорідністю товщі гірських порід в основах.

Нормальні стискаючі напруження під фундаментом концентруються в його основній, центральній частині. Тому навіть при цілком рівномірному навантаженні поверхня основи повинна прийняти форму чаші, ввігнутої в центрі і піднятої по краях. Вирівняти осадку могли б або нерівномірне завантаження фундаменту із збільшенням навантаження по краях, або застосування ідеально жорсткого фундаменту. Але ці заходи практично нездійсненні. Тому навіть при цілком однорідній основі нерівномірність осадок є неминучою. Під граничною деформацією природної основи розуміють деформацію, яка приводить надфундаментну будову в такий стан, що не задовольняє експлуатаційним вимогам.

15.2. Деформації, пов'язані зі зміною побутового тиску

Зміна побутового тиску в природних умовах відбувається в міру накопичення чи знесення товщ пухких відкладів. Ці процеси відбуваються повільно, вимірюються геологічними відрізками часу і з точки зору інженерної практики значення не мають. Велике практичне значення має зміна побутового тиску, пов'язана з влаштуванням глибоких котлованів, будівництвом каналів, розробкою корисних копалин. Глибини котлованів досягають інколи значних розмірів (до 100-200 м). Видалення порід на такі глибини викликає значне розвантаження порід, що залягають на дні котлованів. При глибині котлованів 30-40 м розвантаження складає 0,6-0,8 МПа, а при глибині розрізу в 100-150 м – 2-3 МПа.

Якщо на дні котловану чи розрізу залягають піщані або скельні породи, то навіть значне розвантаження викличе тільки невеликі за розмірами пружні деформації. Якщо ж породи глинисті, то зменшення побутового тиску викличе розвиток адсорбційно-структурних деформацій, які призведуть до набрякання глинистих порід. Спостереження показують, що одночасно відбувається міграція води до місця зняття побутового тиску із сусідніх, більш завантажених ділянок. Тому в області розвантаження часто спостерігається збільшення вологості породи. Вода, що надходить, сприяє подальшому розростанню водно-адсорбційних плівок, які розсувають мінеральні частки, викликаючи структурні деформації породи і

подальше її набрякання.

Наслідком набрякання є підняття дна котлованів і розрізів, що може досягати від кількох до 20-30 см. Саме по собі таке підняття великого практичного значення не має. Небезпека явища полягає в тому, що під час набрякання відбувається поступове розущільнення глинистих ґрунтів, яке супроводжується зниженням їх міцності і збільшенням стисливості. В результаті властивості порід стануть вже іншими, ніж були до початку будівництва. Тому і всі розрахунки можуть виявитися помилковими. Це стосується як розрахунків кінцевих осідань споруд, так і розрахунків стійкості природної основи. Для уникнення вказаних помилок слід виконати лабораторне вивчення розпушування глинистих ґрунтів і встановити його вплив на показники міцності і стисливості ґрунтів в умовах, що максимально моделюють природну обстановку.

15.3. Гірничий тиск

Під час будівництва підземних споруд виникає необхідність розрахунку стійкості покрівлі і стін закладених в товщу порід гірничих виробок. Це пов'язано з визначенням напруженого стану товщі гірських порід, який виникає внаслідок утворення в масиві породи порожнин (гірничих виробок) і носить назву *гірничого тиску*.

Один із проявів гірничого тиску – переміщення гірських порід над виробленим простором, що називається зрушенням гірських порід. Воно може досягати денної поверхні і тоді говорять про зрушення земної поверхні. В районах, де над гірничими виробками розташовані населені пункти, ці явища можуть викликати деформації споруд, а інколи й їх руйнування. Змінюється природний напружений стан масиву гірських порід. Виникає досить складна картина розподілу напружень поблизу гірничої виробки: стискаючі напруження концентруються по бокових стінках виробки і розвантажуються в покрівлі, де стискаючі напруження змінюються розтягуючими.

Зміни напруженого стану тягнуть за собою деформації товщі гірських порід поблизу виробки. Якщо вони не виходять за межі пружних деформацій чи мають вигляд повільних пластичних деформацій, то порушення стійкості не відбувається, і підземні виробки можуть існувати без кріплення (наприклад, виробка невеликого перетину в скельних

породах не вимагає кріплення). Однак у більшості випадків напруження перевищують межі міцності порід, через що починається їх руйнування, з'являються тріщини, відбувається обрушення окремих брил чи всієї покрівлі виробки. Основною причиною, що викликає гірничий тиск, є сила тяжіння, тобто вага товщі порід. Виникнення гірничого тиску пов'язане також зі зміною фізичного стану порід (набрякання і усадка, температурні коливання, тектонічні напруження та ін. чинники).

В початковий період розвитку гірничої справи і будування тунелів вважалося, що гірничі виробки, на якій би глибині від поверхні вона не була закладена, завжди перебуває під тиском, що дорівнює вазі товщі порід, які залягають над нею. Це було як аксіома. Але пізніші спостереження і досвід показали, що тиск, який передається на кріплення гірничих виробок, є значно меншим, ніж вага всього стовпа порід, що залягають над цією виробкою. Для пояснення цього явища були висунуті гіпотези про “склепіння природної рівноваги”, про розвантажуючу арку тиску, про консольну плиту (балку) та ін.

Гіпотеза про “склепіння природної рівноваги” була розроблена одним із основоположників теорії гірничого тиску професором М. Протодьяконовим. Згідно з цією гіпотезою, над виробленим простором утворюється склепіння природної рівноваги, що має форму параболи. Величина тиску на кріплення виробки дорівнює вазі породи, яка знаходиться всередині цього контура. Відповідно до цього, тиск гірських порід на кріплення з боку покрівлі, віднесений до 1 м довжини виробки, може бути обчислений за формулою:

$$P = 4/3 a \rho v,$$

де ρ – щільність породи, т/м³;

a – напівпроліт виробки (половина її ширини у верхній частині), м;

v – висота склепіння природної рівноваги, м.

Величина v приймається залежно від коефіцієнта міцності порід f (за М. Протодьяконовим).

Дослідження показали, що утворення висоти склепіння природної рівноваги спостерігається тільки при порівняно невеликій (відносно глибини залягання) ширині виробок. При великій ширині склепіння обрушується і починаються переміщення гірських порід від контура виробки до денної поверхні.

15.4. Осідання земної поверхні під впливом відкачувань підземних вод або рідких чи газоподібних корисних копалин

Особливо часто осідання поверхні викликається штучним зниженням рівня ґрунтових вод або зниженням напору артезіанських вод внаслідок довготривалої експлуатації водоносних горизонтів. Тверді мінеральні частки нижче рівня підземних вод перебувають у підваженому стані і втрачають у своїй вазі стільки, скільки важить витіснена ними вода (закон Архімеда). В результаті щільність підваженої породи виявляється меншою, ніж у породи, яка залягає вище рівня підземних вод. Величина зваженої щільності $\rho_{зв}$ може бути обчислена так:

$$\rho_{зв} = (\rho_s - \rho_v) / (1 + \varepsilon),$$

де ρ_s – щільність часток породи, г/см³;

ρ_v – густина води (1г/см³);

ε - коефіцієнт пористості.

Зменшення величини щільності породи тягне за собою зменшення побутового тиску.

При зниженні рівня ґрунтових вод на Δh збільшення побутового тиску дорівнює:

$$\Delta P_{поб} = \Delta h (\rho - \rho_{зв}).$$

Різницю $(\rho - \rho_{зв})$ можна орієнтовно прийняти рівною одиниці ($\rho_{зв} \approx 1,0-1,1$ т/м³). Тоді можна вважати, що збільшення побутового тиску (в т/м²) чисельно дорівнює величині зниження рівня ґрунтових вод (в м): $\Delta P_{поб} \approx \Delta h$.

Під час довготривалих відкачувань з метою водопостачання зниження рівня ґрунтових вод вимірюється в окремих випадках десятками метрів, а збільшення побутового тиску досягає кількох десятків тонн на м². Таке значне збільшення побутового тиску може викликати значні і нерівномірні (у відповідності з формою депресійної поверхні) осідання.

Осідання поверхні можуть бути викликані також відкачуванням напірних підземних вод, нафти, тому що в цьому випадку знижується тиск на підшву пласта, який перекриває водоносний чи продуктивний горизонт.

Завдяки зваженому тиску порода, яка вміщує нафту, газ чи напірні води, приймає на себе не всю вагу товщ, що залягають вище, а вагу цих товщ, зменшену на розмір зваженого тиску. Зниження напору в результаті довготривалих відкачок води, нафти чи випуску газу тягне за собою

зменшення зваженого тиску і рівне за величиною збільшення тиску на вмісні породи.

Контрольні запитання й завдання.

1. Що таке випирання порід?
2. Які Ви знаєте види пружних деформацій в гірських породах?
3. Як Ви розумієте теорію фільтраційної консолідації?
4. Що таке гірничий тиск?
5. Поясніть суть гіпотези про «склепіння природної рівноваги».
6. Як розрахувати збільшення побутового тиску при зниженні рівня ґрунтових вод?

ГЛАВА 16. МАГМАТИЗМ

Загальні відомості про магму. *Магма* - вогненно-рідкий силікатний розплав, який утворюється у верхній мантії (переважно в астеносфері). Речовина астеносфери перебуває у стані термодинамічної рівноваги. Порушення цього стану (скажімо, пов'язане з підвищенням у тому чи іншому місці температури внаслідок радіоактивного розігріву чи зміною тиску) призводить до виникнення магматичних осередків (астенолітів, за В. Білоусовим), які можуть вторгатися в ослаблені зони літосфери. Такі ослаблені зони можуть створюватись проникненням до астеносфери глибинних розломів.

За хімічним складом магма складний силікатний розплав, головну роль у якому відіграє кремнезем (SiO_2), а також оксиди Al, Fe, Mg, Na, K тощо. Завдяки високому тиску у магмі в розчиненому стані містяться також леткі компоненти (газова фаза), представлені переважно водяною парою, сполуками сірки (SO_2 , H_2S , SO_3), вуглецю (CH_4 , CO, CO_2), хлору (HCl), фтору (HF), бору та ін. Їхній вміст може досягати 12%.

Магматизм поділяють на два типи: *інтрузивний* та *ефузивний*. У першому випадку магма застигає і кристалізується у надрах Землі, у другому - виливається на земну поверхню, звільняється від газів і застигає без розкристалізації. Наслідком таких процесів є утворення магматичних порід - інтрузивних і ефузивних.

Серед геологів популярною є точка зору про існування двох первинних (вихідних) магм - базальтової (основної) та гранітної (кислої). Уявлення про існування двох типів магм було сформульоване ще в 1910 р. російським вченим Ф. Левінсоном-Лесінгом. У 1928 р. канадський

петрограф Н. Боуен висловив думку про існування лише однієї базальтової магми, з якої пізніше шляхом складних процесів утворилося все різноманіття магматичних гірських порід.

Базальтова (основна) магма має, очевидно, значне поширення, формується вона в астеносфері і є найлегшою фракцією речовини астеносфери. В ній міститься до 50% кремнезему, наявні також алюміній, кальцій, залізо, магній тощо. Відзначається доброю текучістю.

Гранітна (кисла) магма містить 60...65% кремнезему, в'язка, менш рухлива. Осередки гранітної магми формуються, ймовірно, у земній корі на глибинах 10-30 км внаслідок переплавлення осадових і метаморфічних порід.

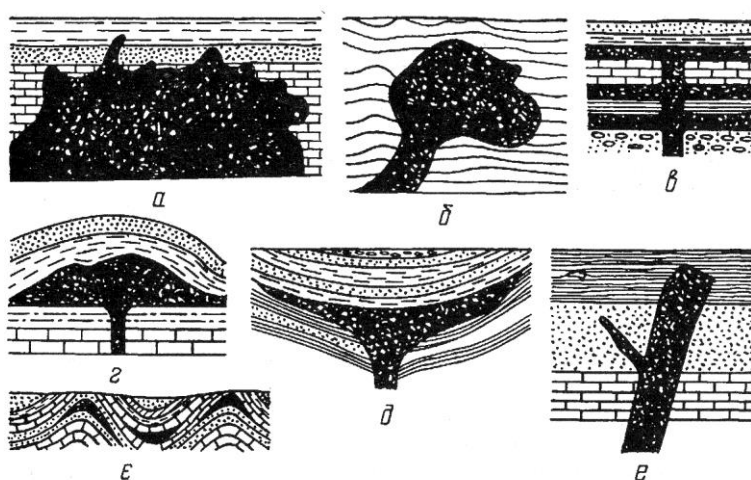


Рис. 21. Форми залягання інтрузивних магматичних порід: а - батоліт; б - шток; в - сіли; г - лаколіт; д - лополіт; е - дайка; є - факоліт

осадові товщі, що залягають вище. При цьому магма, застигаючи, утворює тіла (інтрузії) різноманітної форми. За глибиною алягання їх поділяють на глибинні та напівглибинні (рис. 21).

Найбільш характерними *глибинни-ми* інтрузіями є батоліти та штоки.

Батоліти - величезні, площею в сотні тисяч квадратних кілометрів тіла. Форма їх найчастіше видовжено овальна, ізометрична. При вторгненні батолітів у вище-залягаючі товщі відбуваються процеси асиміляції вмисних порід і, відповідно, зміна первісного складу магми. Батоліти складені кислими породами (граніти, гранодіорити), які в крайових частинах поступово заміщуються породами середнього складу (сієнітами чи діоритами). За геофізичними даними розміри батолітів по вертикалі досягають 10...15 км.

Існують припущення й щодо існування ще двох первинних магм: *ультраосновної* (перидотитової) та *середньої* (андезитової).

Інтрузивний магматизм - процес вторгнення магматичного розплаву в гранітно-метаморфічні чи

До глибинних інтрузій належать також *штоки* - великі масиви магматичних порід, площею умовно до 200 км². Вони часто утворюють виступи куполоподібної форми на верхній поверхні батолітів.

Напівглибинні тіла за співвідношенням з вмисними породами розділяють на згідні (залягають між шарами гірських порід) і незгідні (ті, які пересікають під різними кутами вмисні породи).

Прикладами згідних інтрузивних тіл можуть бути сили (або пластові інтрузії), лаколіти, лополіти і факоліти; незгідні інтрузії - це дайки, неки, жили.

Сили утворюються шляхом вторгнення рідкої магми основного складу вздовж площин нашарування осадових гірських порід. Залягають між пластами (звідси і назва пластові інтрузії), дуже часто утворюючи перешарування осадових і магматичних порід, в недислокованих товщах. Потужність силів досягає сотні метрів.

Лаколіти - куполоподібні, грибоподібні інтрузивні тіла діаметром до декількох кілометрів. Верхня поверхня їх опукла, нижня, до якої підходить підвідний канал, плоска. Утворюються при вторгненні в'язкої кислої магми, яка припідіймає вмисні породи, згинаючи їх відповідно до своєї форми. Різновидом лаколітів є так звані *магматичні діаніри* або лаколіти-краплі (нагадують перевернуту краплю) відомі, наприклад, у Криму - Аюдаг, Кастель, Мис Плака та ін.

Лополіти - чашоподібні міжпластові інтрузивні тіла, які утворюються внаслідок просідання підстеляючих порід, під вагою магми основного чи ультраосновного складу. Можуть досягати досить великих розмірів - десятки тисяч квадратних кілометрів. Прикладами можуть служити Коростенський та Корсунь-Новомиргородський плутони на Українському щиті.

Факоліти - лінзовидні тіла, які залягають найчастіше у склепіннях складок. Вони невеликі за розмірами (площа звичайно не перевищує 300 км²), зустрічаються тільки в складчастих областях і складені переважно породами основного складу.

Дайки - інтрузивні плітоподібні тіла, які утворюються в процесі заповнення магмою тріщин. Можуть бути вертикальними, похилими, кільцевими. Товщина дайок різноманітна - від декількох сантиметрів до сотень метрів, протяжність від десятків метрів до сотень кілометрів. Дайки складені породами різного складу від ультраосновних до кислих.

Неки - тіла циліндричної форми, часто виповнені вулканогенно-уламковим матеріалом і застиглою магмою. Це власне канали, що зв'язують магматичні осередки з вулканами. Діаметр їх коливається від декількох метрів до 1...2 км.

Магматичні *жили* на відміну від плитоподібних дайок мають неправильну, звивисту з відгалуженнями форму. Складені породами переважно основного складу.

Ефузивний магматизм. Магматичні процеси, які відбуваються на поверхні Землі, називають ефузивними, або вулканізмом. Магма, виливаючись на поверхню Землі в умовах понижених тисків, звільняється від розчинених у ній газоподібних продуктів і перетворюється в *лаву*. Виверження лави та інших вулканічних продуктів відбувається або по тріщинах у земній корі (такі вулкани називають тріщинними), або по підвідних трубоподібних каналах, пробитих у земній корі магмою (вулкани центрального типу).

При тріщинних виливах лави остання, витікаючи у великих кількостях, затоплює величезні території, знищуючи все на своєму шляху. При цьому утворюються великі *лавові плато*, які формують специфічний рельєф. Виверження такого типу відомі в Ісландії. Так, при виверженні по тріщині Лакі у 1783 р. витік лави почався одночасно з 22 отворів, лава переливалась через хребти, затоплювала річкові долини, покривши територію площею 565 км². При невеликих виверженнях утворюються *базальтові покриви*. Інколи тріщинні виливи базальтової лави супроводжуються вибухами - тоді утворюються так звані *експлозивні рови*, або експлозивні тріщини. Вулканізм подібного типу називають ще *ісландським* - він приурочений до океанічних рифтових зон.

В процесі виверження вулканів центрального типу вулканічні продукти надходять до поверхні не по тріщинах, а жерлом 2, тобто трубоподібним каналом, який веде до магматичного осередку 1 (рис. 22). Зверху жерло закінчується *кратером* 3 - чашоподібним або котлоподібним розширенням жерла. Кратер міститься на вершині конусоподібної гори, складеної затверділими продуктами попередніх вивержень; кратерів може бути декілька, вони виникають на схилах під час вивержень; підвідними каналами до них служать відгалуження від основного жерла. Такі кратери інколи називають "паразитичними" або "побічними" 6. У деяких вулканів, виверження яких супроводжуються вибухами, на місці кратера

утворюється котлоподібна западина - *кальдера*, яка в поперечнику може досягати 10 км і більше. В середині кальдери при повторних виверженнях

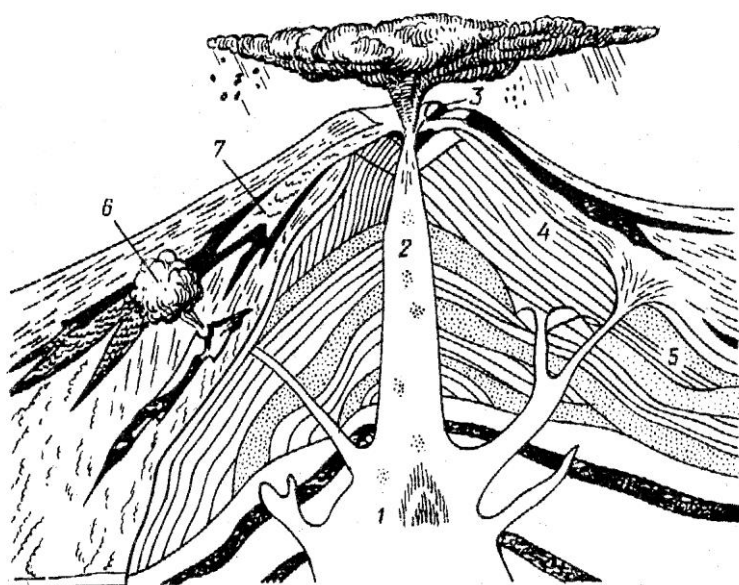


Рис. 22. Будова вулкана центрального типу

може сформуватися новий вулканічний конус з кратером на вершині. Таку будову має, наприклад, відомий вулкан Везувій в околицях Неаполя.

У тих випадках, коли виверження лав чергуються з вибухами, вулканічний конус складений перешаруванням лавових потоків 7 і твердого матеріалу, що викидається під час вибухів (попіл 5, уламки застиглої лави 4). Такі вулканічні споруди називають *стратовулканами*. Відомі також і *насіпні* вулканічні конуси, складені виключно твердими продуктами вивержень.

Продукти вулканічних вивержень. Вулкани постачають на земну поверхню газоподібні, тверді і рідкі продукти. Гази, які насичують магму, на думку багатьох дослідників, є безпосередньою причиною вулканічних вивержень. При виникненні ослаблених (тріщинуватих) зон над магматичним осередком розчинені в ньому газу переходять у свій нормальний стан, що супроводжується значним зростанням їх об'єму. Це призводить до "закипання" магматичного розплаву і підймання його разом з газами вгору. У рідких магмах основного складу дегазація проходить відносно легко, у в'язких кислих магмах дегазація може спричинити експлозивну діяльність (вибухи).

Хімічний склад *вулканічних газів (фумаролів)* залежить від стадії виверження і від температури. Серед газів розрізняють: *сухі фумароли* (650...1000 °С), складені в основному хлористо- і фтористоводневими сполуками без водяної пари; *кислі фумароли* (400...650 °С), представлені HCl, SO₂, H₂S, паром води; *лужні фумароли* (200...400 °С), або *аміачні*, в яких переважають газу аміачних солей, пара води, аміак; *сірчисті фумароли*, або *сольфатару* (100...300 °С), до складу яких входять в

основному такі гази, як SO_2 , H_2S , CO_2 , H_2O , N_2O , CH_4 ; *вуглекислі фумароли*, або *мофети* (менше 100°C), складені переважно вуглекислим газом, у меншій мірі H_2S , H_2O . Мофети виділяються на стадії затухання вулканічної діяльності. Стінки кратерів вулканів внаслідок сублімації газових виділень покриваються скупченнями сірки, борної кислоти, бури тощо.

Рідкі продукти вулканічних вивержень представлені лавою, яка відрізняється від магми лише меншим вмістом розчинених у ній газів і так само, як і магма, залежно від вмісту SiO_2 може бути кислою, середньою, основною. Найбільш поширені основні базальтові лави мають переважно темне забарвлення, вміст кремнезему у них менше 52%. Базальтові лави характеризуються низькою в'язкістю і пов'язаною з цим значною рухливістю. Температура їх на виході становить близько 1200°C . Такі лави під час виверження розтікаються по схилах зі швидкістю декілька метрів на хвилину на значні відстані, утворюючи потоки, покриви. Так, під час виверження вулкана Білюкай на Камчатці (бічний кратер вулкана Ключевська сопка) у 1938 р. були зафіксовані такі швидкості переміщення лави: на віддалі 10 м від кратера - 30 м/хв, 50 м – 10 м/хв, 100 м - 6 м/хв і 1000 м - лише 0,6 м/хв.

Зовсім інакше проходять виверження лав кислого і середнього складу. Кислі лави, вміст кремнезему в яких перевищує 65%, завдяки високій в'язкості течуть вкрай повільно, вихід газів з них утруднений. Тому виверження таких лав часто спричинює закупорку кратера і супроводжується вибухами. Майже всі катастрофічні виверження на пам'яті людства були пов'язані з вулканізмом кислого та середнього складу. Температура кислих і середніх лав дещо нижча і становить $800\dots 1000^\circ\text{C}$.

Під час застигання та кристалізації лав в умовах земної поверхні утворюються ефузивні породи.

Дуже різноманітні **тверді продукти** вулканічних вивержень. Вони утворюються при вибухах з уламків порід кратера, застиглої на повітрі лави і класифікуються за розмірами уламків. Серед них виділяють вулканічні бомби, лапілі, вулканічний пісок і вулканічний попіл.

Вулканічні бомби - це переважно обривки лави, викинутої у розжареному стані високо вгору і округлені в польоті до сферичної чи веретеноподібної форми, покриті зверху застиглою кіркою. За розмірами

вони можуть бути від декількох сантиметрів до багатьох метрів у поперечнику.

Лапілі - невеличкі кусочки лави або уламки порід кратера розміром у декілька сантиметрів (як правило 1...3 см).

Вулканічний пісок - це мінеральні частинки розміром 0,1... 2мм. Дрібніші частинки (< 0,1мм) називають *вулканічним попелом*. Попіл і пісок - це кристалики польового шпату, авгіту, рогової обманки і найчастіше уламки вулканічного скла (*обсидіану*). Осідаючи на поверхню Землі, ущільнюючись, вони утворюють гірську породу *вулканічний туф*. Якщо в ньому зустрічаються лапілі та вулканічні бомби, уламки гострокутної форми, то породу називають *туфобрекчією*.

До твердих продуктів вулканічних вивержень відносять також *пемзу*, яка утворюється з кислих лав із високим вмістом розчинених газів. При наближенні до земної поверхні така лава спінюється і швидко охолоджується. Утворюється дуже пориста порода, яка завдяки подальшому розширенню газів розпадається на численні уламки найрізноманітніших розмірів. Завдяки низькій об'ємній вазі, вона плаває у воді, тому часто пемзу можна зустріти на морських узбережжях, віддалених від вулканічних районів.

Поствулканічні явища. Затухання активної діяльності вулкана характеризується такими процесами як виділення вулканічних газів, яке може продовжуватись тисячоліттями, утворення гарячих сильно мінералізованих джерел, гейзерів, грязьових вулканів. Явища ці об'єднуються під спільною назвою "поствулканічні" і пов'язані з остиганням магматичного осередку, що живив вулкан.

Гейзери - гарячі періодично фонтануючі джерела. Згідно з існуючими уявленнями, механізм дії гейзерів такий. У товщі гірських порід міститься підземний резервуар, заповнений водою. Від нього до поверхні веде коліноподібний канал, який закінчується невисоким конусом, з отвором у центрі - *грифоном*. Вода в резервуарі нагрівається до кипіння і пара, яка виділяється при цьому, підіймає стовп води в каналі, утворюючи фонтан. Висота фонтанів може досягати декількох десятків метрів. Процес повторюється з певною періодичністю. Наприклад, Великий гейзер в Ісландії фонтанує на висоту близько 30м через кожні 24...30 год., а гейзер Старий Служака в Єллоустонському парку США викидає воду на висоту 50м через кожну годину. Температура води біля поверхні становить 93 °С.

У зв'язку з сильною мінералізацією води з неї осаджуються специфічні породи - *гейзерити*, які і складають конуси гейзерів.

Окрім гейзерів, відомі і постійно діючі гарячі джерела - *терми*. Температура води в цих джерелах різна і коливається у межах 70...100 °С. Гарячі джерела виносять на поверхню значну кількість кремнезему, який відкладається навколо джерела у вигляді *кремнистого туфу* і може утворювати невисокі конуси. Джерела, збагачені вуглекислим кальцієм, відкладають його у вигляді *вапняного туфу* чи *травертину*. Гарячі джерела, завдяки розчиненим у них мінеральним сполукам, мають лікувальні властивості, широко використовуються у бальнеології. На їх базі побудовані відомі у світі курорти, наприклад, Карлові Вари у Чехії, теплі мінеральні джерела якого зігріваються підземним теплом погаслого вулкана.

Гейзери і гарячі джерела поширені в Ісландії, Новій Зеландії, США (Єллоустонський національний парк), на Камчатці (Долина Гейзерів).

Механізм дії *грязьових вулканів* подібний до описаного у гейзерів, тільки у цьому випадку перегрітою водяною парою і газами на поверхню виштовхується не вода, а грязь. Конуси грязьових вулканів складені засохлою гряззю і мають висоту найчастіше 2м, однак відомі випадки, коли висота їх досягає 400м. Виверження грязі проходять більш-менш спокійно, інколи утворюючи невеликі фонтанчики, при цьому формуються грязьові потоки, які стікають по схилу конуса.

Грязьові вулкани можуть бути пов'язані також з нафтогазоносними районами. У цьому випадку в процесі приймають участь гази не магматичного, а органічного походження. Близько 200 грязьових вулканів розташовані на Апшеронському півострові, в околицях Баку; відомі вони також на Керченському півострові, Сахаліні, в Туркменістані, на Камчатці, Сицілії.

Контрольні запитання і завдання.

1. Що таке магма?
2. У чому полягає різниця між інтрузивним і ефузивним магматизмом?
3. Які Ви знаєте продукти вулканічних вивержень?
4. Поясніть принцип діяльності гейзерів, грязьових вулканів.

ГЛАВА 17. ТЕКТОНІЧНІ ПРОЦЕСИ

Земна кора постійно перебуває в русі. В одних місцях вона підіймається, в інших опускається. Однак рухи ці дуже повільні і недоступні для безпосереднього спостереження, про них можна судити лише за їх наслідками. Наприклад, за згинанням верств гірських порід у складки, за наявністю в них розривів тощо. Тектонічні рухи є основним чинником формування рельєфу земної поверхні.

Наука, яка вивчає рухи земної кори і створені ними структури (складки, розриви тощо), називається *геотектонікою*, або просто *тектонікою* (від грец. *tektonike* - будівництво, будівельне мистецтво), а самі рухи земної кори називають тектонічними рухами.

За спрямованістю тектонічні рухи можуть бути вертикальними, або радіальними, і горизонтальними, або тангенціальними. Вертикальні рухи в свою чергу можуть бути незворотними (направленими в одну сторону) і зворотними, або коливними. Коливні рухи часто називають епейрогенічними, тобто такими, що створюють континенти, бо внаслідок цих рухів відбуваються трансгресії і регресії морів, формуються обриси континентів.

17.1. Коливні рухи земної кори

Коливні рухи - це переважно вертикальні рухи, які проявляються у вертикальних підняттях і опусканнях певних ділянок земної кори. Вони відбуваються нині і відбувалися в усі попередні епохи геологічної історії Землі. Особливістю їх є коливний характер, тобто можлива зміна знака рухів, коли підняття змінюються опусканнями і навпаки. За часом прояву коливні рухи поділяють на сучасні, неотектонічні і стародавні, або коливні рухи минулих геологічних епох.

Сучасні тектонічні рухи - це рухи, які відбувалися останні 5...6 тис. років і відбуваються зараз. Вони визначаються інструментальними вимірюваннями, за історичними і археологічними документами, а також геолого-геоморфологічними методами. Прикладів сучасних вертикальних рухів земної кори можна навести багато. Наприклад, північна частина Подільської височини підіймається з швидкістю 2,8...4,9 мм/рік, північне узбережжя Чорного моря опускається з швидкістю 0,8...0,9 мм/рік, а місцями (біля Одеси) і більше. Максимальні (8,7 мм/рік) швидкості

підняттях на території України відмічено в районі м.Знам'янки Кіровоградської області, у північній частині Житомирської області та в інших місцях. Відомі приклади, про різноманітні споруди, які були колись збудовані на морському узбережжі, тепер знаходяться під водою або, навпаки, далеко від моря. Історичні відомості про ці споруди дають змогу судити про те, наскільки територія піднялася чи опустилася за час, що пройшов від їх побудови до наших днів. Широко відомо, що окремі ділянки північного узбережжя Західної Європи інтенсивно опускаються і море наступає на суходіл. Щоб захиститися від наступу моря, люди змушені будувати дамби.

Крім вертикальних рухів земної кори, відомі і горизонтальні зміщення окремих її блоків вздовж ліній розломів. Точні лазерні вимірювання з супутників показали, що блоки земної кори, розділені розломом Сан-Андреас у Каліфорнії (1978р.), зміщувалися один відносно одного з швидкістю 94 мм/рік. Значні (10...20 мм/рік) горизонтальні зміщення зафіксовані в районі Кривого Рога та в інших місцях. На таких ділянках зміщуються дороги, огорожі, русла ярів тощо.

Вивчення сучасних рухів земної кори має велике практичне значення. Особливо вздовж залізниць, нафто- і газопроводів, у місцях будівництва гідроелектростанцій і АЕС. Вертикальні переміщення вивчаються головним чином методом повторного нівелювання через певні відрізки часу (510 років). Горизонтальні сучасні рухи вивчаються геодезичним методом тріангуляції, а для вивчення великих літосферних плит використовують лазерні вимірювання з штучних супутників Землі.

Про характер сучасних рухів тієї чи іншої ділянки земної кори можна судити на основі особливостей геоморфологічної будови та складу сучасних відкладів. Наприклад, ділянки, які інтенсивно піднімаються в сучасну епоху, характеризуються переважно більшими абсолютними позначками і інтенсивною розчленованістю поверхні молодими ярами і потоками, а ділянки, які опускаються, - більш рівною, часто заболоченою поверхнею.

Неотектонічні (найновіші) рухи - це рухи, які проявлялися в неоген-четвертинний час, тобто за останні 25 млн. років. Їх вивчає *неотектоніка*- нова галузь геології, яка сформувалася за останні 40...50 років. Неотектонічні рухи відіграли винятково важливу роль у розвитку рельєфу всіх материків земної кулі, але найбільш виразно вони

зафіксовані в рельєфі "молодих" гір (Карпат, Кавказу, Паміру, Гімалаїв та ін.). В цілому на території України в неоген-четвертинному періоді переважали висхідні рухи. Сумарні амплітуди підняття Карпат досягають 2000 м, Гірського Криму - понад 1000 м. На рівнинній частині України вони становлять 200...300 м. Максимальні підняття (понад 400 м) зафіксовано у північній частині Подільської плити.

Основними методами вивчення неотектонічних рухів є геологічні і геоморфологічні.

Суть *геологічних методів* зводиться до того, що для вивчення коливних рухів за даний відрізок часу використовують гірські породи, їх склад і потужності. Відповідно, найбільш поширеним є метод потужностей і фацій, який базується на аналізі умов утворення окремих компонентів гірських порід, їх потужностей, літологічного складу та органічних решток. Встановлено, що чим більше ділянка земної кори опускається, тим більша товща осадків нагромаджується на ній, і, навпаки, ділянки, які піднімаються, характеризуються меншою потужністю осадків або їх повною відсутністю. Наприклад, товща неогенових відкладів у Прикарпатті, яке переживало інтенсивне опускання в цей час, досягає 4000 м, а на Подільській плиті, яка переживала коливні рухи з переважанням підняття, вона ледве досягає 100 м.

Для визначення сумарних амплітуд неотектонічних рухів найбільш придатним є метод аналізу висотного положення підосви морських відкладів відповідного віку. Побудовані таким способом карти ізобаз (ліній, що з'єднують точки з однаковими амплітудами рухів) дають наглядну кількісну характеристику неотектонічних рухів за певні проміжки часу.

Геоморфологічні методи базуються на аналізі форм сучасного рельєфу, історії його розвитку. Суть цих методів зводиться до аналізу топографічних карт і аерофотознімків з метою виявлення аномалій у рельєфі - глибини урізу річкових долин, крутизни схилів, ступеня розчленування рельєфу тощо. Надійні дані дає вивчення річкових і морських терас, їх висот і складу відкладів. Чим більша глибина річкової долини, тим інтенсивнішими були тектонічні підняття території, яку вона розчленовує. Кількість і висота терас вказує на кількість етапів підняття та їх інтенсивність.

Про характер неотектонічних рухів окремих ділянок території можна судити на основі аналізу планів річкових систем. Ділянкам

неотектонічних підняттях властивий відцентровий план річкових систем, а ділянкам опускань - доцентровий.

На територіях, які не покривалися морськими водами в неогені, основним методом виявлення неотектонічних рухів є вивчення давніх поверхонь вирівнювання, які сформувалися після завершення певних циклів денудацій. Відклади, якими складені ці поверхні, вказують на їх вік, а сучасне висотне розташування на висоту неотектонічного підняття.

Давні, або коливні рухи минулих геологічних епох (донеогенового часу) вивчаються виключно на основі вивчення потужностей і фацій окремих комплексів гірських порід. Наприклад, відомо, що на території Донбасу сумарна потужність відкладів кам'яновугільної системи досягає 18 км. У них виявлено близько 300 пластів кам'яного вугілля різної потужності. Є підстави твердити, що в період формування вугленосної товщі відбувалися коливні рухи з переважанням інтенсивних опускань, які компенсувалися нагромадженням потужної товщі осадків. У цей же час на переважній більшості території України кам'яновугільні відклади відсутні, що вказує на її підняття.

17.2. Тектонічні порушення

Тектонічні рухи проявляються не тільки в підняттях і опусканнях великих ділянок земної кори, але й у порушенні умов залягання гірських порід. Особливо чітко це спостерігається у верстуватих осадових гірських породах. Переважна більшість осадових порід формується на рівній поверхні дна морів і океанів, тому спочатку вони залягають горизонтально або майже горизонтально. Таке первинне горизонтальне залягання називають *непорушеним*. Під впливом тектонічних рухів верстви гірських порід деформуються, первинні умови їх залягання порушуються і виникають нові вторинні структурні форми. Таке вторинне залягання верств називають *порушеним*. Тектонічні порушення, або дислокації, є двох типів: 1) складчасті, або плікативні (пластичні), при яких суцільність верств не порушується, а змінюється лише форма їх залягання, і 2) розривні, або диз'юнктивні, коли суцільність верств порушується і утворюються різні розриви. Тектонічні порушення різних типів найбільше розповсюджені в складчастих гірських спорудах.

Складчасті тектонічні порушення. Форми їх є різні. В одних випадках верстви гірських порід зазнають лише нахилу, в інших - вони можуть бути зігнуті в складки, зім'яті, але не розірвані.

Найпростішою формою *плікативних* порушень у верстуватих гірських породах є нахилене або моноклінальне залягання верств, при якому усі верстви досить одноманітно падають в одну сторону. Така форма залягання називається *монокліналлю*.

Положення нахилено залягаючих верств (шарів) гірських порід у просторі визначається так званими *елементами залягання*. До них належать лінія простягання, лінія падіння і кут падіння (рис. 23).

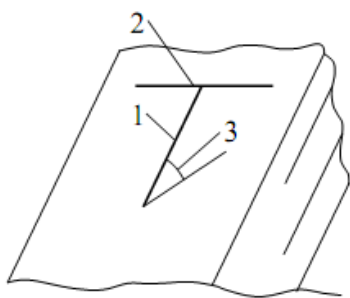


Рис. 23. Елементи залягання похилих пластів:

- 1 – лінія падіння;
- 2 – лінія простягання;
- 3 – кут падіння

Лінією *простягання* шару називається лінія його перетину з горизонтальною площиною. *Лінія падіння* - це лінія, яка вказує напрям максимального нахилу або падіння шару. Вона завжди є перпендикулярною до лінії простягання. *Кутом падіння* називається кут, під яким шар нахилений до горизонту, або кут утворений площиною шару з горизонтальною площиною. Напрямок простягання і напрям падіння шару по відношенню до сторін горизонту виражається в градусах. Ці напрями називають відповідно *азимутом простягання* і *азимутом падіння*.

Елементи залягання шару в польових умовах вимірюються за допомогою гірничого компаса, який дещо відрізняється від звичайного туристського. Він змонтований на прямокутній пластинці. *Гірничий компас* складається з двох основних частин: магнітної стрілки з лімба і виска (клинометра) з напівлімбом. Північний кінець стрілки завжди чорний. Градування лімба проведено проти годинникової стрілки, при цьому схід ("Сх") і захід ("Зх") позначено зворотно до дійсного їх розташування відносно сторін світу. Це зроблено з метою зручності взяття відліків. Для визначення азимута падіння шару слід прикласти південну коротку сторону компаса до лінії його простягання, тобто компас завжди потрібно держати північною стороною за падінням пласта.

Складки - це хвилеподібні згини верств гірських порід різних розмірів. Є два типи складок: випуклі - антиклінальні і вгнуті -

синклінальні (рис. 24). У кожній складці виділяють такі елементи: *ядро* - внутрішня частина складки; *замок* - місце перегину верств (в

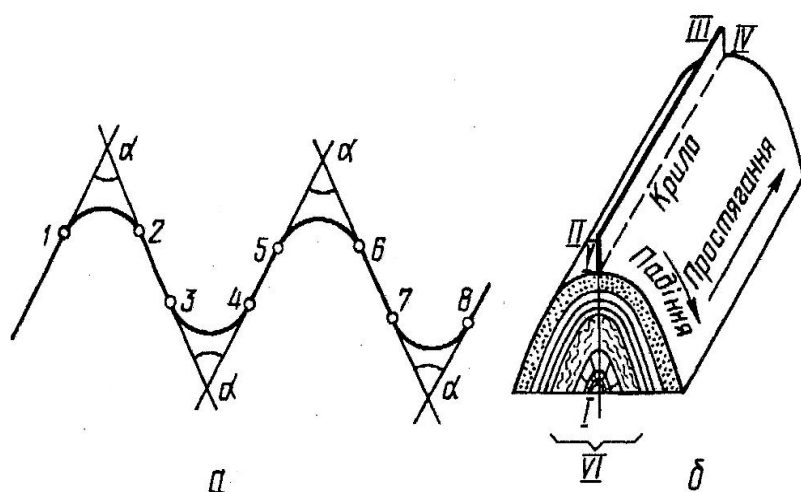


Рис. 24. Елементи складки:

а: 1-2, 5-6 — замок (склепіння) антикліналі;
3-4, 7-8 — замок синкліналі; 2-3, 4-5, 6-7 — крила складок;
а - кут складки; б: I, II, III — осьова площина;
IV, V — шарнір; VI — ядро складки

антиклінальних складках замок називають також склепінням); *крила* - бокові частини складки; *осьова площина* - площина, яка ділить кут між крилами складки на дві рівні частини; *шарнір* - лінія, яка з'єднує точки максимального перегину

шару в замку складки; *вісь складки* - лінія перетину осьової площини з поверхнею Землі .

Складки класифікують за кількома ознаками.

За положенням осьової площини - на прямі (якщо осьова площина стоїть вертикально), похилі (якщо осьова площина нахилена), лежачі (якщо вона займає горизонтальне положення) і перевернуті (якщо осьова площина нахилена нижче горизонту) (рис. 25).

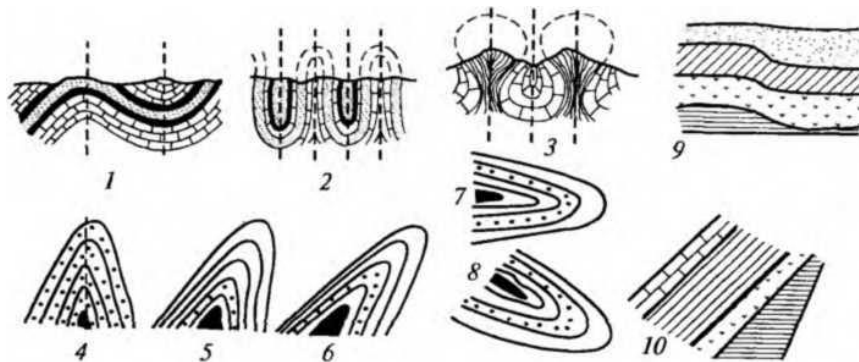


Рис. 25. Типи складок:

1 - повна (нормальна); 2 - ізоклінальна; 3 сундучна;
4 - пряма; 5 - коса; 6 - похила; 7 - лежача;
8 - перевернута; 9 - флексура; 10 - монокліналь

ні (характеризуються паралельними крилами), віяло-подібні, сундучні (мають плоский широкий замок).

За характером замка складки поділяють на гострі, округлі, ізокліналь-

За співвідношенням розмірів (довжини і ширини) у плані складки поділяють на лінійні, брахіскладки та ізометричні. В *лінійних* складках довжина значно перевищує їх ширину. *Брахіскладки* - це овальні складки, довжина яких у 2...3 рази перевищує ширину; серед них виділяють брахіантикліналі (випуклі складки) і брахісинкліналі (вгнуті складки). В *ізометричних* складках довжина і ширина приблизно однакові. Випуклі складки такого типу називають *куполами*, а вгнуті *мульдами*. Такі складки характерні для платформних областей.

Складки групуються в різних структурах земної кори неоднаково. У складчастих областях спостерігається одне співвідношення, а на платформах - інше. Сукупність складок, властиву певним структурам земної кори, називають *складчастістю*. Вона буває повна, переривчаста і проміжна.

Повна складчастість характеризується тим, що лінійні складки (антикліналі і синкліналі), маючи приблизно однакові розміри, розташовуються паралельно одна одній, займаючи всю площу даної території і не залишаючи ділянок з непорушеним заляганням верств. Повна складчастість характерна для складчастих областей. Нерідко в складчастих областях виникають великі підняття і прогини, ускладнені рядом антиклінальних і синклінальних складок. Перші з них називають *антикліноріями*, другі - *синкліноріями*. В свою чергу, антиклінорії і синклінорії групуються, утворюючи великі складної будови складчасті споруди, які називають *мегаантикліноріями*, або западини - *мегасинклінорії*.

Переривчаста складчастість характеризується наявністю окремих ізольованих (локальних) складок, між якими є ділянки з горизонтальним заляганням верств. За формою це переважно куполоподібні складки, мульди, брахіскладки і флексури (коліноподібні згини верств). Така складчастість спостерігається в платформних областях.

Проміжна складчастість властива перехідним зонам між складчастими областями і платформами, крайовим прогинам.

Розривні (диз'юнктивні) тектонічні порушення утворюються тоді, коли напруження, які виникають у земній корі, досягають величин, які перевищують межу міцності гірських порід. Виділяють дві групи розривних порушень: розриви без зміщення гірських порід і зі зміщенням гірських порід.

До *розривів без зміщення* належать лінійно витягнуті тектонічні тріщини, які часто зустрічаються в ядрах лінійних складок, а також радіальні і концентричні тріщини на куполоподібних підняттях. За кутом нахилу їх поділяють на: *слабопохилені* (з кутом нахилу від 0 до 10°), *пологонадаючі* (від 10 до 45°), *крутонадаючі* (від 45 до 80°) і *вертикальні* (80...90°). За шириною розкриття тектонічні тріщини поділяють на *відкриті*, *закриті* (в яких розрив спостерігається, але стінки дуже зближені) і *приховані* (які невидимі неозброєним оком, але добре спостерігаються при розколюванні гірської породи). Системи тектонічних тріщин мають великий вплив на формування рельєфу і гідрографічної сітки.

Розриви зі зміщенням характеризуються зміщенням гірських порід по тріщині розриву. В них виділяють *зміщувач* - тріщину, по якій відбувається зміщення, і *крила* - зміщені блоки гірських порід, розташовані по обидва боки від зміщувача.

Крило, розташоване вище площини зміщувача, називають *висячим*, а протилежне лежачим. Віддаль між висячим і лежачим крилами називається *амплітудою зміщення*.

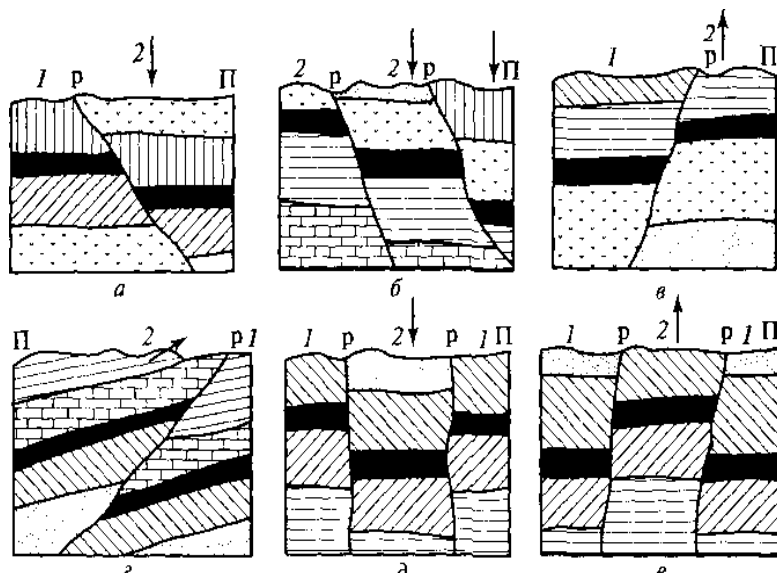


Рис. 26. Розривні дислокації:
 а – скид; б – ступінчастий скид; в – підкид;
 г – насув; д – грабен; е – горст;
 1 – непорушена частина товщі;
 2 – зміщена частина; П – поверхня землі;
 р – площина розриву верств

До розривних тектонічних порушень зі зміщенням належать скиди, підкиди, насуви, здвиги і більш складні порушення скидо-здвиги, східчасті скиди, грабени і горсти (рис. 26).

Скид - розрив з вертикальним або нахиленим зміщувачем в сторону опущеного крила. Скиди утворюються при розтягуванні земної кори.

Підкид - розрив з крутопадаючим (понад 45°) зміщувачем, по якому висяче крило підняте відносно лежачого, а зміщувач нахилений в сторону піднятого крила. Виникає при тектонічному стискуванні.

Насув - розривне порушення з пологим (до 45...60°) нахилом зміщувача, уздовж якого висячий бік піднятий відносно лежачого і насунутий на нього. Як і підкид, насув теж виникає в умовах тектонічного стискування. Горизонтальні, або пологі насиви з переміщенням гірських порід на віддаль у кілька десятків кілометрів називають *шар'яжами*, або тектонічними покривами.

Здвиг (зсув) - розрив з вертикальним або нахиленим зміщувачем, уздовж якого крила зміщені одне відносно іншого. Часто при здвигах відбувається переміщення не тільки в горизонтальному, але й у вертикальному напрямі. Такі розриви називають скидо-здвигами.

Східчасті скиди - система скидів, в якій кожне наступне крило є опущеним по відношенню до попереднього.

Грабен - опущена ділянка земної кори, відділена скидами, рідше підкидами, від суміжних, відносно піднятих ділянок.

Горст - піднята ділянка земної кори, відділена скидами або підкидами від суміжних ділянок. Лінійно витягнуті на сотні або й тисячі кілометрів складні системи грабенів, часто поєднані з горстами, називаються *рифтами*. Ширина рифтів коливається в межах від 5...20 до 200...400 км. Типовими прикладами сучасних великих рифтових систем є Східно-Африканська, Байкальська та ін. Подібні структури виявлено і в океанах. Наприклад, рифти підводних хребтів Атлантичного, Індійського та інших океанів. З рифтовими зонами пов'язані землетруси і вулканічні процеси.

Особливу категорію розривних тектонічних структур утворюють *глибинні розломи*. Вони нерідко розчленовують всю літосферу на окремі блоки. Тривалість розвитку та існування глибинних розломів дуже велика і вимірюється геологічними періодами й ерами.

Вивчення тектонічних деформацій має велике практичне значення, бо з ними пов'язаний ряд корисних копалин (нафта, газ, підземні води та руди металів). Крім цього, вони суттєво впливають на формування рельєфу земної поверхні.

Контрольні запитання і завдання.

1. Що вивчає тектоніка?
2. Які є методи вивчення сучасних рухів земної кори? Наведіть приклади прояву сучасних рухів земної кори та їх швидкостей.
3. Які Ви знаєте методи вивчення неотектонічних рухів?
4. Які є типи тектонічних порушень?
5. Які існують типи складок?
6. Які елементи виділяють у складках? Дайте їх визначення.
7. На які групи поділяють розривні порушення?
8. Які елементи виділяють у розривах зі зміщенням?
9. Які Ви знаєте розривні порушення із зміщенням? Нарисуйте і охарактеризуйте їх.

ГЛАВА 18. ЗЕМЛЕТРУСИ

18.1. Загальні відомості про землетруси

Землетруси - це раптові коливання земної кори. Наука, яка вивчає землетруси, називається *сейсмологією*.

За походженням землетруси бувають нетектонічні і тектонічні.

До *нетектонічних землетрусів* належать обвальні, вулканічні і штучні, спричинені діяльністю людини (наприклад, штучними вибухами). Нетектонічні землетруси охоплюють невеликі площі, трапляються зрідка і мають незначну силу, тому зосередимо увагу лише на тектонічних землетрусах.

Тектонічні землетруси тривають переважно кілька секунд. Це підземні удари певної сили, які супроводжуються поштовхами і коливаннями на земній поверхні. Сильні землетруси є грізними катастрофами, вони руйнують будинки та інші споруди, призводять до загибелі людей. Тому серед грізних сил природи землетруси завжди були найстрашнішими для людини. По-перше тому, що починалися зненацька і відбувалися блискавично, а по-друге - з великою руйнівною силою. За всю історію людства зафіксовано немало дуже сильних землетрусів, які завдавали багато лиха. Лише у ХХ ст. їх було близько тридцяти. Найбільші з них: Мессінський (Італія) в 1908 р., під час якого загинуло близько 100 000 людей, Китайський в 1920 р. – 200 000 жертв, Ашхабадський в 1948 р., який майже повністю зруйнував столицю Туркменістану, Ташкентський в 1966 р., Китайський в 1976 р., Спітакський (Вірменія) в 1988 р. та ін.

Тектонічні землетруси виникають на різних глибинах. Причиною їх виникнення є раптове, стрибкоподібне звільнення великої енергії в надрах Землі, викликане переміщенням мас гірських порід, найчастіше вздовж розломів. Розрядка цих напружень викликає сейсмічні коливання у вигляді хвиль, які, досягнувши земної поверхні, спричиняють руйнування. Місце в земній корі або верхній мантії, де виникає землетрус, називається осередком землетрусу. В центрі осередка - *гіпоцентр*, проекція якого на поверхню Землі називається *епіцентром*.

Під час тектонічних рухів, коли напруження перевищує міцність гірських порід, у гіпоцентрі звільняється велика кількість енергії, яка

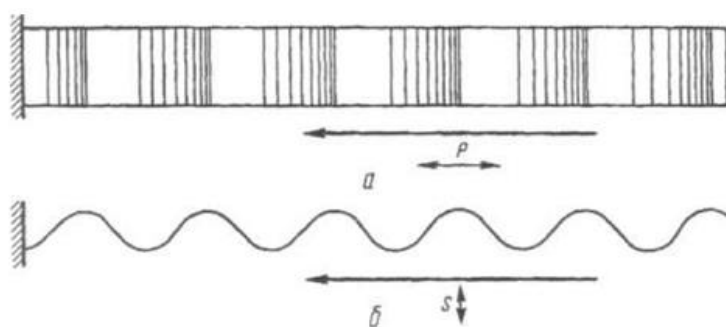


Рис. 27. Типові пружні коливання:
а — поздовжні хвилі P у металевому стержні, що виникають під час удару молотком; **б** — поперечні хвилі S , що виникають при коливанні струни (стрілкою показано напрямок руху хвилі)

переходить з потенціальної форми в кінетичну і викликає сейсмічні коливання, що розходяться від осередку в усі боки. Сейсмічні хвилі є двох типів: поздовжні і поперечні (рис. 27).

Поздовжні хвилі (P) - це процес коливних рухів частинок речовини вздовж

сейсмічного профілю, тобто у напрямку від осередку або до осередку. Вони призводять до поперечного стискання і розрідження речовини. Поздовжні хвилі поширюються в усіх середовищах, але з різною швидкістю: у повітрі - 330 м/с, воді - близько 1500 м/с, гірських породах земної кори - до 5...7 км/с.

Поперечні хвилі (S) - це процес коливних рухів частинок речовини впоперек сейсмічного профілю, тобто перпендикулярно до поширення самої хвилі. Через рідини і газоподібні речовини поперечні хвилі не проходять. У твердих тілах вони поширюються, але з меншою швидкістю, ніж поздовжні. Крім цього, на поверхні Землі виникають поверхневі хвилі. Вони поширюються з невеликою швидкістю, але в епіцентрі можуть завдавати великої шкоди. Поверхневі хвилі нагадують хвилі, які виникають на поверхні води, коли кинути в неї камінь.

У зв'язку з тим, що лінія удару, або сейсмічні промені, в епіцентрі виходять на поверхню Землі під прямим кутом, сила удару в епіцентрі є

найбільшою. З віддаленням від нього вона зменшується. Лінія, яка сполучає точки прояву землетрусу з однаковою силою, називається *ізосейстовою*.

Площа, в межах якої землетрус досяг найбільшої інтенсивності, називається *плейстосейстовою областю* (рис. 28), а площа, яка взагалі зазнає коливань під час землетрусу, - *областю землетрусу*.

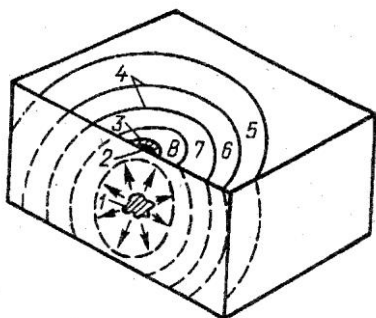


Рис. 28. Осередок та ізосейсти землетрусу:
1 – осередок (гіпоцентр);
2 – епіцентр;
3 – плейстосейстова зона;
4 – ізосейсти; 5-8 – зони бальності

Землетруси вивчають за допомогою приладів, які називаються *сейсмографами*. Основною і найважливішою частиною сейсмографа є маятник. З ним з'єднується перо, яке записує хвилясту криву на стрічці, що рухається за допомогою годинникового механізму. Записана на стрічці крива називається *сейсмограмою*. Вона з великою точністю відображає амплітуду коливань ґрунту і їх частоту в часі. На кожній сейсмічній станції встановлюється переважно по три сейсмографи - один з них реєструє вертикальні коливання, а два інші - горизонтальні, орієнтовані в широтному і меридіональному напрямках. Вивчення всіх трьох сейсмограм дає можливість визначити розташування епіцентра, глибину гіпоцентра, енергію в осередку та інші дані. Сучасні сейсмографи реєструють землетруси, що відбуваються в будь-якій точці земної кулі.

Інтенсивність - це зовнішній ефект землетрусу на поверхні землі. Вона визначається візуально шляхом співставлення між собою ступеня пошкодження підземними поштовхами будівель, за враженням, яке справляє підземний удар на людей, за кількістю жертв, деформаціями ґрунту тощо. Інтенсивність виражається в балах. Для визначення сили землетрусів застосовують різні шкали, але найбільш розповсюдженою є 12-бальна шкала. За нею найслабший землетрус оцінюється в 1 бал, найсильніший - в 12 балів. Для прикладу наводимо скорочений варіант 12-бальної шкали, якою користуються у даний час в Україні:

- 1 бал (непомітний) - реєструється лише приладами;
- 2 бали (дуже слабкий) - відчувається в окремих випадках людьми, які перебувають у повному спокої;
- 3 бали (слабкий) - відчувається небагатьма людьми усередині будинків;
- 4 бали (помірний) - відчувається багатьма людьми, можливі коливання висячих предметів, дрижання вікон, дверей;

5 балів (досить сильний) - відчувається всіма, коливання висячих предметів, скрипіння підлоги, прокидаються ті, хто спить;

6 балів (сильний) - легке пошкодження деяких будинків: тонкі тріщини в штукатурці, тріщини в печах тощо;

7 балів (дуже сильний) - значне пошкодження будинків, падають димарі, виникають тріщини в сирих ґрунтах, на берегах pojawiaються зсуви;

8 балів (руйнівний) - будинки дуже пошкоджуються, більшість димарів падає, виникають тріщини і зсуви на схилах гір;

9 балів (спустошливий) - сильне пошкодження кам'яних будинків; деякі будинки руйнуються повністю, обвали, осипи, зсуви;

10 балів (знищувачий) - руйнування багатьох будинків; тріщини в ґрунті до 1 м завширшки, обвали, зсуви; значне пошкодження гребель, насипів;

11 балів (катастрофа) - повне руйнування кам'яних споруд, численні тріщини на поверхні Землі і вертикальні зміщення по них, великі обвали в горах;

12 балів (сильна катастрофа) - зміна рельєфу у великих масштабах; численні скидові тріщини і зміщення по них, обвали скель, зсуви; поява водоспадів, зміна русел рік.

Як зазначалося вище, кожен землетрус супроводжується звільненням великої кількості пружної енергії, і одне з важливих завдань при вивченні землетрусів полягає в тому, щоби визначити величину цієї енергії як об'єктивного показника сили землетрусу в цифрах. Тому виникла потреба створити шкалу, яка б оцінювала величину землетрусів, що залежить від їх початкової енергії, а не від того, як вони проявляються в кожному пункті спостереження. Таку шкалу називають *шкалою магнітуди*. Магнітуда обчислюється на основі даних сейсмографів за максимальною амплітудою зміщення частинок ґрунту на умовній відстані 100 км від епіцентра. Вона характеризує енергію, яка виділяється при пружних коливаннях, породжених процесом в осередку. Для зручності магнітуда визначається величиною, пропорційною десятковому логарифму енергії цих коливань. Магнітуда дає можливість більш об'єктивно оцінити потужність процесу в осередку землетрусу, ніж бальність.

Осередки землетрусів можуть виникати на різних глибинах - від перших кілометрів до 600...700 км. Однак найбільша кількість їх - в інтервалі до 100...200 км. У Криму більша частина землетрусів відбувається на глибинах 15...30 км. У Карпатах осередки сильних

землетрусів - на глибині близько 150 км, а на Далекому Сході вздовж гряди Курильських островів - до 600 км і більше.

Багаторічними дослідженнями встановлено, що осередки землетрусів розташовуються переважно вздовж зон великих скидів. Внаслідок раптового зміщення мас вздовж тектонічних розривів, крила яких переміщуються у протилежних напрямках, виникають землетруси. Розриви, з якими пов'язані осередки землетрусів, відбуваються переважно на великих глибинах, але в окремих випадках вони можуть виходити на поверхню, утворюючи уступи в рельєфі, які називають *ескарпами*.

Щорічно на земній кулі відбувається понад мільйон землетрусів різного класу. Проте встановити будь-яку періодичність у прояві землетрусів важко. В цілому сейсмічний режим протягом сотень років змінюється слабо. Останнім часом помічено збільшення кількості невеликих землетрусів, пов'язаних з антропогенними факторами (обвалами, штучними вибухами тощо).

Для сильних землетрусів характерні повторні поштовхи (*афтершоки*). Вони свідчать про те, що головний землетрус не зняв усіх напруг, які нагромадилися в зоні осередка, і процес звільнення енергії ще деякий час продовжується.

18.2. Географічне поширення землетрусів

На території земної кулі епіцентри землетрусів розташовані нерівномірно. В одних місцях землетруси відбуваються часто і досягають великої сили; такі області називаються *сейсмічними*.

Області найбільш інтенсивного прояву землетрусів утворюють два сейсмічні пояси - Середземноморський (широтний) і Тихоокеанський (меридіональний). Перший з них простягається від Гібралтару на схід через Піренеї, Апенніни, Балкани, Карпати, Крим, Кавказ, Малу Азію, Копетдаг, Гіндукуш, Гімалаї до островів Індонезії. Другий охоплює гірські споруди, які оточують Тихий океан, а також острівні дуги Тихого океану і Індонезії. Крім названих двох основних поясів, землетруси проявляються в Тянь-Шані, гірських спорудах Прибайкалля, Монголії, Китаю, в областях великих озер у Африці та в інших місцях.

До асейсмічних областей належать просторі рівнини материків, яким відповідають давні платформи (Східно-Європейська, Сибірська,

Канадська, Бразильська, Африканська, Австралійська), внутрішні частини океанських плит та молоді платформи.

У географічному поширенні землетрусів спостерігається певна закономірність - усі вони пов'язані з областями високої сучасної тектонічної активності, інакше кажучи, з молодими гірськими спорудами, в яких проявляються інтенсивні сучасні диференційовані тектонічні рухи. В цих регіонах безперервно нагромаджуються тектонічні напруження, які періодично розряджаються у вигляді землетрусів.

Для того щоб дати уявлення про можливе місце прояву і силу землетрусів, які можуть виникнути на даній території, проводять *сейсмічне районування*. Воно має велике значення, бо показує, де можна закладати велике будівництво і яких заходів треба вжити, щоб запобігти руйнуванню землетрусами.

18.3. Сейсмічне районування і прогнозування землетрусів

Сейсмічне районування проводять на основі даних про силу землетрусів, які були на цій території в минулому, бо вони можуть бути і в майбутньому. Для територій, де сильних землетрусів ще не було, про їхні можливі прояви і силу судять на основі співставлення їх геологічної будови з районами, де землетруси проявлялися. Якщо вона близька до геологічної будови району, в якому вже проявлялися землетруси, то їх слід чекати і там, де їх ще не було. Землетрусів слід чекати також у районах, де відмічаються ознаки інтенсивних тектонічних рухів. Тобто сейсмічне районування проводиться на основі співставлення сейсмічних і геологічних даних. Користуючись картою сейсмічного районування, можна встановити максимальну сейсмічну бальність для даного району і відповідно з цим будівлі слід зводити так, щоб вони не руйнувались при землетрусах. Для цього розроблені спеціальні норми. Насамперед для будівництва вибирають ділянки з стійкими породами, обмежують кількість поверхів у будинках, укріплюють їхні фундаменти. Великі споруди стягують залізобетонними поясами тощо.

Одним з найактуальніших завдань сейсмології є прогнозування землетрусів. Сучасна наука дає змогу більш-менш достовірно передбачати район прояву і силу землетрусів. Однак передбачити момент початку землетрусу поки що не вдається, хоча певні успіхи на шляху до вирішення

цієї проблеми є. Справа в тому, що накопичення напруг у гірських породах відбувається тривалий час, і коли настане момент розриву порід і їх звільнення визначити важко. Однак помічено, що перед землетрусом часто змінюється магнітне поле, акустичні властивості середовища і електричний потенціал атмосфери, гідрохімічні параметри вод, незвично ведуть себе тварини тощо. Нині виділяють такі методи передбачення (прогнозування) землетрусів: геохімічні (перед землетрусом у підземних водах над осередком виникають газово-гідрохімічні аномалії), геофізичні методи (змінюються електричні параметри гірських порід, сила тяжіння, швидкість сейсмічних хвиль), геодинамічні методи (базуються на вивченні тектонічних рухів).

Якщо епіцентр землетрусу - на дні моря або на суходолі, поблизу морського берега, то відбуваються *моретруси*. На поверхні моря моретруси проявляються інакше, ніж землетруси на суходолі. В морі навіть при дуже сильних ударах не спостерігається великого хвилювання. Лише окремі сильні моретруси, які супроводяться швидкими опусканнями значних ділянок морського дна по розривах, викликають великі хвилі - цунамі. Переважно цунамі - це серія хвиль (5...7), які йдуть одна за одною. Висота хвиль досягає 20 м. Вони викликають катастрофи не менш пагубні, ніж землетруси. У відкритому океані цунамі майже не відчутні для суден, бо вони мають велику довжину (від гребеня до гребеня - до 300 м) і невелику висоту. З наближенням до берега висота цунамі швидко зростає (до 5...10 м, рідше до 20...30 м), швидкість зменшується до 30 км/год. Іноді хвилі можуть проникати вглиб суходолу до 10...15 км, руйнуючи все на своєму шляху. Найчастіше цунамі спостерігаються на узбережжі Тихого океану. Недавно, після моретрусу в Індійському океані цунамі спричинило значні руйнування з численними людськими жертвами на узбережжях Таїланду, о. Суматра, Шрі-Ланки та ін.

17.4. Умови будівництва в сейсмічноактивних регіонах

При будівельних роботах в районах землетрусів слід пам'ятати, що бали сейсмічних карт характеризують лише деякі усереднені ґрунтові умови району й тому не відображають конкретних геологічних особливостей тої чи іншої будівельної площадки. Ці бали повинні уточнюватись на основі конкретного вивчення геології й гідрогеології площадок. В загальному вигляді це досягається збільшенням вихідних

балів, отриманих за сейсмічною картою, на одиницю для ділянок, складених пухкими породами, особливо зволженими, та їх зменшенням на одиницю для ділянок, складених міцними скельними породами. Породи II категорії за сейсмічними властивостями свою вихідну бальність зберігають без змін (табл. 7).

Таблиця 7

Коригування балів сейсмічних районів на основі інженерно-геологічних та гідрогеологічних даних

Категорії порід за сейсмічними властивостями	Породи	Бальність районів за сейсмічною картою		
		7	8	9
		Уточнена величина балів		
I	Скельні (граніти, гнейси, вапняки, пісковики та ін.) і напівскельні (мергель, глинисті пісковики, туфи, гіпси та ін.) породи; грубоуламкові особливо щільні породи при глибині залягання рівня ґрунтових вод (h) більше 15 м	6	7	8
II	Глини і суглинки в твердому стані, піски і супіски при $h \leq 8$ м; грубоуламкові породи при $8 \leq h \leq 10$ м	7	8	9
III	Глини і суглинки в пластичному стані, піски і супіски при $h \leq 4$ м; грубоуламкові породи при $h \leq 3$ м	8	9	10

Все сказане вище щодо коригування балів ділянок справедливе головним чином для рівнинних чи горбистих територій. Для гірських районів необхідно ще приймати до уваги ще й інші чинники. Небезпечними для будівництва є ділянки з сильно розчленованим рельєфом, берегі рік, схили ярів і ущелин, зсувні й карстові ділянки. Вкрай небезпечні ділянки, розташовані поблизу тектонічних розривів. Утруднене будівництво при високому заляганні рівня ґрунтових вод (1-3 м). Слід враховувати, що найбільші руйнування під час землетрусів відбуваються на заболочених розріджених глинистих породах, на обводнених пілуватих породах, а також на лесових неуцільнених ґрунтах, які при сейсмічному струсі енергійно доуцільнюються, руйнуючи побудовані на них будівлі й споруди.

На територіях, де сила землетрусів не перевищує 7 балів, основи будівель і споруд проектується без врахування сейсмічності. В сейсмічних районах, тобто в районах з розрахунковою сейсмічністю 7-9 балів,

проектування основ ведеться відповідно із затвердженими нормативами.

В сейсмічних районах не рекомендується прокладати водопроводи, магістральні лінії і каналізаційні колектори в водонасичених ґрунтах (крім скельних, напівскельних і грубоуламкових), в насипних ґрунтах незалежно від їх вологості, а також на ділянках з тектонічними порушеннями. Якщо основним джерелом водопостачання є підземні води тріщинуватих і карстових порід, то іншим джерелом приймаються поверхневі водойми.

Для надання будівлям і спорудам необхідної сейсмостійкості застосовуються різні архітектурні і конструктивні заходи. Вони забезпечують спорудам просторову зв'язаність, жорсткість і стійкість. Для цього використовуються жорсткі каркаси, рами, контрфорси, обв'язки, обшивки, а також спеціальні антисейсмічні пояси. Обмежуються габарити споруд (із збільшенням розмірів збільшується небезпека перекосів і розтягуючих напружень) та їх поверховість. Якщо будівля перевищує допустимі розміри, то вона розділяється антисейсмічними швами на окремі відсіки простої форми. Фундаменти споруд підсилюються армуванням. Як антисейсмічний захід, використовується штучне закріплення ґрунтів в основах.

Застосування таких заходів вимагає значних додаткових економічних витрат. Тому вибір заходів робиться залежно від призначення будівлі та її довговічності. Монументальні будівлі, особливо капітальні, споруди громадського призначення є спорудами найвищої категорії складності, тому їх бальність підвищується на одиницю. Інші споруди віднесені до середніх категорій, а тимчасові споруди і полегшені господарські споруди – до найнижчої категорії. Всі споруди останньої категорії, незалежно від бальності району будівництва, мають розрахункову сейсмічність 6 балів і тому застосування антисейсмічних заходів не потребують.

Контрольні запитання і завдання.

1. Чим викликаються землетруси?
2. Охарактеризуйте нетектонічні й тектонічні землетруси.
3. Поясніть механізм утворення землетрусів.
4. Поясніть терміни «гіпоцентр» і «епіцентр» землетрусу.
5. Яким чином оцінюється сила землетрусів? Що таке магнітуда?
6. Як здійснюється сейсмічне районування територій?
7. Назвіть інженерні заходи, що застосовуються для підвищення сейсмостійкості споруд.

ЧАСТИНА II. ОСНОВИ ГІДРОГЕОЛОГІЇ

ГЛАВА 19. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ГІДРОГЕОЛОГІЮ

Гідрогеологія – наука про походження, формування, поширення і рух підземних вод. Основним практичним завданням цієї науки є вивчення гідрогеологічних умов для прогнозів їх зміни й управління ними при інженерній діяльності людини, тобто при водопостачанні, зрошенні, будівництві різноманітних інженерних споруд, розвідці й експлуатації родовищ підземних вод, корисних копалин й вирішенні інших господарських проблем.

Об'єктом вивчення у всіх випадках є підземні води, які розглядаються або як своєрідний мінерал, як корисна копалина, або як шкідливий чинник, що ускладнює вирішення певних практичних завдань.

19.1. Колообіг води в природі

Вода – одна з найбільш поширених у природі речовин. Вона зустрічається в пароподібному, рідкому й твердому станах у всіх основних сферах Землі – атмосфері, гідросфері, літосфері, біосфері.

Загальний обсяг води у Світовому океані рівний 1338 млн. км³; кількість наземних вод (з льодом) 24,5 млн. км³; в атмосфері міститься біля 0,014 млн. км³ води, а в гірських породах земної кори – приблизно 400 млн. км³, причому на частку зв'язаної води очевидно припадає основна її частина. Таким чином, всього на нашій планеті є приблизно 1,8 млрд. км³ води. При цьому частка прісних вод не перевищує 2% (35 млн. км³).

Води атмосфери, гідросфери і літосфери знаходяться у безперервній взаємодії й переміщенні. Випаровуючись з поверхні океанів, морів, озер, рік та інших водойм, а також з поверхні суходолу, вода в пароподібному стані переходить в атмосферу, звідки за сприятливих умов знов випадає на поверхню Землі у вигляді дощу, снігу, граду й інших осадків, складаючи ланки загального колообігу води на Землі – одного з найграндіозніших процесів, що визначає формування поверхні планети, обмін речовини й енергії (рис. 28). Осадки, які випадають на поверхню планети, частково стікають через ріки в моря й океани (поверхневий стік), частково

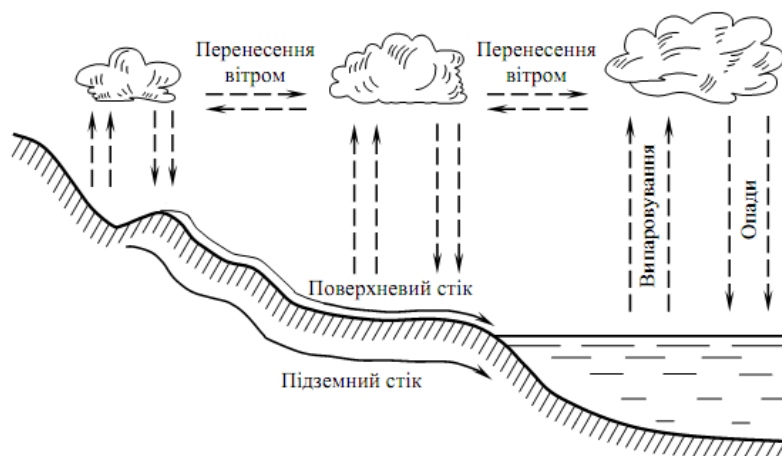


Рис. 28. Колообіг води в природі

просочуються через ґрунт, забезпечуючи живлення вологою рослин і поповнення підземних вод, частково випаровуються у атмосферу. Підземні води, у свою чергу, переміщуючись по пластах

тріщинуватих і пористих гірських порід, поступають у поверхневі водостоки й водойми, забезпечуючи їх підземне живлення й таким чином вступають у загальний колообіг води в природі, що починається з випаровування поверхневих вод.

В колообігу постійно відтворюються водні ресурси в атмосфері, на поверхні, в біосфері та у верхній частині літосфери.

Якщо переміщення вологи в атмосфері й на поверхні Землі здійснюється доволі швидко, то з глибиною водообмін суттєво сповільнюється, однак і глибинні підземні води беруть участь в загальному колообігу води.

Процеси переходу води з одної сфери Землі в іншу складаються з випаровування V , осадків O , поверхневого $Q_{\text{п}}$ і підземного Q стоків. Розрізняють великий, малий і внутрішньоматериковий, чи місцевий, колообіги. При великому колообігу частина води, що випарувалась з поверхні океанів і морів, вітром переноситься на суходіл і випадає там у вигляді осадків, які потім витрачаються на поверхневий і підземний стоки, а також на випаровування. При малому колообігу вода, що випарувалась з поверхні океанів і морів, випадає там же. При внутрішньоконтинентальному колообігу вода, що випарувалась з поверхні материків знову випадає на материк.

Для практичної діяльності людини особливе значення має внутрішньоматериковий колообіг води. Здійснюється великий комплекс міроприємств, спрямований на його регулювання: перерозподіл і регулювання поверхневого стоку, будівництво каналів і водосховищ, зрошення і осушення земель, штучне поповнення й регулювання запасів

підземних вод, переведення частини поверхневого стоку в підземний, лісонасадження, дренаж, штучне ініціювання атмосферних осадків тощо.

Визначальний вплив на перехід води з одного стану в інший і її переміщення з однієї сфери Землі в іншу, тобто на розвиток процесів колообігу води у природі, мають кліматичні чинники. У формуванні окремих ланок коло обігу суттєву роль відіграють геоморфологічні, геолого-літологічні, фізико-географічні та інші чинники, які в значній мірі визначають поверхневий стік, інфільтрацію атмосферних осадків, випаровування, транспірацію (випаровування вологи рослинами), підземний стік та ін. Тому при гідрогеологічному вивченні любого району дуже важливо враховувати ці чинники.

Під *водним балансом* розуміють кількісний вираз колообігу чи окремих його ланок. Вивчення й оцінка водного балансу і визначаючих його чинників забезпечують наукову основу для його регулювання у бажаному для людини напрямку. Водний баланс можна вивчати й складати для районів, регіонів, окремих країн і Землі загалом. Рівняння водного балансу в загальному вигляді має вигляд: $O = Q_{п} + Q + V + T$, де T – транспірація, O – осадки.

19.2. Види води в гірських породах

Існують різні класифікації видів води в гірських породах. В гідрогеології та інженерній геології прийнята класифікація, яка була запропонована А. Лебедевим в 1936 р., а потім уточнена відповідно до нових уявлень про природу води, будову її молекул і характер фізико-хімічної взаємодії води з мінеральними частинками порід: 1) пароподібна вода; 2) фізично зв'язана вода: а) міцнозв'язана або адсорбційна (гігроскопічна), б) слабозв'язана чи плівкова; 3) вільна вода: а) капілярна, б) гравітаційна; 4) вода у твердому стані; 5) хімічно зв'язана вода: а) кристалізаційна, б) конституційна; 6) вода в надкритичному стані.

Пароподібна вода заповнює разом з повітрям всі не зайняті водою пори й тріщини в гірських породах. Кількість пари води в гірських породах звичайно не перевищує декількох тисячних часток відсотка від маси породи. При певних умовах пара води може конденсуватись і переходити в рідкий стан.

Гігроскопічна вода утворюється на поверхні частинок гірських порід шляхом конденсації й адсорбції пароподібної ґрунтової води. Ця вода міцно утримується на поверхні частинок молекулярними і електричними силами й може бути видалена тільки при температурі 105-110 °С. Переміщення гігроскопічної води можливе лише при її попередньому переході в пароподібний стан. Залежно від кількості утримуваної на частинках гірських порід гігроскопічної води розрізняють гігроскопічність неповну і максимальну. Наявність гігроскопічної води в породі непомітна візуально, разом з тим максимальна гігроскопічність тонкозернистих і глинистих порід може досягати 18%, у більш крупнозернистих вона падає до 1% від маси сухої речовини.

Плівкова вода утворюється на частинках гірських порід при вологості, що перевищує максимальну гігроскопічність. Поверхня частинки ніби обволікається плівкою води товщиною у декілька молекулярних шарів, які покривають гігроскопічну вологу. Плівкова вода утримується на частинках порід силами молекулярного зчиплення. Вологість порід, що відповідає максимальній товщині плівки, відповідає максимальній молекулярній вологоємності. Наявність плівкової води в породах помітна візуально, тому що породи дістають при цьому більш темне забарвлення. Плівкова вода здатна переміщуватись як рідина від більш товстих плівок до тонших. Вона не підпорядковується дії сили тяжіння і не передає гідростатичного тиску, володіє пониженою здатністю до розчинення солей і малою рухливістю.

Максимальний вміст плівкової води (максимальна молекулярна вологоємність W_{\max}) складає для пісків 1-7%, для супісків 9-13%, для суглинків 15-23% і для глин 25-45%.

Гравітаційна вода – вода вільна, яка не піддається дії сил притягання до поверхні частинок гірських порід. Вона підпорядковується дії сили тяжіння і здатна передавати гідростатичний тиск. Вільна гравітаційна вода переміщується через пористий простір і тріщини в гірських породах – як в ненасичених водою (в зоні аерації), так і в зоні насичення. В зоні аерації гравітаційна вода утворюється шляхом проникнення атмосферних осадків і поверхневих вод, а також шляхом переходу в крапельно-рідкий стан інших видів води (пароподібної, плівкової, капілярної, твердої). В зоні насичення гравітаційна вода утворює водоносні горизонти, що характеризуються певними гідродинамічними особливостями.

Капілярна вода заповнює капілярні пори і тонкі тріщини в гірських породах і утримується силами поверхневого натягу. Залежно від розміщення і зв'язку з гравітаційною водою зони насичення виділяють три її види: підвішені води, стикові і капілярні кайми.

Хімічно зв'язана вода приймає участь в будові кристалічної ґратки мінералів. Вона буває цеолітною, кристалізаційною і конституційною. Цеолітна вода входить у вигляді молекул до складу мінералів і може бути видалена при незначному нагріванні без їх руйнування. Прикладом мінерала з цеолітною водою є опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Кристалізаційна і конституційна вода входить до складу кристалічної решітки мінералів (наприклад, гіпсу $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) у строго певній кількості і може бути видалена з них при високих температурах (понад 300 °С) з частковим чи повним руйнуванням мінеральної речовини.

Вода у твердому стані - у вигляді кристалів, прошарків і лінз льоду – широко поширена в зоні багатолітньої мерзлоти.

Наявність в гірських породах тих чи інших видів води багато в чому визначає як основні водні властивості гірських порід (вологість, вологоємність, водопроникність і водовіддачу), так і умови руху підземних вод. Відповідно до цього нижче розглянуті умови і особливості руху води в ненасичених водою гірських породах (зона аерації) і насичених водою породах (зона насичення, чи фільтрації).

Вивчення видів й закономірностей переміщення вологи в *зоні аерації* має велике значення для вирішення багатьох гідрогеологічних задач (оцінки умов атмосферного живлення підземних вод, можливості їх штучного поповнення і охорони від забруднення, прогнозу режиму ґрунтових вод і процесів засолення ґрунтів при зрошенні та ін.).

В зоні аерації можуть бути наявними всі перераховані вище види води. Однак при вивченні процесів вологопереносу суттєве значення мають лише процеси руху пароподібної, плівкової, капілярної та гравітаційної води.

Рух пароподібної води здійснюється від ділянок з більшою вологістю до ділянок з меншою вологістю, а при вологості порід, що перевищує їх максимальну гігроскопічність, - від більш нагрітих порід до менш нагрітих: літом – зверху вниз, зимою – знизу вверху. При зміні вологості атмосфери і порід зони аерації спостерігається взаємний перехід пари води

з одної сфери в іншу, а при зниженні температури – конденсація пари води і перехід її в крапельно-рідкий стан.

Рух плівкової води відбувається під дією молекулярних сил від частинок з більшою товщиною плівки до частинок з меншою її товщиною.

Рух капілярної води викликається дією капілярних (меніскових) сил як при просочуванні поверхневих вод і осадків через породи зони аерації, так і при підніманні підземних вод над їх рівнем по тонких порах і тріщинках (капілярах). Здатність капілярних вод до пересування характеризується висотою їх капілярного підняття H_k , яка тим більша, чим менші розміри капілярів. Якщо в піщаних породах H_k не перевищує декількох десятків сантиметрів, то в суглинистих і глинистих породах вона складає, як правило, 1,5-3 м і більше. Капілярна вода, яка підіймається від рівня підземних вод, може агресивно впливати на фундаменти будівель, бетон і метали інженерних споруд. Вона може також випаровуватись через зону аерації, спричиняючи вторинне засолення ґрунтів і підземних вод. Тому вивчення і врахування руху капілярної води мають важливе значення при гідрогеологічних дослідженнях.

Рух гравітаційної води в зоні аерації спостерігається при просочуванні атмосферних осадків, а також зрошувальних і поверхневих вод через породи зони аерації. Цей процес носить назву *інфільтрації*. Залежно від ступеня зволоженості порід зони аерації розрізняють два види інфільтрації: вільне просочування і нормальну інфільтрацію. При вільному просочуванні гравітаційна вода проникає через породи зони аерації у вигляді окремих струминок і крапель, що рухаються під дією сили тяжіння і капілярних сил, і витрачаються на зволоження і змочування порід зони аерації. При нормальній інфільтрації вода рухається через зону аерації суцільним потоком крізь вже зволожені породи під дією гідростатичного тиску і капілярних сил. Наприклад, при інтенсивних зливах чи при затопленні вільне просочування досить швидко змінюється нормальною інфільтрацією.

Гравітаційна вода, яка проникає через породи зони аерації, витрачається на їх змочування і зволоження, а також на поповнення запасів підземних вод, що насичують залягаючі нижче пористі й тріщинуваті породи. Повністю насичені водою гірські породи складають *зону насичення*, чи фільтрації.

В зоні фільтрації наявні всі розглянуті вище види води. Плівкова і капілярна вода обволікає частинки гірської породи, заповнює капілярні пори й утворює меніски на стиках мінеральних частинок. Через решту пористого простору й тріщини рухається вільна гравітаційна вода, яка підпорядковується дії сили тяжіння й тече завдяки різниці гідростатичних напорів. Такий рух гравітаційної води в пористому середовищі – основна форма руху підземних вод, що називається фільтрацією; вона є основним об'єктом вивчення в гідрогеології.

В суглинистих і глинистих породах, розміри пор яких дуже незначні, фільтрація підземних вод утруднена чи неможлива, так як такі пори звичайно заповнені плівковою і капілярною водою, яка перешкоджає руху вільної води. Для подолання цієї перешкоди й виникнення фільтрації необхідні великі гідростатичні напори. Таким чином, і кількість вільної води в гірських породах, і можливість її руху залежать від розміру і об'єму тріщин і пор гірських порід, тобто від їх тріщинуватості й пористості. Розміри тріщин і пор визначають водопроникність гірських порід, тобто їх здатність фільтрувати вільну воду. Розрізняють водопроникні і водонепроникні (водотривкі) гірські породи. До *водопроникних* відносяться зернисті і уламкові гірські породи (гравій, галечник, конгломерат, щебінь, пісок та ін.), а також тріщинуваті скельні породи. *Водотривкі* породи – це глини, мули, сіль, мергелі, монолітні скельні породи. Інколи виділяють *напівпроникні* породи (глинисті піски, суглинки, супіски, леси, торфи та ін.).

Наявність в розрізі відкладів водопроникних і водотривких порід створює умови для нагромадження в окремих пластах гравітаційної води й утворення горизонтів підземних вод – водоносних горизонтів. Під *водоносним горизонтом* розуміють насичені гравітаційною водою водопроникні відклади, що характеризуються подібними умовами їх залягання й поширення. Водоносні горизонти звичайно називають за віком порід, які їх вміщують, наприклад, водоносний горизонт древньоалювіальних відкладів, сеноманський водоносний горизонт та ін.

Водоносні горизонти можуть бути приурочені до малозмінних за потужністю і літологією пластів уламкових, зернистих, тріщинуватих чи інших водопроникних порід. Знизу вони підстелюються водонепроникними чи відносно водонепроникними породами, які утворюють *водотрив* (водотривку підшву). Зверху водоносні відклади

можуть мати чи не мати перекриваючий їх водотрив (водотривку покрівлю), що визначає умови залягання водоносного горизонту, а також його живлення і взаємозв'язки з атмосферою. Потужність насичених водою водопроникних порід представляє собою потужність водоносного горизонту, а потужність підстильних водонепроникних порід – потужність водотриву.

На рис. 29 схематично зображені зони аерації та фільтрації. Зона фільтрації представлена водоносним горизонтом піщаних відкладів,

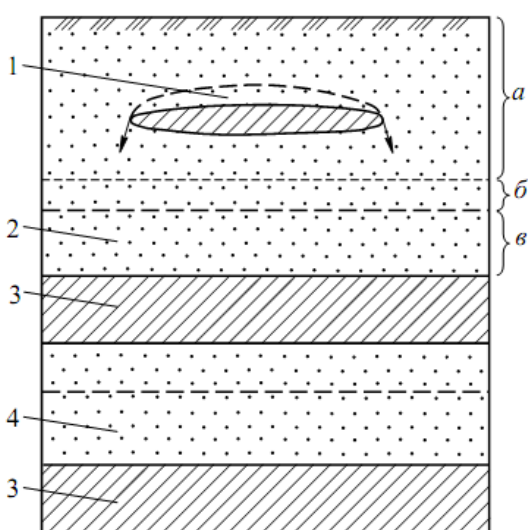


Рис. 29. Схема залягання безнапірних підземних вод (за М. Зоценком та ін., 2003): а – зона аерації; б – зона капілярної води; в – зона насичення; – верховодка; 2 – ґрунтова вода; 3 – водотривкий шар; 4 – міжпластова вода

підстелених глинистим водотривом. Відсутність водотривкої покрівлі забезпечує живлення водоносного горизонту за рахунок інфільтрації атмосферних осадків через зону аерації. Капілярні води, які піднімаються від водоносного горизонту вище його рівня, утворюють зону капілярної кайми. Такі умови властиві звичайно горизонтам ґрунтових вод, що не мають перекриваючого їх водотриву і характеризуються безпосереднім зв'язком з атмосферою. Ґрунтові води мають вільний рівень, на поверхні якого тиск дорівнює атмосферному.

За наявності перекриваючого водотриву водопроникні породи пласта можуть виявитися повністю насиченими водою, яка буде володіти надлишковим гідростатичним напором (тиск води всередині пласта більше атмосферного). При розкритті такого водоносного горизонту вода під дією напору піднімається вище водотривкої покрівлі пласта; рівень, на якому вона встановлюється, називається *п'єзометричним*. Такі води, що володіють надлишковим над покрівлею горизонту напором, називаються *напірними*. Потужність напірних вод визначається потужністю обмежених двома водотривами водоносних відкладів, в той час як в ґрунтових водах вона представляє собою потужність водонасичених відкладів, що вимірюється від вільного рівня ґрунтових вод до водотриву.

19.3. Властивості гірських порід по відношенню до води

При вирішенні багатьох практичних завдань гідрогеології та інженерної геології виникає необхідність у вивченні й визначенні властивостей гірських порід по відношенню до води. При цьому розглядаються головним чином водні і деякі фізико-механічні властивості порід. Основними з них є гранулометричний склад, пористість, вологість, вологоємність, водовіддача і водопроникність.

Гранулометричний склад показує процентний вміст (за масою) частинок різного розміру, які складають дану пухку породу. Для визначення гранулометричного складу проводять механічний (гранулометричний) аналіз: уламкову породу розділяють на групи частинок більш-менш однакового розміру (фракції) і визначають процентний вміст (за масою) окремих фракцій. Звичайно визначають вміст грубоуламкових часток розміром понад 2 мм (залежно від їх розмірів виділяють валуни, гальку, гравій), піщаних (0,05...2 мм), пилюватих (0,005...0,05 мм) і глинистих (менше 0,005 мм). Залежно від процентного співвідношення різних фракцій встановлюють класифікаційну назву породи (глина, суглинок, супісок, пісок, гравій тощо).

Гранулометричний склад породи визначає багато її властивостей: пористість, водопроникність, стиск, пластичність, усадку, набухання та ін.

Пористість кількісно характеризує об'єм пустот (пор, тріщин, пустот тощо) в об'ємі гірської породи. Вона виражається двома показниками: коефіцієнтом пористості n і коефіцієнтом приведеної пористості ε . Коефіцієнт пористості n представляє відношення об'єму пустот V_n до об'єму всієї породи V , а коефіцієнт приведеної пористості ε – відношення об'єму пустот V_n до об'єму скелета породи V_c , тобто $n = V_n/V$ і $\varepsilon = V_n/V_c$.

Як видно з цих формул, коефіцієнти пористості і приведеної пористості – величини безрозмірні (вимірюються у частках одиниці або в %). Коефіцієнт пористості завжди менше одиниці, а коефіцієнт приведеної пористості може її перевищувати. Зокрема, у деяких глинистих порід з високою пористістю коефіцієнт приведеної пористості може бути набагато вище одиниці.

Показники пористості, які визначаються лабораторним шляхом, є важливими характеристиками гірських порід, тому що від пористості залежать водопроникність, водовіддача, щільність, вологоємність та ін.

властивості порід. Багато з цих властивостей залежать також від розмірів пор, тріщин і пустот. Наприклад, фільтрація підземних вод можлива лише при наявності зверхкапілярних пор і тріщин (розміром понад 0,5 мм). Капілярні (0,5...0,002 мм) і субкапілярні (менше 0,002 мм) пори заповнені капілярною і фізично зв'язаною водою (плівчастою і гігроскопічною), що робить їх практично водонепроникними. Зокрема, глинисті породи, пористість яких може досягати 60%, водонепроникні. Тому в гідрогеології виділяють ще ефективну (активну) пористість, яка характеризує об'єм пор, по яких можлива фільтрація підземних вод. Природно, що активна пористість завжди менша загальної пористості, яка визначається коефіцієнтом пористості n .

Вологість порід в природніх умовах характеризується кількістю води, що міститься в їх порах і тріщинах у даний момент. Вологість порід змінюється у часі й просторі. Вона визначається відношенням кількості води (маси чи об'єму) до маси чи об'єму породи, яка її містить (вимірюється у %). Вологість є важливою характеристикою порід, яка визначає їх міцність і поведінку під дією інженерних споруд. Використовується вона і при водно-балансових розрахунках. Визначається в лабораторії методом висушування і в польових умовах геофізичними методами.

Вологоємність – здатність порід вміщувати й утримувати в своїх пустотах певну кількість води при можливості її вільного витікання. Визначається також лабораторним методом, виражається у % і використовується при гідрогеологічних розрахунках для визначення інших параметрів (пористості, водовіддачі та ін.). Розрізняють такі види вологоємності: *повну* – максимальна кількість води, яка утримується породою при повному насиченні всіх пор водою; *капілярну* – максимальна кількість води, яка утримується в капілярних порах; *плівчасту* чи *максимальну молекулярну* – максимальна кількість фізично зв'язаної води, яка утримується частинками породи; *гігроскопічну* – відповідає кількості міцно зв'язаної (адсорбованої) води. За ступенем вологоємності породи поділяються на такі види: дуже вологоємні (торф, мул, глина, суглинки), слабо вологоємні (крейда, мергель, лесові породи, супіски, дрібнозернисті піски) і невологоємні породи (скельні породи, галечники, гравій, грубозернисті піски).

Водовіддача – це здатність водонасичених порід віддавати гравітаційну воду при можливості її вільного стікання. Чисельно водовіддача характеризується коефіцієнтом водовіддачі μ , який представляє відношення об'єму води, що вільно віддається, до об'єму всієї породи (величина безрозмірна). Водовіддача залежить від розмірів і структури пор і тріщин. Найкращою водовіддачею володіють породи з великими порами і пустотами (гравій, галечник, пісок), у яких коефіцієнт водовіддачі близький за величиною до коефіцієнта пористості чи повної вологоємності і міняється у межах 0,15...0,4. Більш дрібнозернисті піщані і суглинисті породи мають незначну водовіддачу (0,15...0,005), яка визначається за різницею між повною і максимальною молекулярною вологоємністю.

Водовіддача є важливим гідрогеологічним параметром, який широко використовується при вирішенні завдань водопостачання, осушення та ін. Визначається вона лабораторними й польовими методами.

Водопроникність - це здатність гірських порід пропускати через себе (фільтрувати) воду. Водопроникність залежить від гранулометричного складу порід, розмірів пустот і тріщин, властивостей рідини, що фільтрується та ін. Кількісно вона характеризується коефіцієнтом фільтрації k , який є одним з основних гідрогеологічних параметрів.

Коефіцієнт фільтрації представляє собою швидкість фільтрації при напірному градієнті, рівному одиниці. Розмірність його м/добу, м/год, см/с. Визначається коефіцієнт лабораторними методами, а також за формулою з використанням даних про гранулометричний склад, пористість та ін.

Вище вже відзначалось, що чим більше зернистість і крупніші уламки частинок, що складають породу, тим більша її водопроникність. Для орієнтовного визначення коефіцієнта фільтрації зернистих порід часто використовують формули, в яких враховується залежність водопроникності від гранулометричного складу, пористості та ін., наприклад, за формулою Хазена, згідно з якою $k = cd_e^2$, де c – емпіричний коефіцієнт, який залежить від ступеня однорідності й пористості порід й міняється від 400 до 1200, а d_e – діючий діаметр частинок в мм, який відповідає діаметру, менше якого в породі міститься 10% (за масою) частинок. Величину емпіричного коефіцієнта можна визначати залежно від коефіцієнта пористості n за формулою: $c = 400 + 40(n - 26)$, де n приймається у %.

Середні значення коефіцієнта фільтрації (у м/добу) для пухких порід складають: глини – менше 0,001; суглинки – 0,01...0,1; супіски – 0,1...0,5; леси – 0,25...0,5; пісок дрібнозернистий – 1...5; пісок грубозернистий – 20...50; гравій – 20...150; скельні тріщинуваті породи – до 50; сильно тріщинуваті й закарстовані породи – 50...150 і більше.

Контрольні запитання і завдання

1. Що вивчає гідрогеологія?
2. Що таке великий і малий колообіги?
3. Як Ви розумієте водний баланс?
4. Які Ви знаєте види води в гірських породах?
5. Що таке напірні й безнапірні води?
6. Які Ви знаєте властивості гірських порід по відношенню до води?

ГЛАВА 20. ПОХОДЖЕННЯ Й ВЛАСТИВОСТІ ПІДЗЕМНИХ ВОД

20.1. Походження й класифікація підземних вод

За походженням підземні води поділяють на: 1) інфільтраційні, 2) конденсаційні, 3) седиментогенні, 4) магматогенні, або ювенільні, 5) метаморфогенні.

Інфільтраційні підземні води утворюються за рахунок просочування (інфільтрації) углиб Землі дощових і талих атмосферних опадів, а також вод річок, озер, водосховищ і каналів. Цей спосіб утворення підземних вод має найбільше значення.

Конденсаційні підземні води утворюються внаслідок конденсації водяної пари, яка з повітрям проникає в пори і тріщини гірських порід і там охолоджується. Цей спосіб має найбільше значення для засушливих районів з малою кількістю опадів.

Седиментогенні підземні води - це поховані води колишніх морських басейнів, їх ще називають реліктовими, або залишковими.

Магматогенні підземні води - це води, що утворюються внаслідок конденсації водяної пари, яка виділяється з магми. Їх ще називають ювенільними (юними), бо вони на час утворення не брали участі в колообігу води в природі. Кількість магматогенних вод незначна. На поверхню вони виходять у змішаному вигляді, бо в процесі підймання стикаються з інфільтраційними та конденсаційними водами.

Метаморфогенні підземні води - утворюються внаслідок дегідратації (обезводнення) мінералів, які містять кристалізаційну воду, під впливом високого тиску і температури, що має місце в процесі метаморфізму. В загальному балансі підземних вод їх роль теж незначна.

За умовами залягання і гідродинамічним режимом підземні води поділяють на верховодку, ґрунтові води і міжпластові води. Останні, в свою чергу, поділяють на безнапірні і напірні, або артезіанські води.

До *верховодки* належать підземні води, які залягають на незначній глибині і мають обмежене розповсюдження за площею. Верховодка нагромаджується на поверхні невеликих лінзоподібних тіл водотривких гірських порід, переважно глин. Потужність порід, насичених верховодкою, незначна, найчастіше вона становить 0,5 м, рідше досягає 2...3 м. Найбільшої величини вона досягає весною в період танення снігу і восени, коли випадає значна кількість опадів. Коли ж випадає мала кількість опадів, верховодка інколи зникає зовсім до наступних дощів.

Ґрунтові води – це води першого від поверхні постійного водоносного горизонту, який залягає на суцільному водотривкому шарі. Вони можуть нагромаджуватися як у пухких пористих антропогенових відкладах, так і в більш давніх корінних доантропогенових породах. Особливістю їхнього залягання є те, що водоносний горизонт має водотривкий шар лише знизу; зверху водотривкого шару немає і тому область їх живлення збігається з областю поширення водонепроникних шарів.

У ґрунтових водах розрізняють верхню поверхню або рівень ґрунтових вод, який називають *дзеркалом*, і водотривке ложе, складене водонепроникною породою. Ґрунтові води є безнапірними, з вільною поверхнею. Якщо їх розкрити колодязем або свердловиною, то вода в них буде на такому рівні, який вона займає у водоносному горизонті, тобто не буде підійматись ввєрх. Дзеркало ґрунтових вод рідко буває горизонтальним. Переважно воно повторює в дещо згладженому вигляді рельєф поверхні і має чітко виражений нахил у напрямку знижених місць (ярів, річкових долин, озер, морів), де відбувається розвантаження (дренаж) ґрунтових вод. Виходи на поверхню підземних вод називаються *джерелами*. Вони виникають переважно на схилах гір, у долинах річок, ярах, балках, які врізаються у водоносні горизонти.

Ґрунтові води переміщуються по порах і вузьких тріщинах у вигляді окремих тонких струминок, паралельних одна одній. Такий рух

називається *ламінарним*. Швидкість руху води в пісках від 0,5 до 1...5 м/добу, у грубозернистих гравійних пісках до 15...20 м/добу, а у галечниках і дуже тріщинуватих вапняках може досягати 100 м/добу і більше.

Режим ґрунтових вод - їхній рівень, кількість і якість змінюються в часі і тісно пов'язані з кількістю атмосферних опадів. Часто коливання рівня мають чітко виражений сезонний характер і протягом року досягають кількох метрів - при великій кількості атмосферних опадів (включаючи і сніговий покрив), рівень ґрунтових вод підвищується, а при малій - знижується, що добре спостерігається в сільських колодязях. Разом з коливанням рівня ґрунтових вод змінюється і дебіт (витрати) джерел, а іноді і хімічний склад. Вивчення режиму ґрунтових вод має велике практичне значення для питного і промислового водопостачання, меліорації земель, будівництва гідростанцій та інших промислових споруд.

Міжпластові води – це води, які залягають між двома водонепроникними шарами, тобто на відміну від ґрунтових вод вони завжди мають над собою водотривку покрівлю. Завдяки цьому, поверхневі води не можуть просочуватися до міжпластових вод на всій площі їх поширення. На одній ділянці може бути один або й кілька водоносних горизонтів, розділених між собою водотривкими шарами.

Міжпластові води можуть бути безнапірними і напірними (рис. 29). *Безнапірні води* характерні переважно для ділянок земної кори з горизонтальним або слабо нахиленим заляганням верств гірських порід. У зв'язку з тим що води не повністю заповнюють водоносний шар, вони не перебувають під високим тиском і переміщуються до областей розвантаження так само, як ґрунтові води. Переважно вони зустрічаються на межиріччях в умовах глибоко розчленованого рельєфу і виходять у вигляді джерел на схилах річкових долин, ярів і балок.

Напірні міжпластові води розташовані переважно на значних глибинах, нижче урізу гідрографічної сітки і впливу місцевого дренажу, тому перебувають під тиском. У свердловинах і колодязях ці води можуть підійматися вище водоносного шару і фонтанувати. Такі води називають *артезіанськими* (від назви провінції Артуа у Франції, де вони вперше були виявлені). Переважно артезіанські води утворюють великі за площею артезіанські басейни, в яких є по кілька водоносних горизонтів.

В Україні є Дніпровсько - Донецький, Волино-Подільський артезіанські басейни та ін.

Режим артезіанських вод порівняно з режимом ґрунтових є більш стабільним, п'езометричний рівень (рівень напірних вод) мало залежить від сезонних коливань; ці води найчистіші, бо вони добре ізольовані від природних і штучних впливів з поверхні Землі.

20.2. Фізичні властивості й характеристики підземних вод

До основних фізичних властивостей підземних вод, що вивчаються при гідрогеологічних дослідженнях, належать запах, смак, колір, мутність, температура, щільність.

Запах. Більшість підземних вод не мають запаху. Однак при активній діяльності деяких видів бактерій вода може мати сірководневий, болотний, гнилісний, пліснявий, медикаментозний та ін. запахи. Інтенсивність запаху оцінюється за 5-бальною шкалою.

Для визначення запаху води в польових умовах заповнюють водою приблизно $\frac{3}{4}$ пробірки, нагрівають її до 60 °С і закривають корком. Після збовтування відкривають корок і визначають запах.

Смак. Звичайно розрізняють солоний, гіркий і кислий смак, який надають воді розчинені в ній речовини. При вмісті у воді хлористого натрію (понад 600 мг/л) вона має солоний смак, сульфату магнію – гіркий, солей заліза – терпкий і т. д. Вода може мати також різний присмак – хлорний, металічний та ін. Приємний освіжаючий присмак надає воді вільна вуглекислота. Інтенсивність смаку визначається за 5-тибальною шкалою.

Колірність. Деякі розчинені мінеральні й органічні речовини можуть надавати воді різне забарвлення: буре, жовте, зеленкувате та ін. Наприклад, гумусові кислоти забарвлюють воду в бурій і навіть чорний колір. Кількісне визначення колірності води здійснюють, порівнюючи її із стандартним платино-кобальтовим розчином і виражають у градусах колірності. В польових умовах часто колірність визначають лише якісно. Якщо вода непрозора, то її спочатку фільтрують, відділяючи завислі речовини, потім наповнюють нею пробірку, ставлять на білий папір і, дивлячись зверху, визначають колірність.

Мутність. За наявності у воді завислих речовин вона може бути сильномутною, мутною, злегка мутною і опалесцюючою. За відсутності цих речовин вода прозора. Кількість завислих речовин визначають зважуванням осадку після його фільтрування й висушування. Інший спосіб визначення мутності (прозорості) води заключається в читанні спеціального шрифту через шар води, наливої в мірний циліндр. За висотою стовпа води, через який ясно читається шрифт, визначають ступінь її прозорості.

Охарактеризовані вище фізичні особливості вод визначають можливість їх використання для господарсько-питтєвого водопостачання.

За ДСТ-ом “Вода питтєва” за органолептичними показниками вода повинна відповідати таким вимогам: запах при 20 °С і при підігріванні до 60 °С – не більше 2 балів, присмак при 20 °С – не більше 2 балів, колірність за платино-кобальтовою шкалою – не більше 20 ° (за узгодженням з органами санітарно-епідеміологічної служби колірність може бути до 35°), мутність за стандартною шкалою – не більше 1,5 мг/л.

Температура. Підземні води характеризуються найрізноманітнішою температурою – від -5° в районах багатолітньої мерзлоти до +300 °С і вище у вулканічних областях. Температура ґрунтових вод середніх широт коливається від 5 до 15 °С і змінюється залежно від пори року. Пояс постійних річних температур знаходиться на глибині 20 – 30 м. Нижче цього поясу температура зростає залежно від геотермічних особливостей району (геотермічний ступінь змінюється від декількох метрів на 1 °С до 100...200 м/град). Температура підземних вод впливає на їх хімічний склад. Так, з підвищенням температури зростає розчинність багатьох солей і зменшується розчинність газів, зростає швидкість хімічних реакцій тощо.

При гідрогеологічних дослідженнях температуру води вимірюють безпосередньо у свердловині, джерелі, колодязі різними термометрами. Залежно від температури підземні води бувають холодними – з температурою до 20 °, теплими – від 20 до 37 °С, гарячими – від 37 до 42 °С, терми – з температурою понад 42 °С.

Щільність. Зі зростанням мінералізації води її щільність також зростає, тому щільність приблизно характеризує суму солей, наприклад:

Мінералізація – 2 г/л, щільність – 1,001 г/см³;

15	- 1,01
27	- 1,02
70	- 1,05 і т.д.

Орієнтовно визначення щільності здійснюють ареометром, точно – пікнометром.

Жорсткість. Жорсткістю води називається вміст у ній розчинних солей кальцію і магнію, виражений у мг-екв/л. 1 мг-екв/л жорсткості відповідає вмісту за масою 20,04 мг/л Ca^{2+} або 12,16 мг/л Mg^{2+} . Розрізняють жорсткість загальну, зумовлену наявністю у воді всіх солей Ca і Mg, тимчасову, постійну, карбонатну і некарбонатну. Тимчасова жорсткість – величина, яка показує на скільки зменшується загальна жорсткість після кип'ятіння води, під час якого слабо розчинні карбонати випадають в осадок. Постійна жорсткість зумовлена некарбонатними солями кальцію і магнію і дорівнює різниці між загальною і тимчасовою жорсткістю. За ступенем жорсткості виділяють дуже м'які води (до 1,5 мг-екв/л), м'які (1,5...3), помірно жорсткі (3...6), жорсткі (6...9) і дуже жорсткі (понад 9 мг-екв/л). Для питтєвих потреб найбільше підходять помірно жорсткі води. Жорсткі води непридатні для багатьох галузей промисловості, для парових котлів та ін., тому що утворюють твердий осадок (накип).

Агресивність. Деякі компоненти підземних вод руйнівню діють на різні матеріали, в тому числі бетон і метали. Найнебезпечніша для бетонів вуглекисла і сульфатна агресія. Так, при вуглекислій агресії під дією агресивної вуглекислоти карбонат кальцію вилугується з бетону й переходить у воду. При сульфатній агресії утворюються нові сполуки (гіпс, бетонна бацила), які мають більший об'єм, ніж вихідні, що призводить до руйнування бетону. Для металу дуже небезпечна киснева агресія, яка викликає корозію труб, фільтрів тощо. Існують й інші види агресії, наприклад, загальнокислотна, магнезіальна та ін.

20.3. Хімічний склад підземних вод

Хімічний склад вод дуже мінливий, від майже дистильованих з вмістом солей різних елементів у частках відсотка до розсолів з повним насиченням. Він залежить від умов утворення і складу порід, через які протікають води. Загальний вміст розчинених у підземних водах речовин називають *мінералізацією* і виражають її у г/л або мг/л. За загальною мінералізацією води поділяються (за В. Вернадським) на чотири групи:

1) прісні - з концентрацією солей до 1 г/л; 2) солонуваті – з мінералізацією 1...10 г/л; 3) солоні - від 10 до 50 г/л; 4) розсоли (ропа) - понад 50 г/л.

Прісні води, які містять у розчині до 1 г/л вуглекислих і сірчаноокислих солей кальцію і магнію, називають *жорсткими*. У м'яких водах вміст указаних сполук не перевищує 0,25 г/л.

Загалом, у підземних водах виявлено більше 60 елементів, які присутні у вигляді йонів, недисоційованих молекул і колоїдів. Проте лише декілька елементів знаходяться у водах в значних кількостях. До числа таких елементів належать Na, Ca, Mg і Cl, які присутні у вигляді простих йонів, а також C, S, N, O, H і Si, присутні у вигляді складних йонів (HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , NO_3^-), недисоційованих молекул і колоїдів (H_2SiO_3) і розчинених газів (CO_2 , H_2S , O_2 та ін.).

Отже, головними йонами, які визначають мінералізацію і хімічний тип води, є Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Вони називаються *макрокомпонентами* води. До макрокомпонентів відносяться також сполуки азоту і такі елементи як K, Si, Fe, Al, P, які широко поширені у земній корі й у певних природних умовах формують специфічні типи підземних вод. Усі інші елементи знаходяться в підземних водах у розсіяному стані і називаються *мікрокомпонентами*. Деякі з них можуть зустрічатись у досить значних кількостях (у г/л) – B, Br, J, Zn, Cu, Mn та ін.

Макрокомпоненти становлять основну частину мінерального складу підземних вод: у прісних водах понад 90...95%, у високомінералізованих – понад 99%. При цьому у прісних і солонуватих водах переважають йони HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , у солоних і розсолах – Cl^- і Na^+ . Йони SO_4^{2-} та Mg^{2+} займають проміжне положення серед основних аніонів і катіонів.

Мікрокомпоненти не визначають хімічного типу води, але виявляють значний вплив на формування специфічних особливостей підземних вод. До таких елементів відносяться: Li, B, F, Ti, Y, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Br, Sr, Mo, Ba, Pb та ін.

Найбільш поширеними газами підземних вод є кисень, азот, метан, вуглекислий газ, сірководень, інертні гази (гелій, аргон та ін.). Рідше зустрічаються водень, близькі аналоги метану – етан, пропан і бутан, а також оксид водню, закис та оксид азоту та ін. Гази знаходяться у водах у вигляді молекулярних розчинів. Проте між газовими і йонно-сольовими компонентами природних вод можуть бути взаємопереходи і взаємообмін.

Наприклад, діоксид вуглецю і гідрокарбонатні та карбонатні йони утворюють у водах рівноважні системи.

За вмістом домінуючого аніона всі природні води поділяють на три групи: гідрокарбонатні (і карбонатні), сульфатні і хлоридні. У кожній групі за переважаючим катіоном виділяють три класи: кальцієвий, магнієвий і натрієвий. У свою чергу, кожен клас розпадається на види вод: 1) м'які – $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$; 2) жорсткі – $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$; 3) агресивні (солоні і розсоли) – $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$; 4) кислі – $\text{HCO}_3^- = 0$.

Установлено, що в артезіанських басейнах з глибиною зі зниженням інтенсивності водообміну закономірно змінюється і склад підземних вод, тобто формується *вертикальна гідрогеохімічна зональність*. Виділяють такі гідрохімічні зони.

Верхня – *зона інтенсивного водообміну*, де підземні води тісно пов'язані з поверхневими. Тут водообмін здійснюється за десятки, сотні і тисячі років. У вологих зонах – води прісні, в аридних – місцями солонуваті і солоні. Води утворюються за рахунок інфільтрації атмосферних осадків, часто містять розчинений кисень, використовуються для питного і технічного водопостачання.

Глибше залягає *зона сповільненого водообміну*, який здійснюється за десятки і сотні тисяч років. Ці води більш мінералізовані, часто нагріті, не містять кисню, збагачені метаном, вуглекислотою, місцями сірководнем. Часто використовуються в бальнеології (“мінеральні води”).

Найглибша – *зона дуже сповільненого пасивного водообміну*, який здійснюється на протязі мільйонів років. Часто це глибокі гарячі води артезіанських басейнів, сильномінералізовані (до розсолів) з відновним середовищем. Ці води можуть бути реліктами біосфер минулого, вони часто збагачені йодом, бромом, різноманітними солями.

У випадках, коли підземні води володіють певними фізико-хімічними властивостями, які дають змогу використовувати їх для лікувальних потреб, їх називають *мінеральними*. Природні мінеральні води можуть відзначатися підвищеною мінералізацією, понадкларковим вмістом специфічних компонентів, високою температурою чи радіоактивністю. Основними типами мінеральних лікувальних вод є: залізисті, вуглекислі, сірководневі, радонові, миш'яковисті, кременисті, йодні, бромні.

Вуглекислі води постійно виділяють вуглекислоту. В Україні поширені головним чином в Карпатах і Криму. В Карпатах і Закарпатті найвідоміші води такого типу - "Поляна Квасова", "Поляна", "Свалява".

До сірководневих (сульфідних) відносяться мінеральні води, до складу яких входить розбавлений у воді сірководень в кількості не менше 0,01 г/л. На території України сірководневі мінеральні води виявлені, вивчені і давно використовуються у Львівській (в м. Немирові і селах Шкло та Любінь Великий) і Тернопільській (в сс. Настасів, Конопківка та ін.) областях. Сірководневі джерела відомі також у Криму, в районах Феодосії, Ялти, Алушти, Сімферополя.

Радонові мінеральні води здебільшого пов'язані з кислими кристалічними породами або продуктами їх руйнування і широко відомі на території Українського кристалічного масиву. Концентрація радону в 1 л мінеральної води різна, від 36...100 до 300 еманів (еман - одна стомільйонна частка тієї концентрації радону, яка відповідає радіоактивності 1 г чистого радію). Радіоактивні мінеральні води відомі в мм. Хмільник, Шепетівка, Полонне на Поділлі, Житомирі, Білій Церкві, Миронівці, Знам'янці, в Приазов'ї та інших місцях.

Унікальною і широковідомою є вода "*Нафтуся*", яка має специфічний присмак і запах нафти. Її мінералізація менше 1 г/л, однак лікувальні властивості пов'язуються з вмістом органічних сполук типу фенолів, відзначена слабка радіоактивність. Поширена в м. Трускавці і його околицях, аналоги води відомі у Надзбруччі (Гусятин, Сатанів, Волочиськ та ін.).

Розрізняють також *мінеральні промислові води*, які містять у розчині корисні компоненти в кількостях, що забезпечують їх рентабельне видобування і переробку. У даний час з підземних промислових вод вилучають йод, бром, кам'яну сіль, а у деяких країнах і сполуки В, Li, Rb, Ge, U, W та ін.

Термальні (енергетичні) води можна використовувати у промисловій і комунальній теплофікації, сільському (тепличному) господарстві, для отримання електроенергії тощо.

20.4. Показники стану води

Всі підземні води містять водневі (H^+) і гідроксильні (OH^-) йони. Практично концентрацію йонів водню і гідроксилу зручно виражати не у вигляді натуральних чисел, а у вигляді логарифмів цих чисел, взятих із зворотнім знаком. Логарифми для (H^+) позначають рН. Таким чином, якщо (H^+) = 10^{-7} , то рН = $-\lg 10^{-7} = 7$. При рівності концентрацій йонів H^+ і OH^- вода нейтральна (рН = 7). При концентрації йонів H^+ більше 10^{-7} , наприклад, 10^{-4} , вода буде мати кислотні властивості, а рН = 4. І, навпаки, при концентрації йонів H^+ менше 10^{-7} вода буде мати лужну реакцію і рН буде більше 7. Таким чином, при нейтральній реакції рН = 7, при кислій рН < 7 і при лужній рН > 7.

Визначення рН в підземних водах здійснюють колориметричним і електрометричним методами. Останній метод більш точний і дозволяє виконати визначення з точністю до 0,02 рН. Підземні води звичайно мають рН від 6 до 8. Води сульфідних і вугільних родовищ майже завжди кислі (рН до 4). Знати величину рН необхідно, наприклад, для оцінки агресивності вод, їх корозійної здатності та ін.

Одним з важливих чинників, які визначають фізико-хімічні умови середовища, є його *окисно-відновний потенціал*, зумовлений вмістом в підземних водах сполук із змінною валентністю. Кількісно він вимірюється у вольтах чи мілівольтах і позначається Еh.

Системи з більш високим потенціалом є окиснювачами по відношенню до систем з нижчим потенціалом, які служать відновлювачами. Якщо в підземній воді переважають окиснені форми, Еh буде позитивним, а якщо відновлені – негативним. Найбільш універсальним окиснювачем в ґрунтових водах є кисень. Значення Еh при вмісті кисню понад 7 мг/л знаходяться в межах від +350 до +700 мВ. Наявність у воді понад 10 мг/л сірководню завжди вказує на відновне середовище (Еh нижче – 100 мВ).

Визначають Еh звичайно на місці відбору проб води з допомогою потенціометра шляхом замірювання різниці потенціалів електрохімічної комірки.

20.5. Хімічний аналіз підземних вод та форми вираження його результатів

Основні завдання хімічного аналізу підземних вод у практиці гідрогеологічних досліджень такі:

- вивчення закономірностей формування і поширення підземних вод різного складу;
- оцінка складу й властивостей підземних вод для питтєвого, технічного, сільськогосподарського, лікувального та інших видів використання;
- оцінка підземних вод як хімічної сировини для отримання йоду, бром, бору та ін. елементів.

Існують чотири типи хімічних аналізів підземних вод: польовий, скорочений, повний і спеціальний.

Польовий аналіз. Це найбільш простий аналіз, який застосовується для попередньої характеристики підземних вод району. Його здійснюють в польових умовах в похідній гідрохімічній лабораторії. При польовому аналізі визначають: фізичні властивості води, рН, Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , загальну жорсткість, Ca^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , NH_4^+ , NO_2^- , CO_2 (вільну); вираховують: $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, карбонатну жорсткість, Mg^{2+} і загальну мінералізацію.

Скорочений аналіз. Його проводять більш точними методами в стаціонарних умовах. При скороченому аналізі визначають: фізичні властивості води, рН, Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , NH_4^+ , NO_2^- , CO_2 , SiO_2 , окиснюваність, сухий залишок, вираховують: $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, жорсткість загальну, карбонатну, некарбонатну, CO_2 (агресивність).

Повний аналіз. Застосовується для детальної характеристики хімічного складу підземних вод і проводиться найбільш точними методами в стаціонарних лабораторіях. Дозволяє проводити контроль визначень як за сухим залишком, так і за сумами мг-екв катіонів та аніонів. Визначаються ті ж параметри, що й при скороченому.

Спеціальний аналіз. Окрім визначень, здійснюваних при перерахованих типах аналізу, цей аналіз включає спеціальні визначення (мікрокомпонентів, органічних речовин, газів, Eh та ін.) за особливим завданням, відповідно до цільових призначень досліджень.

Результати хімічного аналізу води виражають в масових кількостях речовин, розчинених в 1 л води, чи в еквівалентних кількостях. В гідрогеологічній практиці прийнято масові кількості компонентів виражати в міліграмах на 1 л (мг/л), а еквівалентні кількості йонів – в міліграм-еквівалентах (мг-екв) кожного йону на 1 л води.

Результати визначення вмісту мікрокомпонентів в воді виражають звичайно в мікрограмах на літр води (мкг/л).

Найчастіше хімічний склад води виражають у вигляді формули Курлова. Вона представляє собою псевдодріб, в чисельнику якого представлені аніони (в %-екв) в порядку зменшення їх вмісту, а у знаменнику – катіони. Зліва від дробу вказують назву характерного газу і його вміст (у г/л), специфічні компоненти й величину мінералізації води (М) в г/л, а також її температуру.

Варіант формули, запропонований у 1970 р. І. Соколовим заключається в такому:

1. В лівій частині формули записують (в мг/л) вміст газів, а потім мікро компонентів, якщо їх кількість перевищує норму для віднесення вод до мінеральних чи представляє геохімічний інтерес.

2. Далше вказують величину мінералізації води у вигляді дробу: в чисельнику – за масою (в г/л), в знаменнику – в еквівалентній формі, вираженій в мг-екв/л суми аніонів.

3. В знаменнику дробу записують в низхідному порядку всі катіони, в чисельнику – аніони, вміст яких складає понад 1 %-екв.

4. Після дробу вказують показники, що характеризують стан води (рН і Eh) і її температуру. Для сильно мінералізованих вод і розсолів в кінці формули подають щільність води.

Як приклад:

HCO₃ 89 SO₄ 8 Cl 12 F 1

CO₂ 1080 М 1,0/18,42 Na 55 Ca 30 Mg 14 K 1 рН 6,3 Eh +100 t° 40.

Найменування води за її йонним складом, тобто читання цієї формули таке: спочатку називають підпорядковані йони, потім – переважаючі. Так, назва води, записаної вище у вигляді формули така: сульфатно-гідрокарбонатна кальцієво-натрієва вода (у назві враховують два катіони і два аніони, що перевищують 20 %-екв.

За мінералізацією підземні води поділяють на: прісні – до 1 г/л, слабо солонуваті – 1...3, сильно солонуваті – 3...25, солоні – 25...50, розсоли – понад 50 г/л.

Контрольні запитання й завдання

1. Як класифікують підземні води за походженням?
2. Які Ви знаєте фізичні властивості підземних вод?
3. Що таке мінералізація підземних вод?
4. Як формується вертикальна геохімічна зональність підземних вод?
5. Які води називають мінеральними та які типи мінеральних вод Ви знаєте?
6. Як здійснюють хімічний аналіз підземних вод?

ГЛАВА 21. ХАРАКТЕРИСТИКА ПІДЗЕМНИХ ВОД ЗА УМОВАМИ ЗАЛЯГАННЯ

21.1. Верховодка і ґрунтові води

Гравітаційні підземні води зосереджені головним чином в зоні насичення, де вони утворюють різні за умовами залягання й живлення водоносні горизонти і системи водоносних горизонтів (комплекси, басейни та ін.). В зоні аерації вільні гравітаційні води можуть утворювати тимчасово існуючі водоносні горизонти, звані *верховодкою*, які мають локальне поширення. Виникають верховодки внаслідок просочування з поверхні атмосферних осадків, поверхневих і зрошувальних вод й накопичення їх на лінзах і прошарках слабопроникних порід, які відіграють роль місцевих водотривів. Верховодки звичайно залягають неглибоко й розташовані вище постійних горизонтів ґрунтових вод. Їх води витрачаються в основному на випаровування, транспірацію і живлення ґрунтових вод.

У зоні насичення поширені ґрунтові й напірні підземні води.

Верховодка. Вона є своєрідним типом підземних вод і має багато спільних рис з ґрунтовими водами. Сприятливі умови для утворення верховодки створюються на плоских вододілах і степових просторах з місцевими блюдцеподібними пониженнями у межах річкових терас і пологих схилів, де інфільтрація поверхневих вод і осадків переважає над поверхневим стоком. В таких умовах потужність верховодки може

досягати 5 м (звичайно вона не більше 2 м) і її можна використовувати для сезонного водопостачання.

Особливостями верховодки як своєрідного типу підземних вод є: 1) розташування її у межах зони аерації; 2) тимчасовий характер, сезонність (звичайно у періоди інтенсивного випадання атмосферних осадків і витоків води з різних систем; 3) обмеженість поширення у зв'язку з локальним характером водотривів; 4) різка залежність її запасів, режиму і якості від кліматичних умов і господарської діяльності людини; 5) легка забруднюваність і непридатність для постійного водопостачання; б) своєрідність динаміки.

За хімічним складом води верховодки неодинакові: прісні і слабо мінералізовані з підвищеним вмістом кремнекислоти, органічної речовини і заліза, сильно мінералізовані у південних районах (через сильну випаровуваність).

Грунтові води. До ґрунтових відносять води першого від поверхні постійного водоносного горизонту, який залягає на відносно витриманому водотриві і має вільну поверхню. Зверху ґрунтові води звичайно не перекриті водотривками відкладами, тому вони мають тісний зв'язок з атмосферою і тиск на їхній поверхні дорівнює атмосферному, тобто поверхня ґрунтових вод при розкритті їх свердловиною встановлюється в ній на тій глибині, де їх зустріли. Нерідко тому ґрунтові води називають безнапірними – на відміну від напірних, що мають певний напір над перекриваючою їх водотривкою покрівлею. Умови залягання ґрунтових вод на першому від поверхні витриманому водотриві визначають особливості їх живлення, поширення, руху і розвантаження. Області живлення й поширення ґрунтових вод співпадають, тобто живлення їх через зону аерації здійснюється по всій площі їх поширення. Основними джерелами живлення ґрунтових вод є атмосферні, поверхневі і конденсаційні води. Ґрунтові води мають тісний гідравлічний зв'язок з поверхневими водостоками і водоймами і залежно від співвідношення їх рівнів або розвантажуються в них (дренуються), забезпечуючи їхнє підземне живлення, або живляться поверхневими водами (особливо при підпорах і в паводки). При зміні рівня води у поверхневих водоймах змінюється рівень у гідравлічно пов'язаних з ними горизонтах ґрунтових вод. Характерна також тісна залежність режиму рівнів, якості і кількості ґрунтових вод від

кліматичних чинників, процесів, що протікають в зоні аерації та інженерної діяльності людини.

Ґрунтові води розвантажуються у вигляді джерел, пластових виходів, мочарів у місцеві пониження й поверхневі водостоки і водойми. При заляганні близько до поверхні (0...4 м) вони можуть розвантажуватися шляхом випаровування через зону капілярної кайми. На окремих ділянках можливий гідравлічний взаємозв'язок ґрунтових вод з нижче лежачими напірними водами.

Ґрунтові води рухаються від місць з більш високим їх рівнем до місць з пониженим рівнем, звичайно від ділянок з підвищеним рельєфом і вододілів в бік місцевих понижень, ярів, балок, річкових долин. Розвантажуються ґрунтові води у цих пониженнях у вигляді нисхідних джерел. Поверхня ґрунтових вод (дзеркало), як правило, у дещо згладженому вигляді відповідає рельєфу місцевості. При цьому гідравлічні ухили поверхні ґрунтових вод звичайно невеликі і складають в середньому 0,05...0,001. На окремих ділянках рівень ґрунтових вод може бути практично горизонтальним, що свідчить про незначну швидкість їх фільтрації.

Наглядне уявлення про умови поширення і руху ґрунтових вод дає *карта гідроізогіпс*, на якій показують положення поверхні ґрунтових вод в ізолініях, що з'єднують точки з однаковими відмітками рівня підземних вод. Будують таку карту аналогічно карті рельєфу земної поверхні в горизонталях, використовуючи результати одночасних замірів рівня підземних вод у всіх наявних свердловинах, колодязях, природних виходах ґрунтових вод. Карта гідроізогіпс дозволяє визначати напрямок руху підземних вод (по нормалях до гідроізогіпсів), гідравлічні уклони і швидкість фільтрації, глибину залягання ґрунтових вод (за різницею відміток горизонталей поверхні Землі і гідроізогіпс водної поверхні). Часто на основі карти гідроізогіпс складають і *карту глибини залягання ґрунтових вод* (в ізолініях рівних глибин).

До особливого типу ґрунтових вод відносяться *міжпластові ненапірні води*. Вони, як і ґрунтові води, мають вільну поверхню, тиск на якій рівний атмосферному, але залягають звичайно між двома водотривкими товщами. Через це міжпластові води живляться на обмежених ділянках (в місцях виходу водовмісних відкладів на поверхню та ін.) і знаходяться у більш сприятливих санітарних умовах, ніж незахищені з поверхні ґрунтові

води. У періоди інтенсивного випадання осадків і повеней рівні міжпластових вод можуть підвищуватися аж до появи надлишкових напорів над перекриваючою їх водотривкою покрівлею, тоді міжпластові ненапірні води стають напірними. Таким чином, міжпластові ненапірні води є ніби проміжним типом підземних вод – за гідравлічним характером вони безнапірні й аналогічні ґрунтовим, однак за умовами залягання близькі до до напірних вод.

Виділяють два типи ґрунтових вод: води вилуговування і води континентального засолення.

Ґрунтові води вилуговування характерні для областей з надлишковою зволоженістю, де осадки суттєво переважають над випаровуванням. Такі води є прісними і слабо мінералізованими, переважно гідрокарбонатними кальцієвими. Мінералізація їх поступово зростає з півночі на південь (від сотих й десятих часток до 1...2 г/л) зі зміною складу від гідрокарбонатних до сульфатних і хлоридних.

Ґрунтові води континентального засолення формуються в областях з засушливим кліматом (зони степів, пустель, напівпустель) з малою кількістю атмосферних осадків, в умовах переважаючого розвитку процесів випаровування і слабкої природної дренажності порід. Це в основному слабо солонуваті й солоні води сульфатного, сульфатно-хлоридного і хлоридного типу.

Ґрунтові води мають велике народногосподарське значення. Їх широко використовують для потреб господарсько-питтєвого й сільськогосподарського водопостачання і зрошення. Основними типами широко використовуваних ґрунтових вод є ґрунтові води річкових долин, льодовикових відкладів, степів, напівпустинь, передгірних похилих рівнин, гірських районів, піщаних морських узбереж.

21.2. Напірні води

При розкритті напірних вод гірничими виробками їх рівень під дією надлишкового напору підіймається і встановлюється вище водотривкої покрівлі, відповідно до положення п'езометричної поверхні напірного водоносного горизонту. Величину напору визначають за положенням п'езометричного рівня горизонту відносно горизонтальної поверхні порівняння.

Напірні води розташовані, як правило, нижче горизонтів ґрунтових вод і характеризуються своєрідними умовами залягання, поширення, живлення і розвантаження. Наявність водотривкої покрівлі, що перекриває водоносний пласт, утруднює живлення і розвантаження напірних вод та їх взаємозв'язок з поверхневими водами і атмосферою. Живлення напірних водоносних горизонтів виявляється можливим лише в області виходу водопроникного пласта на поверхню, де створюються умови для проникнення в пласт шляхом інфільтрації атмосферних осадків і поверхневих вод. Ця область, яка має менші розміри ніж область поширення напірних вод, називається *областю живлення*. Вона звичайно розміщена на найбільш високих відмітках, нерідко на значній відстані від області поширення й розвантаження напірних вод. В області живлення підземні води мають вільну поверхню й тісний гідравлічний взаємозв'язок з поверхневими водами.

Область, в межах якої підземні води мають надлишковий над перекриваючою їх водотривкою покрівлею напір, називається *областю напору* або областю поширення напірних вод. В цій області підземні води не отримують живлення на шляху їх руху (тому що вони ізольовані в розрізі водотривками) і розхід їх не змінюється. На окремих ділянках можливий самовилив напірних вод при розкритті їх свердловинами там, де відмітки п'єзометричного рівня перевищують відмітки земної поверхні.

Розвантаження напірних вод відбувається в області їх виходу на поверхню на понижених порівняно з областю живлення ділянках, а також на ділянках природного (ріки, яри, балки) та штучного (свердловини, колодязі, кар'єри та ін.) розкриття напірних вод. В природних умовах напірні води, розвантажуючись, утворюють висхідні джерела, грифони, живлять ріки та інші поверхневі водойми. Рухаються напірні води у напрямку від областей живлення до областей розвантаження. Інтенсивність їх руху зменшується по мірі збільшення глибини та віддалення від областей живлення.

Положення п'єзометричної поверхні напірних вод характеризується *картою гідроізон'єз*. Вона складається аналогічно карті гідроізогіпс ґрунтових вод і представляє собою систему ізоліній, що з'єднують точки з однаковими відмітками п'єзометричного рівня.

Напірні води, ізольовані від атмосфери (зв'язок є лише в областях живлення та розвантаження), характеризуються меншою залежністю від

кліматичних чинників, відносною постійністю рівнів, температури і хімічного складу, меншою забрудненістю й кращою санітарною якістю води. Тому їх можна використовувати для різних видів водопостачання та зрошення.

Напірні води часто називають артезіанськими, а вміщуючі їх геологічні структури – *артезіанськими басейнами* (рис. 30). У межах

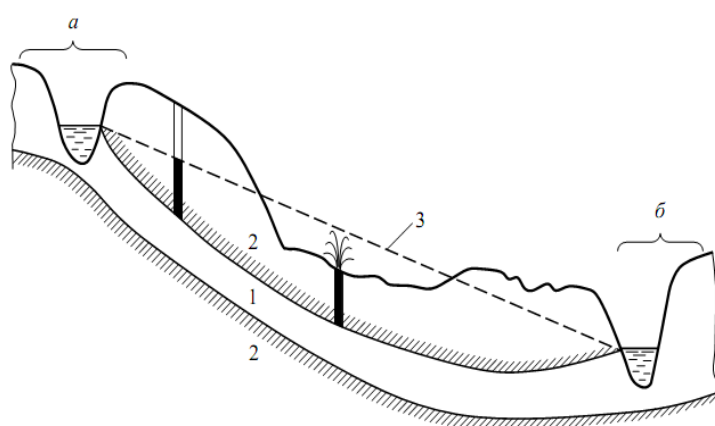


Рис. 30. Схема артезіанських вод (за М. Зоценко та ін., 2003): а – зона живлення; б – зона розвантаження; 1 – водоносний шар; 2 – водотривкий шар; 3 – гідростатичний рівень

артезіанського басейну може бути один чи декілька напірних водоносних горизонтів чи комплексів, взаємозв'язаних чи ізольованих один від одного водотривкими відкладами. Своєрідні басейни напірних вод зустрічаються в передгірних і гірських районах, де є моноклінальне залягання і виклинювання водовмісних відкладів, що сприяє утворенню так званих *артезіанських схилів*. Підземні води, які формуються в області живлення артезіанського схилу, розвантажуються у вигляді джерел висхідного й нисхідного типів у безпосередній близькості від області живлення. Напірний характер води артезіанського схилу мають в зоні перекриття їх водотривкими відкладами. Гіпсометрично область напору знаходиться таким чином на більш низьких абсолютних відмітках, ніж область розвантаження.

В артезіанських басейнах з інтенсивним рухом підземних вод поширені, як правило, прісні інфільтраційні води з невисокою мінералізацією. Потужність зони інтенсивного водообміну у сприятливих умовах може складати 1000 м і більше. У великих артезіанських басейнах з невеликими за площею областями живлення прісні води приурочені до неглибоко залягаючих водоносних горизонтів. В глибших горизонтах, не охоплених інтенсивним водообміном, широко поширені мінералізовані й високомінералізовані підземні води різного складу (гідрокарбонатно-сульфатні, сульфатні, сульфатно-хлоридні). Звичайно цю зону називають

зоною *утрудненого водообміну*. В артезіанських басейнах з несприятливими умовами водообміну нижче цієї зони знаходиться *зона дуже утрудненого водообміну*, у межах якої в водоносних горизонтах зберігаються седиментаційні давні води морського походження. Як правило, це високо мінералізовані води і розсоли хлоридного натрієвого і хлоридного кальцієво-натрієвого типів.

Таким чином, для артезіанських басейнів характерні певні гідродинамічна і гідрохімічна зональності. Наявність і потужність кожної з цих зон та їх взаємне розміщення залежать від конкретних умов басейнів.

Напірні води артезіанських басейнів мають велике практичне значення не тільки як джерело водопостачання. Залежно від їх хімічного і газового складу, наявності в них біологічно активних і промислових мікрокомпонентів, їх температури та інших показників напірні підземні води широко використовують в курортно-санаторній справі (мінеральні води), для промислового видобування солей і цінних мікрокомпонентів (промислові води), для потреб теплоенергетики (термальні води).

21.3. Води в тріщинуватих і закарстованих породах. Карстові явища

Води в тріщинуватих і закарстованих породах можуть бути як ґрунтовими, так і напірними. Підземні води, які залягають і циркулюють у тріщинах магматичних, метаморфічних та осадових порід, називають тріщинними. За походженням виділяють три типи тріщин: вивітрювання, літогенетичні і тектонічні.

Тріщини вивітрювання виникають в основному у верхніх шарах порід. Максимальна тріщинуватість спостерігається на глибинах 2...3 м, нижче вона поступово зменшується. Найбільш водоносними є тріщини вивітрювання у породах, що піддаються вилуговуванню – вапняках, доломітах, крейді та ін. Води сучасної кори вивітрювання звичайно мають вільну поверхню, тобто є ґрунтовими.

Літогенетичні тріщини, які виникають у процесі утворення гірської породи, звичайно пересікають усю її товщу, утворюючи пласти тріщинуватих порід. Такі тріщини поширюються на значну глибину і сприяють формуванню значних за площею водоносних горизонтів. Так, в артезіанських басейнах широко поширені напірні горизонти *тріщинно-*

пластових вод, які можуть використовуватись дл водопостачання великих населених пунктів.

Тектонічні тріщини знаходяться в зонах розломів, скидів, насувів та ін. Вони пересікають пласти різного складу, можуть володіти значною водоносністю і простягатись на глибину у багато сотень метрів. Через тектонічні тріщини здійснюється гідравлічний зв'язок різних водоносних горизонтів. Найбільша водонасиченість пов'язана із зонами розривних тектонічних порушень. Глибокі тектонічні тріщини й порушення служать добрими колекторами для виводу на поверхню термальних і мінеральних вод. Підземні води, пов'язані з тектонічними тріщинами, називають звичайно *тріщинно-жильними*. Переважно вони є напірними.

Живлення підземних вод тріщинуватих порід здійснюється переважно шляхом інфільтрації атмосферних осадків і поверхневих вод. Тому їх мінералізація невисока – це в основному прісні води. Підземні води тектонічних порушень і тріщинуватих порід фундаменту, перекритого потужною товщею осадових порід, можуть бути високомінералізованими аж до розсолів.

Карстові води. Підземні води, які залягають і циркулюють в карстових тріщинах, пустотах, каналах і печерах, що утворюються в результаті розчинення й вилуговування вапняків, доломітів, гіпсів, ангідритів, солей називають *карстовими* або тріщинно-карстовими. Заповнені підземними водами закарстовані породи утворюють виключно водонасичені водоносні горизонти, які можна широко використовувати для водопостачання. Інтенсивність руху вод у закарстованих породах більш висока, ніж у тріщинуватих, що у свою чергу сприяє розвитку процесів карстоутворення. Карстові процеси розвиваються тим інтенсивніше, чим більше випадає атмосферних осадків і чим більша швидкість фільтрації підземних вод. Найінтенсивніше карстоутворення спостерігається в умовах вологого клімату поблизу схилів і на ділянках з великою тектонічною тріщинуватістю порід. Райони, піддані карсту, характеризуються швидким поглинанням атмосферних осадків і поверхневих водостоків і суттєвим переважанням підземного стоку над поверхневим. Режим карстових вод тісно пов'язаний з кліматом. При випаданні осадків внаслідок їх інтенсивного поглинання рівень карстових вод різко підвищується, втрати джерел помітно зростають і часто досягають декількох м³/с. В засушливі періоди рівень вод падає і дебіт джерел скорочується аж до повного

зникнення. Така залежність режиму карстових вод від клімату найхарактерніша для зони інтенсивного водообміну, розташованої вище глибини врізу річкової сітки. Карстові води цієї зони легко забруднюються побутовими й стічними водами, що слід враховувати при їх експлуатації. У глибших зонах, розміщених поза дренажним впливом річок, карстові води менше залежать від кліматичних факторів і мають, як правило, напірний характер і більш стійкий режим.

При роботах в закарстованих районах можливі раптові прориви підземних вод, затоплення, провали тощо.

Хімічний склад карстових вод змінюється залежно від складу порід та інтенсивності циркуляції вод від прісних гідрокарбонатних до розсольних хлоридних. Карстові води відомі у Подністров'ї, Карпатах, Криму і можуть використовуватись для водопостачання.

Контрольні запитання і завдання.

1. Як формується верховодка?
2. Що Ви знаєте про ґрунтові води?
3. Що таке артезіанські води та як вони формуються?
4. Охарактеризуйте карстові води та умови їх формування?

ГЛАВА 22. ДИНАМІКА ПІДЗЕМНИХ ВОД*

22.1. Види руху води

Підземні води зони насичення рухаються під дією різниці гідростатичних напорів від областей з більш високим положенням їх вільного чи п'єзометричного рівня до областей з низьким положенням рівня. Рух підземних вод в природних умовах у більшості випадків буває ламінарним, паралельно-струминним й проходить повільно, без завихрень й суцільним потоком. Лише у рідкісних випадках, при русі води у великих тріщинах й пустотах, можливі перемішування струменів потоку, їх пульсація, завихрення, значна швидкість, що характерно для турбулентного руху підземних вод.

Ламінарний рух підземних вод підпорядковується лінійному закону фільтрації, установленому французьким гідравліком А. Дарсі. Пропускаючи воду через різні піщані фільтри, Дарсі встановив, що кількість води Q , що фільтрується через фільтр за одиницю часу, прямо

пропорційна площі перерізу фільтра F , різниці напорів ΔH , під дією якої відбувається фільтрація, й обернено пропорційна довжині шляху фільтрації (довжині фільтра) ΔL . Схема досліду Дарсі показана на рис. 31.

Математично закон Дарсі виражається наступним чином:

$$Q = k \frac{H_1 - H_2}{\Delta L} F = k \frac{\Delta H}{\Delta L} = kIF$$

де k – постійний коефіцієнт пропорційності, що залежить від фізичних властивостей породи і води, що фільтрується (коефіцієнт фільтрації); I – напірний градієнт або гідравлічний ухил; H_1 і H_2 – напори в початковому й кінцевому перерізах фільтра.

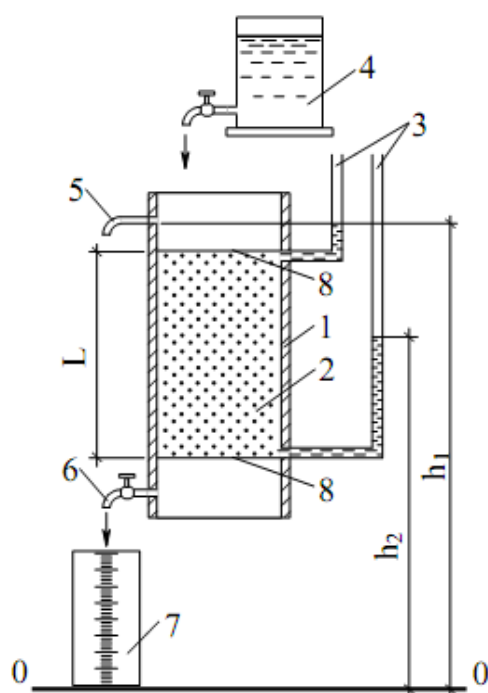


Рис. 31. Схема приладу Дарсі:

- 1 – робочий циліндр;
- 2 – пісок; 3 – п'єзометричні трубки; 4 – бачок із водою;
- 5 – зливна трубка;
- 6 – зливний кран;
- 7 – мірний посуд; 8 – сітка

Закон Дарсі є основним законом фільтрації й широко використовується в гідрогеології для кількісної оцінки умов руху підземних вод (визначення напорів, швидкостей фільтрації, витрат потоку підземних вод та ін.).

Напірний градієнт I характеризує ухил вільної поверхні ґрунтових вод або п'єзометричної поверхні напірних вод. Для його визначення необхідно визначити різницю напорів в двох яких-небудь перерізах й розділити її на відстань між цими перерізами (довжину шляху фільтрації). При цьому під напором розуміється положення вільного чи п'єзометричного рівня підземних вод відносно площини порівняння (звичайно за площину порівняння приймають горизонтально залягаючий водотрив).

Наприклад, для умов ґрунтового потоку з горизонтальним водотривким ложем, показаним на рис. 32, середній напірний градієнт на ділянці потоку довжиною L рівний $I_{cp} = (h_1 - h_2)/L$. У розглядуваному випадку значення напорів в початковому й кінцевому перерізах потоку h_1 і h_2 співпадають зі значеннями потужності водоносного горизонту в цих же перерізах, тому що за площину порівняння приймалась поверхня горизонтально лежачого водотриву. Для

умов напірного потоку з похилим водотривом, показаного на рис. 33, напори H_1 і H_2 визначаються положенням п'єзометричного рівня в роглядуваних перерізах відносно горизонтальної площини порівняння $O-O$, а напірний градієнт на ділянці довжиною L відповідно рівний $I_{cp} = (H_1 - H_2)/L$. Напірні градієнти горизонтів підземних вод у природніх умовах змінюються залежно від складу водоносних порід, їх потужності, умов живлення та інших чинників й дорівнюють звичайно 0,01-0,0001 (градієнт – величина безрозмірна).

Формула Дарсі після деяких перетворень може бути записана в іншому вигляді:

$$v = \frac{Q}{F} = k \frac{H_1 - H_2}{\Delta L} = kI$$

де v - швидкість фільтрації підземних вод.

Із цього виразу виходить, що швидкість фільтрації знаходиться в лінійній залежності від напірного градієнта. Тому закон Дарсі називають лінійним законом фільтрації. Швидкість фільтрації v є величиною умовною, що виходить з припущення, що витрата потоку підземних вод Q проходить через повний поперечний переріз потоку F . Насправді ж вода рухається тільки через площу перерізу водоносних гірських порід, зайняту порами й тріщинами (ця площа рівна nF , де n – коефіцієнт пористості або тріщинуватості). Таким чином, дійсна швидкість руху вод через пори й тріщини гірських порід v_d завжди значно (у 5-10 разів) більша швидкості фільтрації v і може бути визначена із виразу $v_d = v/n$.

Дійсну швидкість руху підземних вод необхідно визначати при вирішенні багатьох практичних завдань (просування нафтоводяних контурів, границь мінералізованих і солоних вод, забруднень та ін.).

Турбулентний рух підземних вод зустрічається в природніх умовах дуже рідко (у великих тріщинах і карстових пустотах). Він підпорядковується нелінійному закону фільтрації, установленому А. Краснопольським. При турбулентному русі швидкість фільтрації пропорційна гідравлічному ухилу в ступені $1/2$, тобто $v = k\sqrt{I}$.

При вирішенні практичних задач гідрогеології нелінійний закон фільтрації використовується дуже рідко.

22.2. Розрахунок витрат ґрунтових вод та притоку води до водозабірних споруд

Маючи дані про водопроникність породи водоносного шару, його потужність та ухил поверхні ґрунтових вод, можна обчислити витрату води в потоці ґрунтових вод. Розглянемо спочатку випадок із горизонтальним розміщенням водотриву, розрахункова схема якого показана на рис. 32. За початкову формулу візьмемо формулу Дарсі

$$Q = k_f \cdot A \cdot I.$$

Для розрахунків беремо потік шириною 1 м, тоді його площа

$$A = \bar{h} \cdot l = \bar{h}.$$

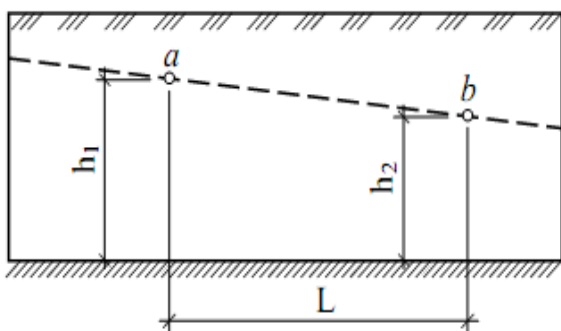


Рис. 32. Розрахункова схема ґрунтового потоку з горизонтальним розміщенням ґрунтового водотриву

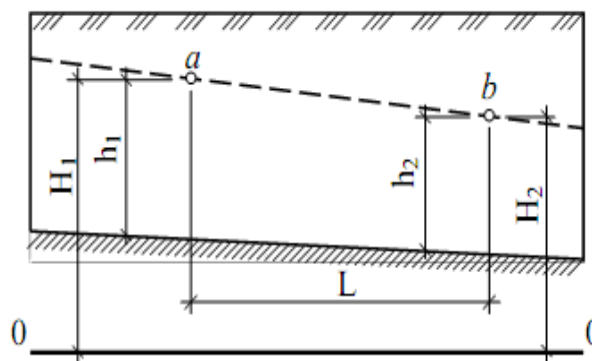


Рис. 33. Розрахункова схема ґрунтового потоку з похилим розміщенням водотриву

Тому вираз для визначення витрати можна подати так:

$$q = k_f \cdot \bar{h} \cdot I, \quad (3.8)$$

де q – витрата води в потоці завширшки 1 м, м³/с; I – напірний градієнт, який є тангенсом кута нахилу поверхні ґрунтового потоку:

$$I = (h_1 - h_2) / L,$$

\bar{h} – середня потужність потоку на ділянці, котру розглядаємо, між точками a і b , м:

$$\bar{h} = (h_1 + h_2) / 2.$$

Підставляючи вирази для I та \bar{h} у формулу (3.8), одержуємо

$$q = k_f \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L}.$$

Одиничну витрату потоку ґрунтових вод у випадку похилого залягання водотриву (рис. 33) можна визначити за формулою

$$q = k_f \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{L},$$

де H_1 і H_2 – п'езометричні напори, взяті відносно умовної горизонтальної площини.

За допомогою закону фільтрації можна визначити приплив води до вертикальних та горизонтальних водозабірних споруд: колодязів, свердловин, каналів, будівельних котлованів тощо.

Спочатку розглянемо випадок притоку води до колодязя (або свердловини), дно якого сягає водотривкого шару (рис. 35). Такі колодязі називаються досконалими. Через деякий час після відкопування колодязя вода в ньому встановлюється на тому ж рівні, що й за його межами. При забиранні води з колодязя рівень води в ньому знизиться. При цьому виникає різниця напорів води в колодязі та за його межами. Внаслідок цього вода починає надходити в колодязь, а рівень води за межами колодязя знижується. Але зниження води за межами колодязя не буде однаковим. Безпосередньо біля колодязя воно буде більшим, ніж на деякій відстані від нього. Це пояснюється тим, що вода під час руху в колодязь зустрічає опір із боку мінеральних частинок породи водоносного шару. Цей опір тим більший, чим менша водопроникність породи. Тому навколо колодязя виникає депресійна поверхня води. На схемі (рис. 35) ця поверхня показана лініями депресії. Характер лінії депресії залежить від водопроникності породи: в пісках вона буде більш пологою, в глиняних породах – крутішою. При виведенні формули, за якою визначають приплив води в колодязь, прийняті такі позначення: M – потужність водоносного шару, м; h – висота стояння води в колодязі після зниження рівня, м; S – величина зниження рівня води в колодязі, м; R – радіус депресії, м; r – радіус колодязя, м;

$$I = \frac{dy}{dx}$$

де I – гідравлічний градієнт у довільній точці лінії депресії, x і y – координати цієї точки, м.

Як початкову використовуємо формулу Дарсі. За цією формулою об'єм води, що фільтрується через бічну поверхню умовного циліндра висотою u та радіусом основи x , буде, m^3 :

$$Q = k_f \frac{dy}{dx} \cdot 2\pi xy.$$

Поверхня циліндра, м²:

$$A = 2\pi xy.$$

Розділимо змінні x та y

$$2y \cdot dy = \frac{Q}{k_f \pi} \cdot \frac{dx}{x}.$$

Проінтегрувавши ліву і праву частини цього рівняння, одержимо

$$y^2 = \frac{Q}{k_f \pi} \ln x + C,$$

де C – стала інтегрування.

Це рівняння визначає лінію депресії. Згідно з прийнятою розрахунковою схемою величина x змінює свої значення від R до r, а y – від H до h.

Підставивши граничні значення змінних у рівняння лінії депресії, отримаємо

$$H^2 = \frac{Q}{k_f \pi} \ln R + C;$$

$$h^2 = \frac{Q}{k_f \pi} \ln r + C.$$

Для того, щоб звільнитися від сталої інтегрування C, віднімемо від лівої та правої частин першого рівняння відповідно ліву і праву частини другого рівняння:

$$H^2 - h^2 = \frac{Q}{k_f \pi} \ln R + C - \frac{Q}{k_f \pi} \ln r - C,$$

Цей вираз запишемо у вигляді

$$H^2 - h^2 = \frac{Q}{k_f \pi} (\ln R - \ln r)$$

і, розв'язавши його відносно Q, одержимо:

$$Q = k_f \pi \frac{H^2 - h^2}{\ln R - \ln r}.$$

Щоб надати цій формулі зручнішого для практичного застосування вигляду, доцільно натуральні логарифми замінити десятковими. При цій заміні треба брати до уваги, що $\ln N = 2,3 \lg N$. Тоді остання формула матиме такий вигляд:

$$Q = 1,37 k_f \frac{H^2 - h^2}{\lg(R/r)}$$

Якщо врахувати, що $H - h = S$, то дана формула може бути і такою:

$$Q = 1,37 k_f \frac{(2H - S)S}{\lg(R/r)}$$

Цю формулу вперше отримав Ж. Дюпюї в 1863 р. Для того щоб скористатися нею, треба знати радіус депресії. Оскільки безпосереднє визначення радіуса депресії за допомогою свердловин має певні труднощі, то його значення для орієнтовних розрахунків можна брати з таблиці 8.

Таблиця 8

Дані для визначення радіуса депресії

Породи	Коефіцієнт фільтрації k_f , м/добу	Радіус депресії R , м
Супісок	1-2	40-50
Пісок пилюватий	2-5	90-140
Пісок дрібний	5-10	150-200
Пісок середньої крупності	10-25	225-350
Пісок крупний	25-55	275-400
Пісок гравелистий	100-115	450-500

Крім того, наближено радіус депресії при нетривалих відкачках можна визначити за допомогою формули І. Кусакіна

$$R = 1,95 S \sqrt{H \cdot k_f}$$

У випадку, коли колодязь не доходить до водотриву, він називається недосконалим (рис. 34). Вода в такий колодязь надходить не лише через стінки, а й через дно колодязя. Австрійський учений Ф. Форхгеймер показав, що для розрахунку притоку води до такого колодязя можна також використати формулу Дюпюї у дещо зміненому вигляді

$$Q = 1,37 k_f \frac{H_0^2 - h_0^2}{\lg(R/r)}$$

де H_0 і h_0 приймаються згідно з розрахунковою схемою, показаною на рис. 34. Фактично недосконалий колодезь замінюється досконалим із глибиною активної зони, що дорівнює $4/3$ глибини стояння води в колодезї, тобто

$$H_0 = \frac{4}{3} P.$$

У випадку досконалого колодезя, влаштованого в напірному водоносному шарі, використовують розрахункову схему, наведену на рис. 35, де a - потужність водоносного шару.

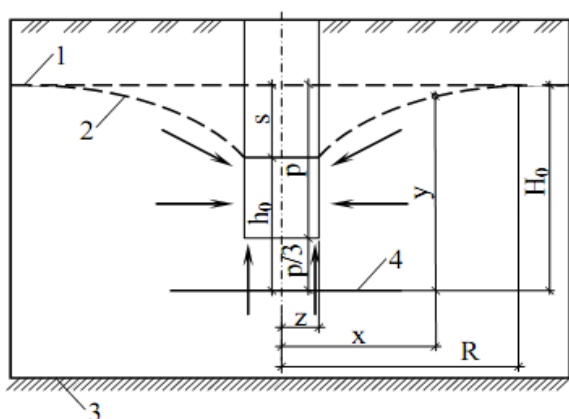


Рис. 34. Розрахункова схема припливу води до недосконалого колодезя в ненапірному водоносному шарі: 1 – рівень ґрунтової води; 2 – лінія депресії; 3 – водотривкий шар; 4 – умовний водотрив; s – динамічний рівень води; p – глибина води в колодезї

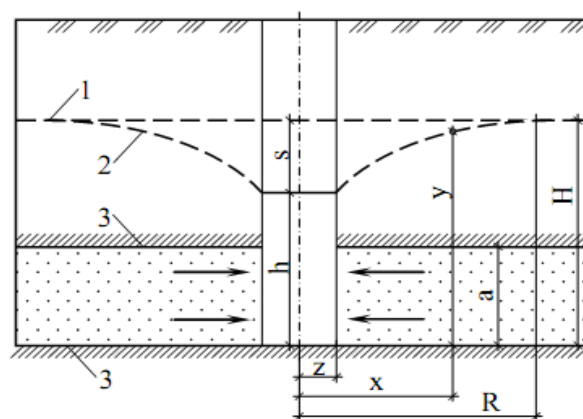


Рис. 35. Розрахункова схема припливу води до досконалого колодезя в напірному водоносному шарі: 1 – статичний рівень ґрунтової води; 2 – лінія депресії; 3 – водотривкий шар

Формула Дюпюї для цього випадку має вигляд

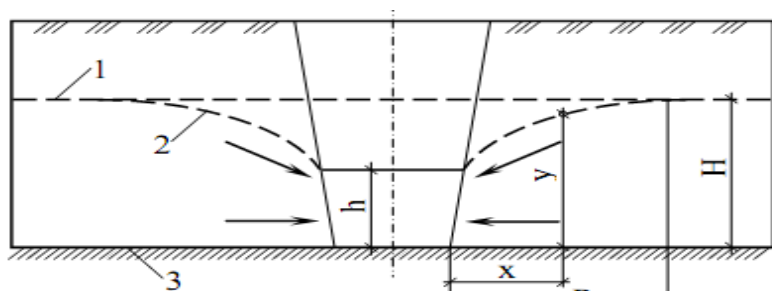
$$Q = 2,73k_f a \frac{H - h}{\lg(R/r)},$$

або

$$Q = 2,73k_f \frac{aS}{\lg(R/r)}.$$

Приплив води до каналу, доведеної до водотривкого шару, можна легко визначити, використовуючи формулу витрати води в плоскому потоці, адже до каналу вода прибуває у вигляді двох потоків води з різних боків (рис. 36).

Отже, приплив води в канал довжиною b становитиме



$$Q = k_f b \frac{H^2 - h^2}{R}$$

Рис. 36. Розрахункова схема припливу води до каналу: 1 –рівень ґрунтової води; 2 – лінія депресії; 3 – водотривкий шар

*При написанні глави використані матеріали М.Зоценка та ін., 2003

Контрольні запитання і завдання

1. В чому суть досліду Дарсі?
2. Що таке ламінарний і турбулентний рух?
3. Як розраховується притік води до водозабірних споруд (недосконалого колодязя, досконалого колодязя, каналу) ?

ЧАСТИНА ІІІ. ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ

ГЛАВА 23. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ІНЖЕНЕРНУ ГЕОЛОГІЮ

23.1. Місце інженерної геології в системі природничих наук. Етапи розвитку інженерної геології

Інженерна геологія – галузь геології, яка вивчає геологічні умови і динаміку процесів, що відбуваються у верхній частині земної кори, у зв'язку з інженерною діяльністю людини.

Інженерно-геологічні дані використовуються при проектуванні, будівництві та експлуатації інженерних споруд, а також при розробці рекомендацій щодо їх раціонального розміщення в різних регіонах країни.

Термін “інженерна геологія” увійшов у практику в 20-30-их роках ХХ ст. Інженерна геологія вивчає геологічні процеси та особливості розвитку території з метою раціонального використання і охорони геологічного середовища – верхньої частини земної кори, де відбувається інженерно-господарська діяльність людини.

Інженерна геологія входить до циклу наук про Землю і серед цих наук саме інженерна геологія стоїть найближче до проблеми раціонального використання та охорони природного середовища, оскільки саме вона розглядає взаємодію людини із земною корою, гідросферою, біосферою та атмосферою.

Витоки геологічних знань відносять до часів сивої давнини. Спочатку первісні люди жили в печерах, грубі знаряддя праці виготовляли з дерева, кістки, каменю. Пізніше люди навчились добувати сіль, широко застосовувати глину для гончарних виробів і спорудження жител. Вже тоді люди вміли знаходити й застосовувати корисні копалини. Поступово, відкриваючи способи добування металів з руд, людство переходило з кам'яного віку в мідний, пізніше в бронзовий, залізний, потім – у вік сталі, атомний вік.

В середині ХІХ ст.. інженери-будівельники розглядали гірські породи як основу, середовище і матеріали для будівництва і загалом називали їх *грунтами*. Однак знань будівельників виявилось недостатньо, коли

розпочалось будівництво залізниць. Тоді для вирішення назрілих завдань були залучені відомі геологи. Це було початком розвитку геологічної науки, пов'язаної з будівництвом. Можна вважати, що інженерна геологія зародилась у 20-их роках минулого століття, коли розпочалось вивчення ґрунтів, пов'язане з будівництвом доріг. Тоді ця наука називалась ґрунтознавством. Пізніше вона розширялась і увійшла складовою частиною в нову науку – інженерну геологію.

Засновником інженерної геології як науки є російський вчений Ф. Саваренський (1886 – 1946). Він написав першу капітальну працю у цій області, яка так і називається "Інженерна геологія", є автором першого в світі підручника з цієї дисципліни, організатором першої в світі кафедри інженерної геології при Московському геолого-розвідувальному інституті, керівником протягом багатьох років науково-дослідних робіт з інженерної геології.

Інженерна геологія виникла приблизно одночасно в багатьох країнах. Це було пов'язано з потребами 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. Редліха, Р. Кампе, К. Терцагі.

Подальший розвиток інженерної геології в СРСР відображений в працях М. Коломенського, В. Приклонського, І. Попова, Є. Сергєєва, 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 завдання 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. Вернадський, О. Широков, А. Дранніков, М. Алексєєв та ін.

23.2. Характеристика основних розділів інженерної геології

Інженерна геологія вивчає процеси, що проходять в ґрунтах, на яких зводяться будівельні споруди. Вона поділяється на: 1) ґрунтознавство; 2) інженерну геодинаміку; 3) морську інженерну геологію та 4) регіональну інженерну геологію. Крім того, виділяють спеціальну інженерну геологію і інженерну геологію родовищ корисних копалин.

Ґрунтознавство – розділ інженерної геології, який вивчає склад, структуру, текстуру і фізико-механічні властивості різних генетичних і петрографічних типів та різновидів гірських порід.

Інженерна геодинаміка – розділ інженерної геології про процеси, які протікають на поверхні Землі, впливають на літосферу, а також про силові (енергетичні) поля, які проявляються в цих процесах.

Морська інженерна геологія – наука про склад, будову і геологічну історію морського дна. Досліджує процеси і послідовність нагромадження осадків, які складають поверхню і надра морського дна.

Регіональна інженерна геологія – розділ інженерної геології, який вивчає інженерно-геологічну будову окремих ділянок земної кори: складчастих систем, платформ, або їх великих частин.

Основними методами дослідження в інженерній геології є:

- інженерно-геологічне знімання;
- спеціалізоване буріння;
- космо- і аерофотознімання;
- геофізичні методи.

Внаслідок використання сукупності перерахованих методів складаються інженерно-геологічні карти, інженерно-геологічні розрізи тощо.

Інженерна геологія є основою для вивчення таких спеціальних дисциплін як:

- дорожньо-будівельні матеріали;
- вишукування та проектування автомобільних доріг та аеродромів;
- будівництво та експлуатація автомобільних доріг та аеродромів;
- основи і фундаменти, мости і тунелі та ін.

Основними завданнями інженерної геології є:

1. Вивчення складу, будови, стану, властивостей, умов залягання та розповсюдження гірських порід (грунтів), які використовуються як основи фундаментів і визначають їх поведінку при взаємодії з інженерними спорудами.

2. Вивчення геологічних процесів як природних, так і таких, які виникають внаслідок інженерної діяльності людини. Такі геологічні процеси, як зсуви, обвали, просідні явища, землетруси та інші завдають великої шкоди інженерним спорудам і великих збитків народному господарству. Дослідження умов виникання та протікання цих процесів та явищ, а також розробка рекомендацій з їх попередження, регулювання та боротьби з ними і є однією з основних задач інженерної геології. Це стосується й інженерно - геологічних процесів, які виникають внаслідок діяльності людини. Наприклад, зсуви, обвали насипів, дамб, бортів кар'єрів та ін.

3. Інженерно-геологічне картування територій з метою вивчення просторового розповсюдження інженерно-геологічних умов будівництва. Це дозволяє зменшити обсяги вишукувань, найбільш повно ураховувати природні умови, вибрати економічні та технічно раціональні варіанти будинків і споруд, забезпечувати високу їх стійкість, надійну експлуатацію.

4. Створення теоретичних основ раціонального використання і охорони геологічного середовища.

Що стосується завдань інженерної підготовки студентів, то вивчивши курс інженерної геології, студенти повинні знати:

- найбільш розповсюдені мінерали та гірські породи, їх властивості, умови утворення, залягання і використання в практиці будівництва;

- основні геодинамічні процеси, ступінь їх небезпеки для споруд, заходи щодо попередження та боротьби з ними;
- інженерно - геологічну класифікацію ґрунтів, їх фізико - механічні характеристики;
- особливості будівництва в різних інженерно - геологічних умовах;
- моделі взаємодії геологічне середовище – людина;
- в м і т и:
- визначати основні види мінералів та гірських порід;
- читати геологічні та гідрогеологічні карти, виконувати побудову геологічних розрізів;
- робити найпростіші гідрогеологічні розрахунки;
- давати оцінку інженерно - геологічним умовам будівництва;
- м а т и у я в л е н н я:
- про історію розвитку інженерної геології та її основні завдання;
- про будову земної кори та історію її розвитку;
- про обсяги та методи інженерно - геологічних вишукувань.

23.3. Геологічні та інженерно-геологічні процеси і явища

Кожна територія на поверхні Землі з її рельєфом, геологічними відкладами, процесами і явищами представляє собою геологічне середовище життя і діяльності людини. Геологічне середовище виникає і розвивається у взаємодії атмосфери, гідросфери, біосфери, літосфери, а також внутрішніх оболонок Землі. Ці взаємодії створюють глобальні, регіональні і локальні рівноваги як на поверхні, так і в надрах планети. Проте ці взаємодії створюють також і суперечності, у результаті яких неминуче виникають і розвиваються геологічні процеси і явища, що змінюють і руйнують геологічне середовище та формують його в поновленому вигляді. Поки рівень життя і діяльності людини був недостатньо високим, вона відносилась до небезпечних геологічних процесів та їх наслідків пасивно, стараючись сторонитись місць їх розповсюдження. Проте, коли щільність населення, життя і діяльність людини досягнули сучасного рівня, коли опанування все нових і нових територій планети стало життєво необхідною умовою, деякі природні геологічні процеси і явища стали настільки помітно стримувати діяльність

людини і загрожувати її життю, що виникла необхідність їх вивчення, оцінки й виконання заходів із боротьби з ними. З іншого боку, вплив виробничої діяльності людини на геологічне середовище за своїми масштабами і результатами досягнув значень, які співмірні з природними геологічними процесами. У зв'язку з цим виникли завдання розробити наукові основи прогнозування розвитку геологічних процесів, а також необхідність визначати й вирішувати проблеми раціонального використання геологічного середовища та його охорони.

Геологічні процеси і явища мають чітку класифікацію, вперше запропоновану основоположником інженерної геології Ф. Саваренським (1937 р.), засновану на їх причинно-наслідковому зв'язку (табл. 9).

Таблиця 9

Класифікація геологічних процесів і явищ (за Ф. Саваренським)

№ п/п	Процеси	Явища
1.	Діяльність поверхневих вод і тимчасових потоків, морів і озер, річок	Розмив схилів – яри. Підмив і руйнування берегів океанів, морів та озер. Підмив і руйнування річкових берегів. Селі.
2.	Діяльність поверхневих і підземних вод.	Заболочування територій. Просадочні явища. Карст.
3.	Діяльність підземних вод.	Пливуни. Суфозійні явища.
4.	Дія гравітаційних сил.	Зсуви. Обвали.
5.	Промерзання і відтанення гірських порід.	Термокарст. Морозне здимання. Нальоди.
6.	Дія внутрішніх сил у гірських породах.	Набухання. Усадка та розущільнення.
7.	Дія внутрішніх сил Землі.	Сейсмічні явища.
8.	Інженерна діяльність людини.	Руйнування і техногенна трансформація геологічного середовища при розробці родовищ корисних копалин. Осідання поверхні при значній відкачці підземних вод, нафти чи газу. Затоплення й підтоплення територій. Повторне засолення ґрунтів при зрошенні територій. Активізація геологічних процесів при вирубуванні лісів, розорюванні площ та ін.

Вся інженерна і господарча діяльність людини повинна базуватись на знанні закономірностей розвитку геологічних процесів, виникненні або поглибленні небезпечних геологічних явищ. Відповідно до цього, їх

вивчення, оцінка ступеня загрози, розробка методів прогнозу і управління – це конкретні завдання інженерно-геологічної теорії і практики. Цим питанням приділяється особлива увага, про що свідчить величезна робота, яка виконується по інженерно-геологічному обґрунтуванню проектів різноманітних видів будівництва у різних геологічних умовах.

Генеральна асамблея ООН, що відбулася 11 грудня 1987 р. оголосила 1990 рік початком міжнародного десятиліття по зниженню наслідків стихійних лих (IDNDR). Протягом десятиліття з 1990 по 1999 рр. в усьому світі були зроблені енергійні зусилля по зменшенню числа людських жертв, зруйнованих споруд, а також соціальних й економічних збитків від таких стихійних лих як зсуви, землетруси і повені.

У відповідь на заклик ООН про IDNDR, міжнародна організація “Постійна міжнародна асоціація дорожніх конгресів” створила робочу групу “Зниження наслідків природних стихійних лих”, що почала свою діяльність у 1990 р. Група керувала різними дослідженнями, що включали міжнародне обстеження руйнувань доріг під час стихійних лих і в 1995 р. опублікувала матеріал під назвою “Докладний звіт про зниження наслідків стихійних лих на дорогах”.

У звіті наводяться результати міжнародного обстеження за участю 21 країни. Дані обстеження свідчать, що головними природними явищами, що можуть бути класифіковані в такий спосіб, є:

- 1) зсуви, що включають осипи каміння, каменепади і руйнування схилів;
- 2) землетруси;
- 3) повені;
- 4) снігові лавини.

Інші небезпечні явища для доріг та мостів – виверження вулканів, цунамі, сильні шторми, густі тумани, значні снігопади (заметілі), ураганні вітри, великі пожежі, піщані наноси та ін. Характеристика кожного виду стихійних лих і пов’язані з ними дані наведені у розділі “Загальна геологія”.

Контрольні запитання і завдання.

1. Що вивчає інженерна геологія?
2. Назвіть прізвища вчених-засновників даної наукової дисципліни.
3. На які розділи поділяється інженерна геологія?
4. Назвіть основні завдання інженерної геології.
5. Як класифікують геологічні явища і процеси?

ГЛАВА 24. ОСНОВИ ҐРУНТОЗНАВСТВА І МЕХАНІКИ ҐРУНТІВ

Об'єктом вивчення інженерної геології є *ґрунти* – ґрунти і гірські породи, які вивчаються як основа фундаментів різних інженерних споруд, як середовище, у якому будуються канали, котловани, тунелі, кар'єри, виїмки та ін. споруди і як будівельний матеріал для зведення дамб, насипів, плотин, доріг та інших інженерних об'єктів. Основними завданнями усіх виконуваних досліджень є вивчення й оцінка інженерно-геологічних властивостей гірських порід (фізичних, механічних, водних, колоїдно-хімічних та ін.), тобто тих властивостей, які визначають поведінку гірських порід при використанні їх як об'єктів інженерно-будівельної діяльності. В окремих випадках для будівництва і експлуатації інженерних споруд може знадобитися штучне покращання інженерно-геологічних властивостей ґрунтів (інженерна меліорація).

24.1. Інженерно-геологічні класифікації гірських порід

Земна кора складається із різних гірських порід. Ті гірські породи, які знаходяться у сфері впливу діяльності людини, прийнято називати *ґрунтами*, незалежно від їх міцності й походження. Ґрунтами можуть бути монолітні магматичні породи і глини, галечники й піски, торф і мул, якщо вони служать основою споруд, джерелом будівельних матеріалів, якщо під впливом діяльності людини в них міняються силовий чи водний режими, речовинний склад чи характер зв'язку між частинками.

Таким чином, ґрунт – це люба гірська порода, яка використовується як середовище, основа споруд чи будівельний матеріал.

Для більшості видів будівництва, де проводяться інженерно-геологічні дослідження й проектування будинків і споруд, використовується класифікація, приведена в ДСТ 25100-82 “Ґрунти. Класифікація”, в якій всі ґрунти розділені на два класи – скельні і нескельні, виділені за міцністю при одноосному стиску R_c . Клас скельних ґрунтів розчленований на дві групи і ряд підгруп за цією ж ознакою. Якщо міцність ґрунту менше 1 МПа, то його відносять до напівскельного нижчого розряду чи нескельного, якщо він має зв'язність.

Скельні $R_c > 1$ МПа

Власне скельні $R_c > 5$ МПа

Дуже міцні $R_c > 120$ МПа

Міцні $R_c > 50$ МПа

Середньої міцності $R_c = 50-15$ МПа

Маломіцні $R_c = 15-5$ МПа

Напівскельні $R_c < 5$ МПа

Пониженої міцності $R_c = 5-3$ МПа

Низької міцності $R_c = 3-1$ МПа

Дуже низької міцності $R_c < 1$ МПа

Нескельні $R_c < 1$ МПа

Осадові незцементовані:

- грубоуламкові – вміст частинок діаметром > 2 мм понад 50%;
- піщані – сипкі в сухому стані, містять менше 50% частинок діаметром > 2 мм і не володіють зв'язністю;
- пилувато-глинисті – тонкодисперсні ґрунти, зв'язні, діаметр частинок $> 0,01$ мм;
- біогенні – ґрунти з великим вмістом органічної речовини, діаметр $> 0,1$ мм;
- ґрунти («почвы») – покривні ґрунти, володіють родючістю.

Штучні (перетворені людиною):

- механічно ущільнені в природному заляганні;
- насипні;
- наливні;
- штучно зміцнені.

Нескельні ґрунти більш різноманітні й класифікуються ДСТом більш детально. Виділено дві групи і ряд підгруп, які об'єднують якісно різні ґрунти. Так, грубоуламкові й піщані ґрунти розділені за розміром переважаючих частинок і цей же принцип збережений при виділенні виду ґрунту всередині підгрупи.

Пилувато-глинисті ґрунти поділяються за іншим принципом – числом пластичності – на супісок, суглинок і глину. Додатково виділені стани глинистого ґрунту за показником текучості.

Широко поширена також гранулометрична класифікація піщано-пилуватих ґрунтів. Щоби скористатися нею, потрібно ґрунт розділити на три фракції: піщану (діаметр частинок 2...0,05 мм), пилувату (0,05...0,005 мм) і глинисту (менше 0,005 мм). В гранулометричній класифікації визначальним показником служить вміст глинистої фракції. Залежно від вмісту глинистих частинок (більше 3% чи менше) виділяють пісок і

глинисті ґрунти. Серед глинистих ґрунтів, у свою чергу, за вмістом глинистих частинок виділяють супіски (3...10%), суглинки (10...30%), глини (30...60%) і важкі глини (понад 60%). Якщо в інших неглинистих фракціях вміст пилу переважає вміст піску, то до назви ґрунту додають слово пилуватий або пилувата. Піщані ґрунти представлені одним класом без підрозділів. По суті справи, це класифікація глинистих ґрунтів, причому спрощена, тому що не враховує впливу мінерального вкладу глинистої фракції. Наприклад, при її вмісті 11% ґрунт слід віднести до суглинків незалежно від вмісту переважаючих мінералів. Якщо це будуть мінерали групи каолініту, то ґрунт буде малопластичним і більш міцним, якщо монтморилоніту – то при інших рівних умовах пластичність підвищиться, а міцність суттєво знизиться. За класифікацією ДСТ 25100-82 каолінітовий глинистий ґрунт буде віднесений до супісків, а монтморилонітовий – до суглинків. Такий підхід більш точний, тому що відображає властивості ґрунту, а не тільки його механічний склад.

Склад і будова ґрунтів. До складу природних ґрунтів входять різноманітні елементи, які можна об'єднати в чотири групи: тверді мінеральні частинки, рідина, газ, макро- і мікроорганізми і продукти їх життєдіяльності. Всі вони відіграють певну, інколи немаловажну роль у поведінці ґрунтів під навантаженням.

Найважливіша частина ґрунту – тверда, тому що вона складає каркас, який сприймає навантаження і визначає деформаційні та міцнісні властивості. Вода, газ і живі організми знаходяться в порожнинах і порах ґрунту, якщо вони наявні. Збільшення кількості води, газу і організмів призводить, як правило, до погіршення потрібних людині властивостей ґрунту і небажане (окрім тих випадків, коли вода, нафта чи газ стають корисними копалинами).

Залежно від виду ґрунту, тверда його частина представлена різними мінералами, органічною, органо-мінеральною речовиною й льодом, причому мінерали завжди присутні в будь-якому ґрунті, а інші компоненти – епізодично.

Мінерали – це стійкі хімічні неорганічні сполуки, утворені в земній корі внаслідок фізико-хімічних процесів. Всю різноманітність мінералів В. Приклонський розділив на 4 групи: 1) первинні силікатні мінерали; 2) вторинні не розчинні в воді глинисті мінерали; 3) вторинні водорозчинні

мінерали або прості солі; 4) органічні речовини і органо-мінеральні комплекси. Окремо виділяється тверда вода – лід.

Найширше розповсюджені мінерали першої групи. Прості силікати входять до складу більшості порід, утворюючи всього біля 500 різновидів. Силікати складають понад 75% земної кори і понад 95% магматичних гірських порід. Найбільш поширені мінерали цієї групи – кварц, польовий шпат, рогова обманка, слюди та ін. – утворюються в результаті фізичного вивітрювання або руйнування скельних порід.

До другої групи належать глинисті мінерали – продукти хімічного вивітрювання первинних. Це нерозчинні у воді тонкодисперсні системи, які надають ґрунтам особливих властивостей. Мінерали другої групи поділяють на три підгрупи – каолініту, монтморилоніту і гідрослюд. Всі глинисті мінерали володіють пластичністю, високою питомою поверхнею, здатністю утримувати на поверхні частинок велику кількість води у вигляді плівок, пластинчастою, лускуватою чи голчастою формою кристалів.

Глинисті мінерали визначають властивості більшості осадових незцементованих ґрунтів. За наявності цих мінералів різко підвищується стискуваність, знижуються міцність, водопроникність і водовіддача. Якщо до піску додати 3...4% глинистих частинок, він стає супіском, хоча містить 96...97% піщаних і пилюватих частинок. Глинисті породи складають не менше 60% загального об'єму осадових порід, тому їх вивчення особливо актуальне.

До складу третьої групи мінералів входять розчинні мінерали або прості солі – хлорити, сульфати, карбонати. Серед них найбільш поширені в ґрунтах галіт, гіпс і кальцит. У вигляді окремих шарів вони зустрічаються рідко, але цементують нескельні породи.

Четверта група включає органічні й органо-мінеральні сполуки, характерні для ґрунтів, утворених в озерах, болотах, заплавах рік, лиманах тощо. Найчастіше зустрічаються вапняки, мергелі, доломіти, крейда і крейдоподібні породи, які відносяться до органогенних.

Лід як твердий мінеральний агрегат ґрунту зустрічається в районах з суворим кліматом.

Поряд з мінеральним складом, великий вплив на властивості нескельного ґрунту виявляє ступінь його роздробленості, тобто розмір частинок, які його складають. Знання переважаючого діаметру частинок та

їх кількості дозволяє віднести ґрунт до того чи іншого типу, передбачити його чутливість до води, проникність, міцність та ін. Уявлення про ступінь роздробленості ґрунту дає аналіз гранулометричного складу, кінцевий результат якого – вміст в ґрунті вказаних у завданні фракцій. Вміст кожної фракції, тобто групи частинок з діаметром у певному інтервалі, виражається в процентах від загальної маси проби. Деякі фракції мають самостійні назви: понад 200 мм – валуни (необкатані – брили); 200...10 – галька (щебінь); 10...2 – гравій (жорства); 2...0,05 – пісок; 0,05...0,005 – пил; менше 0,005 – глина. В лабораторних умовах звичайно визначають вміст гравійних і менш крупних частинок. Більш крупні фракціонуються і зважуються в польових умовах, тому що зразки надто важкі для транспортування.

Друга за значенням частина ґрунту – вода чи, точніше, рідка фаза – присутня в більшості випадків і завжди робить ґрунт менш міцним і більш стискуваним. Навіть скельні і напівскельні ґрунти знижують міцність при насиченні водою: коефіцієнт розмягчення, рівний відношенню тимчасового опору стиску у водонасиченому і сухому станах, у них завжди менше одиниці. Найбільше значення має вода в пилувато-глинистих ґрунтах, міцність яких в напівтвердому й текучопластичному станах різниться в десятки разів.

Гази на перший погляд не мають ніякого значення для формування експлуатаційних властивостей ґрунтів. Проте це не так. Наприклад, важлива складова газів – водяна пара є джерелом утворення плівчастої води. Пара здатна швидко проникати в дрібні пори й тріщини навіть при незначній вологості ґрунту. Рух її спрямований від ділянок з більшими температурами й насиченістю до ділянок з меншими. Крім того, пара пересувається навіть (ефект Томпсона) при рівних температурах й насиченості від випуклих поверхонь до вгнутих чи плоских за рахунок їх кривизни.

Присутність газів в ґрунті призводить до зниження коефіцієнта фільтрації. Защемлене повітря створює стійкі корки, наприклад, в земляних насипах залізничного полотна. При підвищенні рівня ґрунтових вод створюється тиск газів, які можуть прорватися через відкос і серйозно порушити його стійкість.

Структура – це узагальнена характеристика внутрішньої будови невеликої частини масиву ґрунту, яка відображає його однорідність. При цьому враховуються розміри й форма частинок скелету, а також зв'язки

між ними. *Текстура* – це узагальнена характеристика внутрішньої будови всього масиву ґрунту, яка відбиває його однорідність. При цьому враховуються взаємне розміщення й співвідношення ділянок масиву різного мінерального складу і структури. Під *масивом ґрунту* розуміють частину земної кори, яка знаходиться під впливом споруди. Таким чином, поняття “масив ґрунтів” змикається з поняттям “ґрунт”. Ґрунт – це гірська порода всередині масиву ґрунту.

В основному інженерно-геологічні властивості гірських порід як ґрунтів залежать від їх складу та фізико-механічних властивостей, основні показники яких подаємо нижче.

24.2. Фізичні властивості гірських порід

Властивості гірських порід формуються під впливом сукупності геологічних процесів, що включає утворення порід та процеси їх подальших змін та перетворень – діагенез, метаморфізм, вивітрювання та ін.

Основними показниками фізичних властивостей гірських порід є гранулометричний склад, щільність, об’ємна маса, вологість і пористість, пластичність і консистенція, липкість, набухання і усадка, розмочуваність і морозостійкість.

Гранулометричний склад є важливим чинником, який визначає багато інженерно-геологічних властивостей порід без жорстких зв’язків. Від нього залежать такі характеристики гірських порід, як пористість, пластичність, спротив зсуву, стискуваність, усадка, набухання, фільтраційні властивості та ін.

Гранулометричний склад, тобто процентний вміст в породі часток різного розміру, визначають спеціальними лабораторними дослідженнями (ситовий аналіз, подвійне відмучування, піпеточний аналіз та ін.). Результати аналізів фіксують у вигляді циклограм, діаграм-трикутників і кривих гранулометричного аналізу. Останні отримали найбільше поширення. Їх складають звичайно у напівлогарифмічному масштабі. На осі абсцис відкладають логарифми діаметрів частинок, на осі ординат – сумарний вміст фракцій в процентах.

За сумарною кривою гранулометричного складу легко знайти діючий діаметр d_e і діаметр шестидесяти d_{60} . Під діючим діаметром якої-небудь зернистої породи розуміють розмір частинок, що відповідає ординаті 10%

на сумарній кривій гранулометричного складу (таким чином $d_e=d_{10}$). Цю умовну величину використовують, наприклад, при визначенні коефіцієнту фільтрації за даними гранулометричного аналізу. Діаметр шестидесяти d_{60} знаходять, як діаметр частинок, що відповідає ординаті 60% на сумарній кривій. За співвідношенням d_{60} / d_{10} судять про однорідність ґрунту за гранулометричним складом. Чим більший коефіцієнт неоднорідності $k_n = d_{60}/d_{10}$, тим більш різнорідна порода за гранулометричним складом. При $k_n > 3$ ґрунт вважається неоднорідним. В неоднорідних ґрунтах крива гранулометричного складу полого, в однорідних – крива.

На використанні даних гранулометричного складу основана класифікація грубоуламкових і піщаних порід для будівельних потреб, за якою виділяються ґрунти грубоуламкові (щебенисті, галечні, жорствяні, гравійні) і піщані (піски гравелисті, грубі, середньої крупності, дрібні, пилюваті).

Щільність і об'ємна маса. Щільністю ґрунту γ називається відношення маси абсолютно сухого ґрунту до загального об'єму його твердої частини. Щільність використовується для визначення деяких розрахункових показників (пористості, об'ємної маси, коефіцієнта вологості та ін.). Щільність визначають звичайно за допомогою пікнометра й аналітичних ваг чи беруть з довідкових таблиць. Її середня величина для піщаних ґрунтів – 2,65, для суглинистих – 2,7, для глинистих – 2,75 г/см³.

Об'ємна маса ґрунту γ_0 – це маса одиниці об'єму ґрунту при його природній пористості й вологості. Вимірюється вона у г/см³. Об'ємна маса характеризує відносну щільність складення породи в природних умовах залягання і є величиною змінною. Максимального значення при даній пористості вона досягає, коли пори повністю заповнені водою, мінімального – коли порода суха. Оскільки більшість ґрунтів пористі, їх об'ємна маса завжди менша від щільності. Об'ємна маса скельних порід через їхню малу пористість близька до щільності. У ґрунтів без жорстких зв'язків об'ємна маса складає 1,3...2,4 г/см³, максимального значення вона досягає в умовах найбільшого їх зволоження.

Об'ємна маса є прямим розрахунковим показником і використовується для визначення гірничого тиску, тиску ґрунтів на підпирні стінки, розрахунку стійкості відкосів котлованів і кар'єрів, для вирахування об'ємної маси сухого ґрунту й пористості. Визначають об'ємну масу шляхом зважування зразків ґрунту, які відбираються в польових умовах у парафінуються, а також геофізичними методами.

Для вирішення різних інженерно-геологічних завдань визначають об'ємну масу ґрунту в природних умовах γ_0 , об'ємну масу скелету ґрунту γ_c та об'ємну масу ґрунту під водою $\gamma_{зв}$. Об'ємна маса скелету ґрунту менше об'ємної маси ґрунту в природних умовах на величину маси вологи, яка в ньому міститься, що легко визначається зважуванням після висушування. Для глинистих ґрунтів об'ємну масу скелету ґрунту при відомих значеннях об'ємної маси вологого ґрунту γ_0 і природної вологості W_e визначають за формулою

$$\gamma_c = \frac{\gamma_0}{1+0,01W_e}.$$

Об'ємна маса ґрунту під водою $\gamma_{зв}$ зменшується через зважуючий вплив води, що діє на породу згідно із законом Архімеда. Її визначають за формулою

$$\gamma_{зв} = \frac{\gamma_c(\gamma-1)}{\gamma}, \text{ де } \gamma - \text{щільність ґрунту.}$$

Значення $\gamma_{зв}$ використовують при розрахунках стійкості основ і відкосів, які знаходяться нижче рівня води.

Вологість і пористість. Ці характеристики розглянуті у розділі “Гідрогеологія”. Слід лише зазначити, що поряд з показником природної вологості ω_n , який характеризує масовий чи об'ємний вміст вологи в ґрунті (у %), в інженерній геології використовують показник G , який характеризує ступінь заповнення пор ґрунту водою (визначається відношенням об'єму води в порах до об'єму всіх пор) і називається *ступенем вологості*. Теоретично його величина може мінятися від 0 (для абсолютно сухих ґрунтів) до 1 (для ґрунтів з повністю заповненими водою порами). В зоні насичення ступінь вологості ґрунтів складає 0,8...1,0; в зоні аерації він значно менший. Ступінь вологості ґрунтів (особливо піщанистих) враховується при визначенні нормативних тисків. Величину показника ступеня вологості визначають за спеціальними номограмами, а також за формулою

$$G = \frac{W_e \gamma_c}{n} = \frac{W_e \gamma}{\varepsilon} = \frac{W_e \varepsilon (1-n)}{n},$$

де n – коефіцієнт пористості; ε - коефіцієнт приведеної пористості (в частках одиниці).

Пористість ґрунтів є їх важливою будівельною характеристикою, тому що вона визначає щільність їхньої будови. Показник пористості використовують для вирахування об'ємної маси, коефіцієнта фільтрації, водовіддачі та ін.

Пластичність ґрунтів та їх консистенція. Ці показники визначаються для глинистих ґрунтів і проявляються при їх зволоженні. *Пластичністю* називають здатність порід міняти свою форму – деформуватися без розриву (без утворення тріщин) під впливом зовнішньої дії і зберігати прийняту форму після припинення цієї дії. Пластичність глинистих і деяких інших порід (лесів, глинистих мергелів і крейди) залежить від їх вологості, гранулометричного і мінерального складу, форми мінеральних частинок, хімічного складу порових вод та ін. Кількісною характеристикою пластичності порід в інженерно-геологічній практиці є межі (границі) пластичності: нижня межа пластичності (або межа розкатування) і верхня межа пластичності (або межа текучості).

Під нижньою межею пластичності розуміють вологість породи W_p (в %), при якій вона переходить з твердого стану в пластичний. Звичайно ця межа встановлюється як вологість породи, при якій її можна розкатати в джгутики товщиною 3 мм.

Верхня межа пластичності – це вологість породи W_T (в %), при якій вона переходить з пластичного стану в текучий. Різниця між верхньою і нижньою межами пластичності ($W_n = W_T - W_p$), яка відповідає інтервалу вологості, у якому порода знаходиться в пластичному стані, називається *числом пластичності*. За значенням числа пластичності глинисті ґрунти поділяються на супіски (при $W_n < 7$), суглинки ($7 < W_n < 17$) і глини ($W_n > 17$).

Під *консистенцією* розуміють ступінь рухливості частинок, що складають глинисту породу, під впливом зовнішньої механічної дії при різній вологості. Кількісно консистенція характеризується показником консистенції B , яким враховується ступінь наближення природної вологості досліджуваної породи W_e до нижньої чи верхньої межі пластичності. Для визначення B використовують формули

$$B = \frac{W_e - W_p}{W_n} \quad \text{або} \quad B = \frac{W_T - W_e}{W_n}.$$

Залежно від значення показника консистенції B глинисті ґрунти класифікують за їх консистенцією. Так, супіски відносять до твердої

консистенції при $B < 0$, до пластичної – при $0 < B < 1$, до текучої – при $B > 1$; суглинки і глини відносять до твердої консистенції при $B < 1$, до напівтвердої – при $0 < B < 0,25$, до тугопластичної – при $0,25 < B < 0,5$, до м'якопластичної – при $0,5 < B < 0,75$, до текучопластичної – при $0,75 < B < 1$, до текучої – при $B > 1$. Залежно від консистенції ґрунтів встановлюють їх несучу здатність при проектуванні будівель і споруд.

Липучість. Цим показником характеризується здатність ґрунтів при певній вологості прилипати до робочих органів землерийних машин та інших механізмів. Проявляється липучість при вологості вище нижньої межі пластичності. Кількісною її характеристикою є максимальне зусилля (в Па), необхідне для відриву металічної пластинки від ґрунту при різній його вологості. Визначають липучість в лабораторних умовах.

Проявлення липучості зумовлено дією тих же чинників, що й пластичності. Максимальну липучість мають натрій-монтморилонітові глини. Визначення липучості має суттєве значення при будівництві доріг, аеродромів та ін.; її врахування необхідне також при проектуванні й розробці землерийних механізмів.

Набухання і просадка. Глинисті породи при зволоженні збільшуються

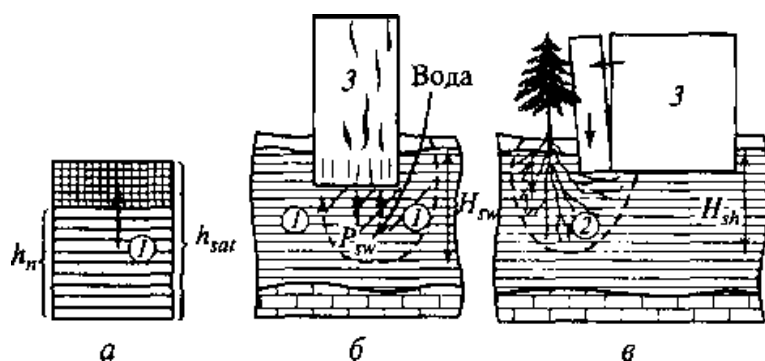


Рис. 37. Схема набухання ґрунтів (а), тиск набухання на фундамент (б), деформація будівлі від просадки ґрунту (в): 1 – набухаючі ґрунти; 2 – зона просадки ґрунту; 3 - будівлі

в об'ємі – набухають (рис. 37), а при зменшенні вологості їх об'єм зменшується – вони просідають. Причиною набухання є збільшення товщини плівок фізично зв'язаної води. Об'єм мінеральних частинок в набухлому ґрунті залишається

незмінним, а збільшення об'єму ґрунту спричиняється збільшенням пор, повністю заповнених водою; тому вологість набухлих ґрунтів зростає. Так як збільшені навкруг мінеральних зерен плівки знижують сили зчеплення між ними, міцність набухлих ґрунтів значно знижується.

Просадка (усадка) спричиняється процесами, зворотніми набухання. При зменшенні вологості тонкі плівки не перешкоджають прояву сил

зчеплення між мінеральними частинками ґрунту, відбувається зближення зерен і об'єм ґрунту зменшується.

Набухання і просадка ґрунтів можуть призводити до деформацій основ інженерних споруд, а також відкосів виїмок, котлованів, каналів тощо. Тому при проектуванні інженерних споруд слід вивчати й враховувати здатність ґрунтів до набухання й просадки. Кількісно величина набухання виражається тиском набухання, вологістю набухання або збільшенням об'єму зразка породи. Просадка характеризується зменшенням об'єму чи довжини усихаючого зразка (об'ємна і лінійна просадка) чи вологістю на межі просадки. Під останньою розуміють ту вологість, по досягненні якої при подальшому висиханні зразка (тобто зменшенні його вологості) об'єм зразка залишається незмінним.

Розмочуваність розуміють як здатність глинистих ґрунтів при вбиранні води втрачати зв'язність перетворюватись в рихлу (розсипчасту) безформну масу, повністю позбавлену несучої здатності. Основна причина розмокання – утворення біля мінеральних частинок ґрунту гранично товстих плівок, які руйнують внутрішні структурні зв'язки. Інтенсивність розмокання глинистих порід в воді залежить від їх складу, початкової вологості, наявності цементаційних зв'язків, ступеня звітрілості та ін. Знати ступінь розмочуваності важливо при оцінці стійкості берегів водосховищ, відкосів каналів, стінок котлованів та інших земляних споруд.

Показниками розмочуваності є швидкість розмокання, тобто час, на протязі якого зразок ґрунту, опущений в воду, розпадається і характер розпаду (великі чи малі грудки, пил та ін.). Розмочуваність визначають на зразках з непорушеною і порушеною структурою (залежно від того, в якому стані ґрунт буде взаємодіяти з водою).

Морозостійкість – це здатність вологої породи протистояти руйнуючій дії замерзаючої у її порах і тріщинах води. Напруга, яка виникає при цьому в породі, може досягати $1,96 \cdot 10$ Па. Морозостійкість залежить від міцності порід, величини й характеру пористості й тріщинуватості, ступеня насичення пор водою й від швидкості промерзання. Морозостійкість визначають шляхом почергового заморожування зразків в холодильній камері при температурі від -15 до -40 °С, відтанення їх у воді з кімнатною температурою і визначення тимчасового опору стиску до і після заморожування. Число циклів випробувань від 25 до 200 і більше, залежно від типу й важливості споруд,

для яких намічається використовувати породу. Ступінь морозостійкості оцінюють числом циклів випробувань, які витримала гірська порода без помітних ознак руйнування й утрати міцності від заморозування.

24.3. Механічні властивості порід

Під механічними властивостями розуміють здатність гірських порід опиратися зовнішнім механічним впливам.

Механічні властивості пухких порід в будівельній практиці мають найбільше значення, тому що ці породи поширені повсюдно. Для пухких відкладів визначають головним чином їхній стиск та спротив здвигу.

Спротив ґрунтів стиску. Ступінь стискуваності й ущільнення ґрунтів залежить від їх гранулометричного складу, структури, вологи, мінералогічного складу, фільтраційних властивостей, характеру діючого навантаження та ін. Ступінь стиску піщаних і глинистих ґрунтів неоднаковий. Стискуваність піщаних ґрунтів визначається взаємним переміщенням окремих зерен відносно один одного, компактністю їх укладки, а при великих навантаженнях – і ступенем роздроблення окремих зерен. Вона звичайно невелика за розмірами, відбувається швидко і не залежить від вологості. Спротив взаємному переміщенню мінеральних частинок в різнозернистих ґрунтах (пісок, гравій, щебінь та ін.) виявляють переважно сили тертя.

Стискуваність глинистих ґрунтів більша, ніж піщаних. Для них характерні пластичні деформації навіть під невеликими навантаженнями, особливо при зволоженні ґрунтів. В сухому стані і при дуже малій вологості глинисті ґрунти володіють майже такою ж механічною міцністю, як і тверді скельні породи. Вологі глинисті ґрунти деформуються при стиску без видимого порушення їх структури. Цьому сприяють гідратні оболонки навкруг мінеральних глинистих частинок і порові розчини, які частково приймають на себе навантаження від споруд. Процес стиску таких ґрунтів розтягнутий у часі й залежить від їх фільтраційних властивостей, які визначають умови витискання порових розчинів, температури та ін.

Показники стискуваності ґрунтів визначають як в лабораторних умовах на зразках з непорушеною чи порушеною структурою, так і в природних умовах залягання порід.

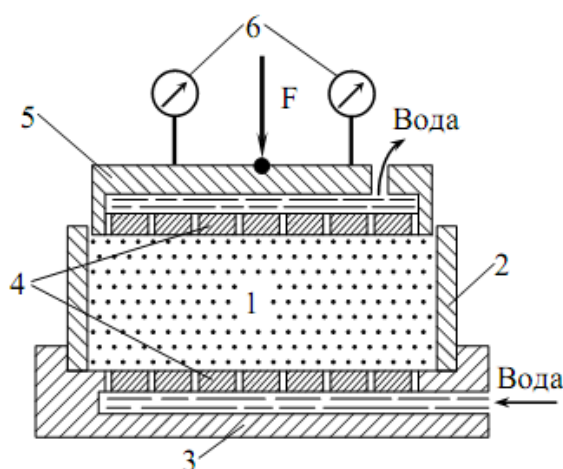


Рис. 38. Схема одометра для компресійних випробувань ґрунтів: 1 – зразок ґрунту; 2 – металеве кільце; 3 – днище; 4 – тонкі отвори; 5 – штамп; 6 – індикатори годинникового типу

модуль загальної деформації і коефіцієнт фільтрації ґрунту. Дослідження ґрунтів у стабілометрі дозволяє комплексно визначати показники механічних властивостей незв'язних і зв'язних ґрунтів: коефіцієнт ущільнення, модуль загальної деформації, коефіцієнт внутрішнього тертя, зчеплення, фільтраційні властивості тощо.

В одометрах (рис. 38) зразок ґрунту 1 поміщають в жорстке металічне кільце 2, яке вставляється в корпус 3. Зверху і знизу зразок прикритий пористими пластинками 4, які вільно пропускають воду, що віджимається із ґрунту при його стисканні. При дослідженнях водонасичених ґрунтів одометр занурюють в посудину з водою. Тиск на зразок передається важільним пристосуванням, на якому встановлюється вантаж. Ущільнення фіксують за допомогою спеціального індикатора – *месури*, який реєструє зміну висоти зразка, яка зв'язана із зменшенням пористості ґрунту.

Кожному діючому на даний зразок тиску відповідає певна пористість, а при повній насиченості пор водою - і вологість. Зв'язок між зміною пористості і тиском виражається кривою, яку називають *компресійною*. Для графічної побудови компресійної кривої на осі ординат відкладають значення коефіцієнта приведеної пористості ε , а на осі абсцис – тиск P в Па.

Дуже важливим показником механічних властивостей ґрунтів, який отримують при компресійних випробуваннях, є *коефіцієнт ущільнення*, чи

коефіцієнт компресії, який характеризує зміну пористості, а тим самим і об'єму породи, при зміні навантаження. Для звичайних в будівельній практиці тисків $9,8 \cdot 10^4 - 4,9 \cdot 10^5$ Па коефіцієнт ущільнення a визначають орієнтовно за формулою

$$a = \frac{\varepsilon_1 - \varepsilon_2}{P_2 - P_1} \cdot \frac{1}{Pa},$$

де P_1, P_2 і $\varepsilon_1, \varepsilon_2$ – навантаження і відповідні їм коефіцієнти приведеної пористості, які знімаються з графіка чи приймаються за результатами дослідів. 1.

Ґрунти є сильностискуваними при $a > 1,02 \cdot 10^{-6}$ ----, Па середньостискуваними Па

при $1,02 \cdot 10^{-7} < a < 1,02 \cdot 10^{-6}$ і слабостискуваними при $a < 1,02 \cdot 10^{-7}$ -----, Па

За результатами компресійних випробувань встановлюють також модуль загальної деформації E_0 , величину якого визначають орієнтовно за співвідношенням $E_0 = 1/a$ або за формулою

$$E_0 = \frac{(1 - \mu)(1 + 2\mu)}{1 + \mu} \cdot \frac{1 + \varepsilon_0}{a},$$

де μ – коефіцієнт бокового тиску (для пісків рівний 0,4...0,42; для глин 0,7...0,75; ε – початковий коефіцієнт приведеної пористості; a – коефіцієнт ущільнення.

Коефіцієнт ущільнення і особливо модуль загальної деформації є найважливішими розрахунковими показниками, які входять у формули для розрахунку осадки проєктованих споруд

Опір ґрунтів зсуву. Вивчення опору ґрунтів зсувним зусиллям має велике практичне значення для визначення несучої здатності ґрунтів основ (фундаментів), оцінки стійкості відкосів тощо.

Вважають, що опір усіх різновидів пухких ґрунтів зсуву зумовлюється тертям твердих мінеральних частинок по поверхнях ковзання і зчепленням між мінеральними частинками, яке визначається внутрішніми структурними зв'язками. Залежно від складу ґрунтів може переважати те чи інше.

Найчастіше використовуються такі способи визначення опору ґрунтів зсуву: визначення опору зсуву по одній чи двох зарані зафіксованих у зсувних приладах площинах; визначення опору зсуву шляхом

роздавлювання зразків при одноосному і триосному стиску; визначення опору зсуву за кутом природного відкосу. В практиці лабораторних досліджень частіше використовують перший спосіб.

Результати випробувань опору ґрунтів зсуву виражають у вигляді графіка, на осі абсцис якого відкладають значення навантаження, на осі ординат – відповідні їм зсувні зусилля. Математично опір ґрунтів зсуву виражається рівнянням К. Кулона : $\tau = \sigma f + C$, де τ – опір зсуву, Па; σ – нормальний тиск, Па; f – коефіцієнт внутрішнього тертя, рівний $\text{tg } \varphi_0$, де φ_0 – кут внутрішнього тертя.

Це рівняння показує, що сумарно опір зсуву рівний нормальному тиску, помноженому на коефіцієнт внутрішнього тертя, плюс деяка постійна C , яка свідчить, що навіть при відсутності нормального тиску необхідно прикласти яесь зсувне зусилля $\tau = C$ для досягнення зсуву. Силу C , яка опирається зсуву при відсутності зовнішньої навантажки, називають *зчепленням*. Коефіцієнт внутрішнього тертя і зчеплення є важливими показниками міцності й точне їх визначення – одне з основних завдань інженерно-геологічних досліджень.

У незв'язних роздільнозернистих ґрунтах сили зчеплення мізерні і їх можна приймати рівними нулю. Тому залежність опору таких ґрунтів зсуву визначається лише коефіцієнтом внутрішнього тертя. В чистих сипучих ґрунтах кут внутрішнього тертя дуже близький до кута природного їх відкосу, тобто кута, який утворює вільно насипаний піщаний ґрунт з горизонтальною поверхнею. Кут природного відкосу ґрунтів визначають при повітряно сухому їх стані і під водою спеціальними приладами. Вологість дещо знижує опір роздільно зернистих ґрунтів, особливо при наявності в них глинистої фракції.

У зв'язних глинистих породах опір зсуву залежить від зчеплення і коефіцієнта внутрішнього тертя. Зволоження глинистих ґрунтів суттєво знижує внутрішнє тертя між частинками й зменшує сили зчеплення.

Механічні властивості порід з жорсткими зв'язками. При вивченні порід з жорсткими зв'язками (скельних і напівскельних) оцінюють їх деформаційні властивості (модуль пружності E і модуль загальної деформації E_0) і міцність.

Деформації скельних і напівскельних порід пов'язані з руйнуванням кристалів мінералів і розривом структурних зв'язків. В породах тріщинуватих, вивітрілих деформації відбуваються в основному по

ослаблених зонах – тріщинах, площинах нашарування, пустотах та ін. Під дією навантажень від інженерних споруд скельні та напівскельні породи ведуть себе як тверді, пружні, практично нестискувані тіла. Їх висока міцність зумовлена значними за величиною силами зчеплення між окремими мінералами та зернами.

Розрізняють механічну міцність скельних і напівскельних порід на стиск, на зсув (сколювання), на розтяг (розрив) і на згин. Найбільше значення в інженерній практиці має *міцність порід на стиск*, яка характеризується тимчасовим опором породи на стиск. Цей опір представляє собою граничне навантаження, при якому зразок породи руйнується. Міцність порід на стиск визначають шляхом роздавлювання зразків під пресом. Вона залежить від мінерального складу, текстури, структури, характеру зв'язків між зернами породи і ступеня її вивітралості. Звичайно міцність скельних і напівскельних порід порід на стиск дуже велика, тому вони є надійною основою для інженерних споруд.

Міцність деяких осадових порід (мергелів, аргілітів, пісковиків з глинистим цементом та ін.) зменшується при їх зволоженні. Ступінь зменшення тимчасового опору порід стиску при їх зволоженні називають *розмягченням*; його необхідно враховувати в будівельній практиці. При вивченні скельних порід як облицювального матеріалу, крім їх розмягчення, слід визначати й враховувати їх морозостійкість.

У скельних та напівскельних порід *міцність на зсув, розтяг та згин* значно менші їх міцності на стиск. Можна вважати, що міцність цих порід на здвиг складає 6...8%, на розтяг – 3...5 і на згин – 7...15% їх міцності на стиск. Міцність порід збільшується при двосторонньому та багатосторонньому їх стиску, що необхідно враховувати при дослідженнях.

24.4. Штучні зміни інженерно-геологічних властивостей гірських порід

У тому випадку, коли в природних умовах породи не володіють необхідною міцністю, стійкістю, водостійкістю чи іншими якостями, що забезпечують раціональну конструкцію споруд та їх нормальну експлуатацію, виникає необхідність у штучній зміні (покращенні) їх інженерно-геологічних властивостей.

Різні способи штучної зміни властивостей гірських порід називають *технічною меліорацією*. Сучасні способи технічної меліорації дозволяють надавати зв'язність сипучим породам, монолітність скельним породам, розбитим численними тріщинами; збільшувати міцність глинистих і піщаних пухких порід; зменшувати пиління глинистих порід на дорогах; знижувати водопроникність, підвищувати механічну міцність різноманітних порід; підвищувати морозостійкість порід, стійкість проти агресивних підземних вод; підвищувати щільність пухких порід; змінювати консистенцію глинистих порід.

Всі способи зміни властивостей порід можна розділити на дві групи. До *першої групи* відносяться способи, які забезпечують корінну зміну властивостей гірських порід на тривалий строк. Це цементація, силікатизація, бітумізація, глинизація, термічна обробка, внесення різноманітних добавок для укріплення порід при дорожньому будівництві. *Друга група* об'єднує способи, за допомогою яких властивості порід змінюють на короткий час, в основному на період виконання будівельних робіт (заморожування й осушення).

Технічну меліорацію застосовують для покращання інженерно-геологічних властивостей порід з жорсткими зв'язками та без них. Для перших – це зменшення їх тріщинуватості, водопроникності й підвищення водостійкості та морозостійкості. Мета меліорації порід без жорстких зв'язків – покращання їх стійкості, несучої здатності й монолітності, зменшення водопроникності, обводненості та ін.

Цементація. Цей спосіб застосовують в основному для меліорації тріщинуватих і кавернозних скельних порід і піщано-гравелистих ґрунтів з коефіцієнтом фільтрації від 2 до 500 м/добу. Для цементації розроблена рецептура цементно-піщаних, глинисто-силікатних і алюмосилікатних тампонажних розчинів. Цементацію проводять шляхом нагнітання тампонажних розчинів у ґрунт через ін'єктори, змонтовані в пробурених свердловинах.

Завдяки цементації суттєво зменшується водопроникність порід, основі споруд надається достатня механічна міцність, зменшується небезпека механічної і хімічної суфозії. Цементацію широко застосовують при будівництві гідротехнічних споруд – плотин, шлюзів, ГЕС та ін., будівництві підземних споруд, шахт тощо.

Глинизація. У тих випадках, коли наявність великих тріщин і каверн в породі робить цементацію ненадійною і надто дорогою, для заповнення

тріщин і зменшення водопроникності порід (ущільнення порід) застосовують глинизацію. Суть її заключається в тому, що в тріщини породи через спеціальні бурові свердловини нагнітають глинистий розчин. У результаті заповнення ним тріщин і наступного осідання глинистих частинок досягається повна водонепроникність породи. Щоби прискорити осідання глинистих часток в тріщинах і видалити надлишкову воду із рідкого глинистого розчину, до нього додають у якості коагулянтів хлористий кальцій і вапно, а для віджиму води збільшують тиск нагнітання. При хорошій якості робіт глинизація є довговічною і не піддається руйнуванню агресивними підземними водами.

Техніка виконання робіт при глинизації майже така ж, як і при цементації. Основні переваги глинизації – менша вартість і можливість використовувати місцеві матеріали, а також відсутність необхідності попередньо промивати тріщини й очищувати їх від глинистого заповнювача. Найкращі результати глинизація дає в безводних тріщинуватих і закарстованих вапняках з питомим водопоглинанням від 0, до 100 л/хв.

Смолизація аналогічна глинизації. Тільки гелеутворюючою сумішшю є синтетична смола і затверджувач, які нагнітаються в ґрунти. Водний розчин гелеутворюючої суміші володіє малою в'язкістю, що забезпечує її добре проникнення в сухі й водонасичені дрібнозернисті ґрунти з коефіцієнтом фільтрації від 0,02 до 5 м/добу. Через декілька годин після нагнітання гелеутворююча суміш при взаємодії із затверджувачем перетворюється в твердий гель.

Смолизація надає слабим ґрунтам значної міцності, водо- і морозостійкість, водонепроникність; лесові ґрунти після смолизації втрачають просадочні властивості, пливуни перетворюються в монолітну міцну водостійку породу.

Бітумізація. Вона заключається в нагнітанні в піщані й тріщинуваті скельні породи розплавленого бітуму (гаряча бітумізація) чи бітумної емульсії (холодна бітумізація) для зменшення їх водопроникності і збільшення міцності, створення водонепроникних завіс і гідроізоляції, запобігання суфозії, скороченні втрат води на фільтрацію та ін.

Заморожування. Цей спосіб застосовують для надання породам тимчасової водонепроникності й міцності. Перевагою заморожування є те, що воно придатне для любих порід, недостатком – тимчасовий характер

закріплення, тривалість процесу (до декількох місяців) і необхідність застосовувати складне обладнання.

Заморожування зводиться до такого. Через спеціально пробурені свердловини нагнітають охолоджену рідину (розсіл), яка повинна циркулювати постійно. В результаті навкруг свердловин поступово створюються льодопородні циліндри. При злитті сусідніх циліндрів створюється міцна водонепроникна стінка, під захистом якої і ведуть потім всі будівельні роботи по спорудженню підземного об'єкта. Заморожуюча установка складається з системи трубопроводів, в яких здійснюється круговий рух розсолу. У якості холодоносія звичайно застосовують розчин хлористого кальцію з температурою замерзання – 21...55 °С.

Електродренаж. При пропусканні постійного електричного струму через обводнені глинисті породи і пилуваті глинисті піски-пливуни в них виникає направлений рух води від анода до катода, а дрібних колоїдних частинок – до анода. Це явище використовують для осушення (дренажу) ґрунтів, які мають в природних умовах слабу водовіддачу. При здійсненні електродренажу свердловини, які виконують функцію катодів, закладають по периметру осушуваної виїмки (траншеї, котлована), а недалеко від них (на відстані 0,5...0,8 м від контура свердловин) забивають на таку ж глибину аноди (газові труби, металеві штирі та ін.). При підключенні генератора, поступаючи до катодів (свердловин), вода відкачується і обводнений масив глинистих і піщано-глинистих порід ефективно осушується.

Термічне укріплення. Цей спосіб застосовують для меліорації лесових порід, які служать основою для різних наземних споруд. Для усунення просадочності лесових порід у них через свердловини подають гарячу суміш і спалюють її в товщі порід. Одночасно в ґрунт нагнітають під тиском повітря. Газоподібні продукти, які утворюються при спалюванні, нагрівають породу до 700...900 °С, і через 5...6 діб неперервної дії установки навкруги кожної свердловини утворюється однорідний масив цеглоподібного вигляду й кольору діаметром 1,5...3 м – свого роду термосвая. Леси набувають водостійкості, втрачають просадочні якості, міцність їх значно зростає.

Для укріплення просадочних лесових і лесоподібних порід застосовують також поверхневе ущільнення шляхом трамбування й ущільнення набивними піщаними спаями. Обидва способи широко використовують при підготовці основ для промислового й цивільного

будівництва. При ущільненні піщаними спаями в лесових породах бурять свердловини до підстелюючих їх непросадочних порід і стволи свердловин забивають піском, який поступово зволожують і ущільнюють.

При різних видах спеціального будівництва використовують й інші способи технічної меліорації порід. Зокрема, при будівництві доріг та аеродромів для укріплення верхньої частини ґрунтів і основ споруд в ґрунти вносять різні гранулометричні добавки (щебінь, гравій, пісок, шлаки), органічні в'язучі матеріали (бітуми, мазут, нафту), неорганічні в'язучі матеріали (вапно, цемент), солі та ін.

Контрольні запитання і завдання.

1. Як Ви розумієте поняття «ґрунт»?
2. Як класифікують ґрунти?
3. Що таке структура і текстура ґрунту?
4. Охарактеризуйте фізичні властивості гірських порід.
5. Охарактеризуйте механічні властивості ґрунтів.
6. Що таке технічна меліорація порід?

ГЛАВА 25. ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ

25.1. Вимоги до досліджень на різних стадіях проектування

25.1.1. Призначення інженерно-геологічних досліджень (ІГД).

ІГД проводяться, як уже зазначалось, для обґрунтування проектування й будівництва різних інженерних споруд.

В результаті проведення цих досліджень повинні бути отримані дані, необхідні для того, щоб обґрунтувати: 1) вибір місця для розташування проектованої споруди; 2) конструктивні особливості споруди і раціональні методи робіт при її зведенні; 3) заходи для покращання міцності порід й попередження шкідливого впливу різних фізико-геологічних чи інженерно-геологічних процесів на споруду в період її будівництва й подальшої експлуатації.

Будівництво й експлуатація великих інженерних споруд звичайно викликають значні зміни інженерно-геологічних і гідрогеологічних умов на великих територіях. Тому в результаті досліджень необхідно також прогнозувати вплив на довкілля будівельних робіт і експлуатації споруди.

При інженерно-геологічних дослідженнях вивчають поширення, умови залягання, походження, вік, літологічний склад і потужність гірських порід до глибини, що визначається впливом інженерної споруди; інженерно-геологічні властивості порід; глибину залягання, склад, потужність і водопроникність водоносних порід; фізичні властивості, хімічний склад підземних вод і агресивність їх до будівельних матеріалів; фізико-геологічні процеси (зсуви, карст, суфозію та ін.), а також кліматичні чинники, які впливають на розвиток цих процесів (атмосферні осадки, випаровування).

Тільки всебічне врахування інженерно-геологічних умов дозволяє правильно обґрунтувати розміщення проєктованих споруд, їх конструктивні особливості, а за наявності несприятливих інженерно-геологічних умов – намітити й здійснити заходи, що забезпечують стійкість і довговічність споруд.

Різні типи інженерних споруд пред'являють свої, специфічні вимоги до вивчення інженерно-геологічних умов територій. За цілями і завданнями досліджень, видами та об'ємами робіт мають свої особливості ІГД для таких видів будівництва: цивільного і промислового, гідротехнічного, меліоративного, автомобільних та залізних доріг, трубопроводів, ліній електропередач та ін.

ІГД проводяться по стадіях (для обґрунтування відповідних стадій проєктування споруд). Розглянемо коротко завдання ІГД на різних стадіях проєктування основних типів інженерних споруд.

25.1.2. Інженерно-геологічні дослідження для промислового й цивільного будівництва

Основне завдання цих досліджень заключається в інженерно-геологічному вивченні основ житлових і промислових будівель для оцінки деформованості порід, розрахунків осадки і стійкості споруд, а також прогнозу несприятливих геологічних явищ в період будівництва й експлуатації. Окрім вивчення міцності порід, в основі споруд виявляються несприятливі інженерно-геологічні явища. Вони можуть бути пов'язані з деформаціями порід внаслідок їх ущільнення, зсуву й випирання під дією маси споруди, з механічною чи хімічною суфозією при зміні режиму підземних вод, здиманням в глинистих породах, сезонним промерзанням і

відтаненням порід, пливунними явищами в обводнених пісках, лесах та мулах при розкритті їх котлованами, проривом підземних вод в будівельні котловани, обвалом і розмивом порід у відкосах будівельних котлованів і виїмок, зсувами, з карстовими, сейсмічними і просадочними явищами. Визначають також агресивність підземних вод за відношенням до будівельних матеріалів (бетону, металів тощо).

ІГД для обґрунтування проектування промислових і цивільних об'єктів проводять у дві стадії. Перша стадія пов'язана з вибором будівельного майданчика, коли здійснюється порівняльна оцінка можливих варіантів його розміщення. Дослідження другої стадії проводяться на вибраному майданчику. Їх ціль – отримання інженерно-геологічних даних для складання генерального плану промислового підприємства чи комплексу будівель цивільного будівництва з врахуванням прогнозу можливої зміни природних умов території у зв'язку з будівництвом і експлуатацією будівель і споруд.

Інженерно-геологічні дослідження *при виборі будівельного майданчика* включають проведення наступних робіт.

1. Збір, систематизація й аналіз усіх наявних геологічних, гідрогеологічних та інших матеріалів, в тім числі й даних про досвід місцевого будівництва в даному районі.

2. Інженерно-геологічна рекогносцировка. При рекогносцировці проводиться маршрутне обстеження району й здійснюється проходка 1-2 розвідувальних виробок на кожному геоморфологічному елементі обстежуваної території, що супроводжується відбором зразків порід для наступних лабораторних досліджень по визначенню в основному класифікаційних показників властивостей ґрунтів. Глибина виробок визначається залежно від типу споруди і складності інженерно-геологічних умов. Як правило, вона не перевищує 20 м.

3. Встановлення загальних відомостей з гідрогеології району і про найбільш високий рівень ґрунтових вод.

4. Камеральна обробка матеріалів і складання звіту.

На вибраному майданчику вишукування проводяться: 1) інженерно-геологічне знімання; 2) бурові, гірничі і геофізичні роботи; 3) польові дослідні інженерно-геологічні роботи; 4) гідрогеологічні дослідження; 5) лабораторні дослідження; 6) камеральні роботи і складання звіту.

Для інженерно-геологічного районування вибраного майданчика з метою прийняття оптимальних проектних рішень проводиться інженерно-геологічне знімання території в масштабах 1: 2000 – 1: 10000 залежно від складності інженерно-геологічних умов і класу проєктованих споруд і будівель.

Бурові, гірничі і геофізичні роботи виконуються для: 1) встановлення складу й потужності порід, особливостей їх залягання; 2) визначення глибини залягання ґрунтових вод; 3) відбору зразків порід і води для лабораторних досліджень; 4) проведення польових дослідних інженерно-геологічних робіт і гідрогеологічних досліджень.

Кількість, глибина і розміщення виробок визначається їх призначенням, ступенем вивченості й складності досліджуваного майданчика, а також класом проєктованих споруд. Залежно від складності інженерно-геологічних умов, характеру споруд і майбутнього розміщення відстань між сусідніми виробками змінюється приблизно від 30 до 100-120 м.

На ділянках будівництва найбільш важких і відповідальних споруд (доменні печі, заводські труби та ін.) при складних інженерно-геологічних умовах глибина виробок може збільшуватися до 30 м, а в окремих випадках – до 50 м і більше.

В процесі проходки виробок проводять відбір і упаковку зразків ґрунтів і проб води для лабораторних досліджень. Розміщення і кількість виробок, з яких відбираються зразки, встановлюють так, щоб отримати узагальнені значення прямих показників фізико-механічних властивостей ґрунтів для кожного виділеного інженерно-геологічного елемента з врахуванням можливості зміни цих властивостей в процесі будівництва й експлуатації проєктованої споруди. Місця відбору й кількість проб води для визначення хімічного складу і агресивності встановлюють залежно від розміру майданчика, інженерно-геологічних особливостей ділянки, характеру проєктованих споруд і будівель.

Нормативні значення міцністних і деформаційних характеристик ґрунтів для розрахунку основ будівель і споруд знаходять шляхом прямих визначень, що виконуються польовими і лабораторними методами.

Гідрогеологічні дослідження (дослідні роботи і стаціонарні спостереження) виконуються для визначення: 1) коефіцієнта фільтрації порід (відкачки води із свердловин, наливи води у свердловини і шурфи, нагнітання води у свердловини, спостереження за швидкістю відновлення рівня при проходці виробок); 2) рівнів, напрямків і швидкості руху

грунтових вод, а також їх агресивності і корозійності; 3) глибини зимового промерзання порід; 4) амплітуди сезонного й річного коливання рівнів підземних вод.

Лабораторні дослідження проводяться для визначення складу, стану і будівельних властивостей порід, а також хімічного складу ґрунтових вод, їх агресивності й корозійності залежно від складності інженерно-геологічних умов, особливостей порід, розмірів досліджуваної території, а також характеру й класу споруджуваних будівель.

Камеральні роботи включають: 1) попередню обробку матеріалів в період польових вишукувань; 2) кінцеву обробку матеріалів після завершення польових робіт і досліджень порід і води в лабораторіях, а також складання звіту.

Для визначення розрахункових характеристик порід проводиться статистична обробка окремих значень показників, отриманих в результаті проведення лабораторних і польових дослідних інженерно-геологічних робіт відповідно до вимог БніП II-15 – 74 і «Керівництва з проектування основ будівель і споруд».

А) *Інженерно-геологічні дослідження в сейсмічних районах* (з сейсмічністю 7 балів і вище) мають за мету уточнення сейсмічності майданчика, складання карт сейсмічного мікрорайонування із встановленням і оконтурюванням особливо неблагополучних в сейсмічному відношенні ділянок.

Для великих міст, а також при будівництві особливо відповідальних об'єктів сейсмічне мікрорайонування рекомендується проводити з допомогою інструментальних спостережень шляхом реєстрації коливань від сильних і слабких землетрусів і визначати сейсмічну жорсткість порід.

За результатами інженерно-геологічних досліджень з врахуванням даних інструментальних спостережень уточнюють сейсмічність майданчика будівництва (з округленням до цілих балів) і складають карту сейсмічного мікрорайонування у масштабах 1: 5000 – 1: 25000, на якій показують ділянки з різною сейсмічною стійкістю.

Б) *Інженерно-геологічні дослідження на болотах* повинні забезпечувати виявлення рельєфу дна болота і мінеральний склад дна; умови утворення болота і його тип; глибину залягання і склад підземних вод, як правило, сильноагресивних по відношенню до матеріалів фундаментів і підземних частин споруд, характер підземного і

поверхневого живлення болота, фізичні властивості болотних утворів (торфу і сапропелей), їх ботанічний склад, ступінь розкладу торфу та інші властивості в основному з метою визначення можливості осушення болота.

В) При *інженерно-геологічних дослідженнях на заторфованих територіях* виявляють ділянки, покриті шаром торфу потужністю понад 0,3 м, які мають у складі піщаних і глинистих ґрунтів рослинні рештки, відносний вміст яких за масою від мінеральної частини складає: в піщаному ґрунті $\geq 0,03$; в глинистому ґрунті $\geq 0,5$.

Г) *Інженерно-геологічні дослідження з використанням геофізичних методів у карстових районах* повинні забезпечити: 1) виявлення ділянок, найменш підданих карстовим процесам; 2) встановлення придатності майданчика для зведення намічених споруд і будівель; 3) визначення віку, причин і умов розвитку чи повторних проявів карсту; 4) встановлення впливу карсту на існуючі споруди, а також вплив останніх на дальший розвиток карсту; 5) розробку інженерних заходів з підготовки закарстованої ділянки для наміченого використання.

Д) При *інженерно-геологічних дослідженнях в районах розвитку зсувів* виявляють причини древніх і сучасних порушень стійкості окремих ділянок, встановлюють типи зсувів, особливості їх мікрорельєфу, наявність і стан інженерних споруд, включаючи водопровідну й каналізаційну мережу, вивчають роль підземних вод у виникненні зсувних явищ, здійснюють оцінку стійкості території у зв'язку з проєктованим будівництвом і ефективністю раніше застосовуваних протизсувних заходів. Розвідку зсувних ділянок ведуть по створах, розміщених вздовж і впоперек напрямку їх руху. Для детального вивчення зсувних ділянок, окрім розвідувальних, використовують геологознімальні, геофізичні та інші види робіт. Серед геофізичних методів досліджень найбільш поширені електророзвідка, сейморозвідка і сейсмоакустика, які застосовуються для простежування площин ковзання зсувів, а також радіоактивні методи, що використовуються для вивчення переміщень.

При *інженерно-геологічних дослідженнях в районах поширення штучно утворених (насипних і наливних) порід* додатково повинні визначатись: 1) спосіб відсипки (наливу); 2) давність відсипки (наливу); 3) неоднорідності складу і будови; 4) рельєф поверхні підстеляючих порід у межах майданчика; 5) зміна щільності, вологості, міцністних і

деформаційних властивостей насипних (намивних) порід залежно від давності їх відсипки (намиву).

При вивченні насипних і намивних порід рекомендується широко використовувати результати польових дослідних інженерно-геологічних робіт, насамперед – динамічного і статичного зондування.

25.1.3. Інженерно-геологічні дослідження для гідротехнічного будівництва

Гідротехнічні споруди дуже різноманітні за своїм господарським призначенням, видами, розмірами, конструктивними особливостями. ІГД для їх будівництва також дуже різноманітні за своїми завданнями, складом, застосовуваними методами, об'ємами робіт.

За господарським призначенням гідротехнічні споруди поділяються на гідроенергетичні (плотини гідроелектростанцій, водно-транспортні (канали, тунелі) і гідромеліоративні (зрошувальні, обводнювальні та осушувальні системи).

Плотини представляють собою гідротехнічні споруди, які перегороджують ріку чи всю річкову долину. Вони призначені для підйому рівня води в ріках і створення водосховищ. За призначенням розрізняють плотини водосховищні і водопідйомні. За величиною напору плотини поділяють на низьконапірні (з напором до 10 м), середньонапірні (від 10 до 40 м) та високонапірні (понад 40 м). За будівельним матеріалом, з якого зводяться плотини, вони діляться на земляні, кам'яні та бетонні.

Канали представляють собою влаштовувані в ґрунті штучні русла правильної форми з безнапірним рухом води. За призначенням канали бувають судноплавні, енергетичні (дериваційні), зрошувальні (іригаційні), осушувальні, обводнювальні, лісосплавні, рибоводні та комплексного призначення.

Найчастіше канали мають в поперечному перерізі трапецеподібну чи прямокутну (з підпірними стінками) форму. Якщо канал проходить в добре проникних породах, дно і береги його покривають бетонними плитами, глиною, асфальтом, синтетичними матеріалами для скорочення втрат води через просочування її в ґрунт і збереження берегів і дна від розмиву течією. На каналах влаштовують різні інженерні споруди: шлюзи, насосні станції, водоспуски, мости, акведуки.

Гідротехнічні тунелі представляють собою влаштовані в гірських породах водоводи замкнутого поперечного перерізу з напірним чи безнапірним рухом води. За водогосподарським призначенням розрізняють енергетичні, іригаційні, суднохідні, водопровідні, водозбірні, будівельні (для тимчасового відводу води при будівництві гідровузла) та комбіновані тунелі.

Гідромеліоративні споруди призначені для корінного покращання несприятливого водного режиму земель. Розрізняють зрошувальні, обводнювальні та осушувальні меліоративні системи.

Зрошувальні системи включають комплекс споруд і засобів, що забезпечують подачу і розподіл води на зрошуваних землях, а також скид води після зрошення.

Обводнювальні системи призначені для забезпечення водою безводних і маловодних районів шляхом освоєння місцевих водних ресурсів. Для цього будують колодязі, свердловини, невеликі плотини для затримання талих і дощових вод і створення штучних озер та ін. Інколи споруджують обводнювальні канали і водопроводи.

Осушувальні системи будують для осушення надлишково зволжених земель шляхом пониження рівня ґрунтових вод за допомогою дрэн – пристосувань для збирання і відводу води. Дрени можуть бути горизонтальними (відкриті – канали, закриті – трубчасті) і вертикальними (вертикальні свердловини, з яких відкачують воду).

Основними завданнями ІГД для обґрунтування проектування різноманітних гідротехнічних споруд є такі.

При дослідженнях для будівництва плотин: вибір надійної основи і бокових примикань плотини – оцінка міцності і деформаційних властивостей порід, виявлення тектонічних розломів, скидів. Вивчення тріщинуватості і закарстованості порід; вивчення несприятливих фізико-геологічних явищ на ділянці будівництва плотини – розвитку зсувів, суфозії, просадки та ін.; вивчення можливості витікання води з водосховища через основу і в обхід бокових примикань плотини; оцінка агресивності води по відношенню до будівельних матеріалів.

При дослідженнях на ділянках водосховищ: визначення втрат води на фільтрацію в береги водосховища; прогноз підвищення рівня ґрунтових вод і підтоплення населених пунктів та сільськогосподарських угідь; оцінка стійкості берегів водосховища і прогноз їх переробки; прогноз появи і активізації зсувів, карсту та інших небажаних явищ.

При дослідженнях для будівництва каналів (зрошувальних, обводнювальних): вивчення стійкості відкосів каналів, розмиваємості порід течією води; оцінка втрат води з каналів на фільтрацію в породи; прогноз підвищення рівнів підземних вод на прилеглих до каналу площах.

При дослідженнях для будівництва тунелів та інших гірничих виробок (штолень та ін.): оцінка тиску гірських порід на кріплення (“гірничий тиск”); вивчення можливості деформації порід у стінках і дні тунелю (у вигляді випирання й пучення дна і стінок, складених глинистими чи гіпсоносними породами), відскоків брил міцних порід, обвалу покрівлі тунелю, зсуву і розпушення вищезалягаючої товщі порід, прориву пливунів в тунель, механічної і хімічної суфозії при фільтрації води по тріщинах, водопритоків.

ІГД для гідротехнічного будівництва проводяться для обґрунтування наступних стадій (етапів) проектування:

1. Складання схеми комплексного використання ріки (розробка питань використання водних ресурсів для гідроенергетики, водопостачання та ін., визначення розмірів гідровузлів, вибір об’єктів першочергового будівництва). На цій стадії проводять збір та обробку фондових матеріалів, інженерно-геологічні знімання масштабу 1:200000.

2. Складання техніко-економічного обґрунтування (ТЕО) для підтвердження економічної і господарської необхідності проектування й будівництва об’єкту, вибраного на першій стадії. В результаті складання ТЕО визначають ділянку створу гідровузла, траси каналів, тунелів і т. д. На цій стадії проводять інженерно-геологічне знімання, геофізичні, бурові і гірничі роботи, гідрогеологічні дослідження, вивчають фізико-механічні властивості гірських порід.

3. Складання технічного проекту. На цій стадії уточнюють положення створу гідровузла у межах вибраної ділянки і складають технічний проект всіх споруд гідровузла. Для цього на всіх конкуруючих ділянках створу проводять інженерно-геологічне знімання масштабу від 1:25000 до 1:2000 і розвідувальні роботи – буріння свердловин і проходку гірничих виробок, геофізичні і гідрогеологічні дослідження.

4. Складання робочих креслень для доопрацювання і уточнення окремих технічних рішень в процесі будівництва споруд. На цій стадії ІГД заключаються у проведенні розвідувальних робіт, дослідних інженерно-геологічних і гідрогеологічних робіт.

25.2. Технічна меліорація порід

25.2.1. Предмет і завдання технічної меліорації порід.

Основними причинами, що викликають необхідність меліорації порід є:

1) пустотність, тріщинуватість і пористість скельних порід і масивів, що підвищує їх деформованість, водопроникність, розчинність, вивітрюваність, а також зумовлює їх водоносність і водозбагаченість;

2) недостатня щільність, значна обводненість при відсутності структурного зчеплення пухких незв'язних гірських порід, що викликає значні й нерівномірні усадки, зумовлює фільтраційну нестійкість і схильність переходити в пливунний стан, визначає суттєві притоки води в будівельні котловани й підземні споруди;

3) висока пористість і неводостійкість структурних зв'язків лесових порід, які при порівняно низькій природній вологості є основними причинами просадкових явищ;

4) підвищений вологовміст, мала щільність і специфіка структурних зв'язків глинистих порід, що зумовлює їх малу міцність, низьку несучу здатність і деформованість.

Методи меліорації порід використовуються як самотійно, так і в комплексі з інженерно-геологічними заходами.

Предметом технічної меліорації є вивчення зміни складу, стану і властивостей порід в результаті застосування методів штучного їх покращання в інженерно-геологічних цілях. Сюди також відноситься розробка методів раціональної зміни фізико-механічних фільтраційних властивостей порід. Властивості штучно отриманих ґрунтів вивчають не статично, а з врахуванням їх зміни у часі під впливом природних і штучних чинників.

Основними завданнями технічної меліорації є:

1) вивчення і оцінка гірських порід як об'єктів штучного впливу з метою визначення умов та ефективності методів їх ущільнення і зміцнення для покращання фізико-механічних і фільтраційних властивостей;

2) цілеспрямований аналіз процесів природного діагенезу, катагенезу, метаморфізму та гіпергенезу з метою визначення геохімічно оптимальних умов штучного впливу і прогнозу характеру й спрямованості процесів, що відбуваються в штучних ґрунтах під впливом довкілля;

3) вивчення механізму й кінетики формування штучних ґрунтів у різних літологічних, гідродинамічних і гідрохімічних умовах;

4) вивчення інженерно-геологічних особливостей штучних ґрунтів і прогноз їх змін в часі з врахуванням зміни фізико-хімічних параметрів середовища як у межах масивів меліорованих порід, так і в прилеглих до них ділянках літосфери;

5) розробка засобів інженерно-геологічної типізації масивів гірських порід для оптимізації технологічних схем різних видів штучного впливу;

6) розробка методів контролю якості закріплення для отримання кількісної характеристики фізико-механічних властивостей меліорованих порід та оцінки їх мінливості у просторі й часі.

Усі існуючі методи технічної меліорації об'єднуються у два класи:

- 1) меліорація порід на місці їх природного залягання;
- 2) створення ґрунтових матеріалів.

Методи, які входять до першого класу застосовуються для:

- а) посилення основ споруд;
- б) збільшення стійкості схилів, відкосів і підземних виробок;
- в) створення протифільтраційних завіс;
- г) зменшення водопритоків до гірських виробок.

Методи другого класу застосовуються для:

- а) облаштування основ дорожніх і аеродромних покриттів;
- б) створення земляних споруд, облаштування земляних свай;
- в) облаштування протифільтраційних екранів і стінок (загород).

Роботи з технічної меліорації порід здійснюються за спеціальними проектами, кожний з яких повинен отримати відповідне інженерно-геологічне й економічне обґрунтування. Проект повинен бути забезпечений всіма вихідними інженерно-геологічними даними, необхідними для проектування об'ємів закріплюваних порід, технології меліорації, розрахунків обладнання, матеріалів тощо.

25.2.2. Гірські породи, які меліоруються

Для вирішення завдань технічної меліорації можна скористатись такою класифікацією гірських порід.

1. Породи з жорсткими зв'язками (тверді). В межах цього класу виділяються дві групи: скельні і напівскельні породи.

2. Породи з відсутністю внутрішніх зв'язків, або незв'язні. Сюди належать пухкі грубоуламкові породи і піщані.

3. Породи із складними (змішаними) зв'язками. Вони часто характеризуються як породи без жорстких зв'язків, м'яккі чи зв'язні й поділяються на лесові і глинисті.

Одним з вирішальних факторів оцінки *скельних і напівскельних порід* як об'єктів технічної меліорації є їх тріщинуватість й пов'язана з нею водопроникність. Залежно від ступеня і характеру тріщинуватості (геометрії, морфології тріщин) генезису масивів і їх гідрогеологічних особливостей для вирішення різноманітних інженерних завдань застосовуються такі способи як цементація, глинизація, бітумізація і заморожування. Окрім того, для досягнення необхідної монолітності масивів напівскельних порід застосовуються способи хімічного ін'єкційного закріплення (силікатизація, смолизація).

При оцінці *піщаних порід* у якості об'єктів меліорації найсуттєвіше значення має їх дисперсність, засоленість, вологомісткість, щільність, однорідність будови. Меліорація таких порід здійснюється з метою надання їм підвищеної щільності, стійкості, водонепроникності й міцності. Вказані зміни досягаються застосуванням осушення, механічного ущільнення (трамбування, вібрація, вибухи), силікатизації і смолизації.

Лесові породи є складним об'єктом і для прогнозу ефективності тих чи інших способів їх меліорації необхідно мати ясне уявлення про їх гранулометричний і агрегатний стан, вологість, щільність і однорідність будови, а також про структуру й текстуру, водо- і газонасиченість, ємність обміну, вміст карбонатів і гіпсу. Покращання властивостей лесових порід досягається залежно від поставленого завдання або шляхом їх механічного ущільнення, або з допомогою методів силікатизації. У деяких випадках застосовується термічне зміцнення.

Найбільші труднощі пов'язані з меліорацією водонасичених глинистих порід. Відомі особливості цих порід, зокрема низька газо- й водопроникність, а також виключно слаба водовіддача суттєво ускладнюють використання більшості відомих засобів штучного впливу. При оцінці глинистих порід особливе значення дістає характеристика їх електрокінетичних дифузійно-осмотичних і адсорбційних властивостей. Меліорація таких порід може бути реалізована на основі прикладення градієнта напору і електричного градієнта у вигляді способів:

вакуумування (пилуваті різновиди), електросушіння і ущільнення; електрохімічне закріплення і електросилікатизація.

25.2.3. Способи меліорації порід

Всі промислово освоєні способи технічної меліорації порід на місці їх природного залягання об'єднані у три групи: обезводжування (осушення), механічне ущільнення та фізико-хімічна меліорація.

1. *Осушення порід.* Штучне водопониження й осушення порід застосовують для вирішення таких технічних завдань:

- 1) захисту поверхневих і підземних виробок від затоплення підземними водами;
- 2) осушення місцевості, попередження заболочування і підпору ґрунтових вод;
- 3) ущільнення порід в основі будівель і споруд;
- 4) попередження зсувів, опливання та інших деформацій схилів і відкосів виробок.

Для вирішення поставлених завдань залежно від конкретних гідрогеологічних умов використовуються способи: відкритого водовідливу, дренажу, голкофільтрової, вакуумний та електроосмотичний. Вони застосовуються самостійно чи у різних поєднаннях.

Спосіб відкритого водовідливу може бути застосований у різноманітних інженерно-геологічних умовах і при різній глибині. Під відкритим водовідливом розуміють відкачку води, що проникає у котлован, траншею чи гірничу виробку, з допомогою відкритих помпових установок і станцій. Відкритий водовідлив ведеться, як правило, із спеціальних зумпфів і водозбірників, до яких вода поступає по канавках й водостоках, що каптують фільтраційний притік через відкоси і дно котлована.

Цей спосіб не викликає утруднень при розробці гравійно-галечних, скельних і напівскельних порід. У малостійких породах відкритий водовідлив часто супроводжується процесами механічної суфозії, явищами осідання поверхні, деформацією відкосів. У тих випадках, коли ці процеси і явища шкодять будівництву, застосовують інші способи водопониження.

Дренажі залежно від інженерно-геологічних умов і будівельної ситуації можуть мати різні конструктивні особливості. Найпростішим

видом дренажів є траншеї, які в малостійких породах частково заповнені фільтруючим матеріалом (камінням, щебенем, гравієм). Більш надійні в експлуатації трубчасті дренажі, що складаються із трубчастих водостоків і фільтруючої обсіпки. Дренажі у вигляді підземних виробок (штолень, штреків, галерей) через їх значну вартість застосовуються в основному в період експлуатації споруд, для стабілізації зсувних масивів, при видобутку корисних копалин підземним і відкритим способами.

Г о л к о ф і л ь т р о в и й с п о с і б рекомендується застосовувати в нескладних масивах, що мають коефіцієнти фільтрації від 1 до 50 м/добу з використанням спеціальних установок, що дозволяють досягати пониження рівня ґрунтових вод одним ступенем на глибину до 4-5 м. Спосіб полягає у використанні для забору води з породи густо розташованих свердловин із трубчастими водоприймачами малого діаметра – голкофільтрів, з'єднаних загальним всмоктуючим колектором. Голкофільтри, так само як дренажі, застосовуються у вигляді лінійних і контурних систем, які також можуть бути досконалими (тобто доходити до водотривів) і недосконалими (не доходити до водотривів).

В а к у у м н и й с п о с і б слід застосовувати в породах з коефіцієнтами фільтрації від 2 до 0,05 м/добу для підсилення ефекту водопониження при малій водопроникності, низькій водовіддачі й неоднорідній будові порід. У результаті вакуумування створюється додаткова різниця напорів, досягається прискорення осушення і зменшення висоти залишкового шару води; відбувається ущільнення ґрунту під дією фільтраційного тиску. Для пониження рівня ґрунтових вод до 6-7 м використовуються установки вакуумного водопониження і голкофільтрів з обсіпкою. За необхідної глибини пониження рівня ґрунтових вод до 10-12 м рекомендується використання ежекторних голкофільтрів з обсіпкою. При перешаруванні водоносних і водотривких верств використовуються установки іншого типу, які дозволяють досягати пониження рівня ґрунтових вод до 20-22 м.

Е л е к т р о о с м о т и ч н и й с п о с і б водопониження – електроосушення – ґрунтується на використанні явища електроосмосу, тобто руху води в порах ґрунту в полі постійного електричного струму від аноду до катоду. Цей спосіб слід застосовувати в слабопроникних породах з коефіцієнтами фільтрації менше 0,05 м/добу. Електроосушення ефективно для незасолених порід з питомим електричним опором понад 500 Ом/см при

ширині котлована до 40 м. Спосіб реалізується у вигляді створення навкруг масиву породи електроосмотичної завіси, яка приводить заключену в ній воду в капілярно-натягнутий стан й дозволяє розкрити котлован насухо. З цією метою по периметру майбутнього котловану встановлюють два ряди електродів, із зовнішнього - боку голкофільтри (катоди), з яких здійснюють відкачку води, а з внутрішнього – металічні труби (анооди). Відстань між електродами в ряду становить 0,75-1,5 м; відстань між рядами – 0,8 м. Глибина занурення голкофільтрів повинна бути не менше ніж на 3 м нижча проектного пониження рівня ґрунтових вод.

2. *Механічне ущільнення порід* застосовується в промисловому і цивільному будівництві для посилення основ будівель і споруд; для попередження просадкових явищ; при зведенні земляних споруд (плотин, дамб, насипів тощо); при створенні протифільтраційних екранів та обмежуючих стінок.

В і б р о у щ і л ь н е н н я застосовується для підвищення щільності переважно піщаних порід. Під впливом вібрації мінеральні частинки піску отримують коливальні рухи, відбувається їх переміщення й досягається більш щільна укладка.

Поверхнєве віброущільнення пісків проходить з допомогою віброуючої плити на глибину до 3 м. Глибинне віброущільнення (до 20 м і більше) проводиться з допомогою глибинних вібраторів із застосуванням штучного зволоження ґрунту (гідровіброущільнення). Піски, попередньо ущільнені вібруванням, під штампом стискаються у 8-10 разів менше, ніж неущільнені.

Т р а м б у в а н н я. Ущільнення породи трамбуванням – послідовними ударами – супроводжується видавлюванням газів і води зближенням твердих частинок. У результаті цього зменшуються пористість і вологість породи, збільшується об'ємна маса, підвищується спротив стиску і здвигу, зростає несуча здатність.

Поверхнєве ущільнення трамбуванням широко використовується для усунення (часткового чи повного) просадкових властивостей лесових порід. Спосіб застосовується в ґрунтах зі ступенем вологості менше 70% і здійснюється при оптимальній вологості. Ущільнення здійснюється шляхом вільного скидання трамбовки масою 3-7 т з висоти 4-8 м. Трамбуванням створюється ущільнений шар ґрунту товщиною 1,5-3,5 м

залежно від маси трамбовки, площі її робочої поверхні, висоти скидання, числа ударів, виду ґрунту, його щільності й вологості.

У щільнення енергією вибуху (сейсмічне ущільнення). В пробурені свердловини, розташовані по квадратній сітці, опускають ланцюжок патронів вибухової речовини. Після вибуху свердловини пошарово заповнюють ґрунтом і ущільнюють трамбуванням при оптимальній вологості. Одна з важливих умов якісного ущільнення порід вибухами – проведення вибуху без утворення викиду чи випору ґрунту. Сейсмоущільнення застосовується для ущільнення піщаних і лесових порід, в останньому випадку часто у поєднанні із замочуванням.

Механічне ущільнення масиву порід сваями. Всі види свай, занурені в породу без її виїмки, в якійсь мірі виявляють ущільнюючу дію на масив породи за рахунок зменшення пористості її навкруг свай на величину, рівну сумарному об'єму тіла забитих свай.

Набивні свай влаштовують шляхом приготування отворів в породі і заповнення їх більш щільним і стійким матеріалом, ніж сама порода. Залежно від складу заповнювача набивні свай бувають бетонними, залізобетонними, піщаними, цементно-піщаними та ін. За допомогою набивних свай зміцнюють пухкі маломіцні піщані, торф'яно-мулісті, глинисті (нестійкої консистенції) породи в активній зоні основ споруд.

Ущільнення просадкових ґрунтів попереднім замочуванням ґрунтується на їх здатності самоущільнюватись при зволоженні під дією власної ваги. Ущільнення просадкових ґрунтів від власної ваги відбувається з деякої глибини, на якій напруги від власної ваги водонасиченого ґрунту перевищують величину початкового просадкового тиску. Тому верхні шари масиву залишаються неущільненими.

Замочування здійснюється з поверхні дна котловану глибиною 0,5-1,0 м з постійно підтримуваним рівнем води висотою не менше 0,3 м. В окремих випадках – при значній товщині просадкового шару – через пробурені свердловини. Замочування проводиться до досягнення умовної стабілізації просадки, що приймається менше 1,5 мм на добу на протязі останніх п'яти днів замочування.

3. *Фізико-хімічна меліорація порід.* Способи фізико-хімічної меліорації

(цементация, глинизація, бітумізація, силікатизація, смолизація, термічне зміцнення, заморожування) застосовуються: для посилення основ фундаментів під існуючими будівлями; при розкритті котлованів; при проходці гірничих виробок і тунелів метро; для створення протифільтраційних завіс і укріплення основ гідротехнічних споруд; для збільшення несучої здатності свай і опор.

Ц е м е н т а ц і я і г л и н и з а ц і я скельних порід представляють собою примусове (під тиском до 2,0 Мпа) вкорінення в породу цементних чи цементно-глинистих розчинів, які з часом утворюють щільний цементний чи цементно-глинистий камінь, що заповнює більш-менш щільно тріщини й порожнини. Застосовуються два типи тампонажних розчинів: а) такі, що швидко розшаровуються з великим водовиділенням (цементні суспензії); б) стабільні розчини з невеликим водовиділенням (цементно-глинисті, цементно-бентонітові та ін.).

Суспензії, що швидко розшаровуються, найбільш ефективні у водонасичених породах. Виключенням є пористі напівскельні породи, сухі слабосцементовані пісковики і алевроліти. Подібні породи обезводжують цементні розчини в процесі ін'єкції, що призводить до погіршення якості цементації. Стабільні розчини доцільніше застосовувати в «сухих» породах, де небезпечно для цього типу розчинів розрідження підземними водами не може мати місця.

Якість цементації багато в чому залежить від тиску, застосовуваного при ін'єкції. Вона повинна бути достатньо високою, щоб перешкоджати передчасному випаданню часток цементу в осадок і утворенню корків. Одночасно величини тиску ін'єкції не повинні перевищувати деяких критичних значень з тим, щоб не спричиняти розмиву порід за нашаруванням й недопустимих розривів пластів за межами цементованої області. Оптимальні значення тиску ін'єкції звичайно призначаються на основі дослідних робіт.

Вибір типу тампонажного розчину і ефективність цементації й глинизації залежать від характеру тріщинуватості (ширина розкриття тріщин, наявність і склад заповнювача та ін.), швидкості руху підземних вод та їх хімічного складу.

Протифільтраційні завіси звичайно влаштовують із одного-двох (рідше – більше) рядів цементаційних свердловин з відстанню між рядами 1-3 м й відстанню між свердловинами в ряду від 1,5 до 5 м. Площинну

протифільтраційну завізу влаштовують звичайно у вигляді мережі свердловин, розміщених в шахматному порядку, з розрахунку одна свердловина на 4-16 м². Укріплюючу цементацію виконують у вигляді сітки свердловин з розрахунку одна свердловина на 9-36 м² і по місцю, за умови підсічки певних тріщин чи систем тріщин.

Метод гарячої бітумізації ґрунтується на властивості розплавленого бітуму різко знижувати рухливість при застиганні до температури гірських порід. Нагнітання гарячого бітуму здійснюється помпами через свердловини із встановленими в них спеціальними ін'єкторами, що забезпечують підігрів бітума в стволі свердловини. При гарячій бітумізації використовуються бітуми марок БН-П-У, БН-Ш і БН-Ш-У. Температура бітума в котлі підтримується на рівні 180-190 °С. Основна область застосування цього способу – гідроізоляція шахтних стволів на соляних родовищах.

Силікатизація порід ґрунтується на застосуванні технічного силікату натрію (рідкого скла), який при взаємодії з коагулятором виділяє гель кремнієвої кислоти, яка виконує роль штучного цементу (рис. 39).

А) Дворозчинний спосіб силікатизації застосовується для закріплення піщаних порід з коефіцієнтом фільтрації від 2 до 80 м/добу і полягає в почерговому нагнітанні на задану глибину розчинів силікату натрію і хлористого кальцію. У результаті піщані породи дістають міцність при одноосному стиску 1,5-5 Мпа.

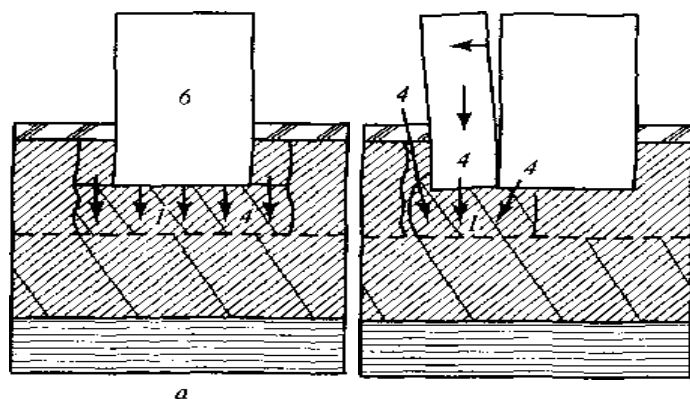


Рис. 39. Силікатизація лесових ґрунтів: а) до будівництва; б) при деформації будівель в результаті просадки ґрунту; 1 – ділянка силікатизації; 2 – лесові просадкові ґрунти; 3 – непросадкові ґрунти; 4 – напрямки ін'єкцій; 5 – підстеляюча товща; 6 – будівлі

Б) Для закріплення піщаних порід з коефіцієнтом фільтрації від 0,5 до 5 м/добу застосовується один гелеутворюючий розчин, приготований з суміші силікату натрію з коагулянтном (ортофосфорна, кремнефтористоводнева кислоти або алюмінат натрію). При змішуванні цих розчинів утворення гелю кремнієвої кислоти відбувається у заданий

час. Для усунення просадкових властивостей лесових порід з коефіцієнтом фільтрації не менше 0,2 м/добу і ємністю поглинання (в лужному середовищі) не менше 10 мг/екв на 100 г сухого ґрунту застосовується спосіб, оснований на ін'єкції тільки одного розчину силікату натрію. Спосіб газової силікатизації, оснований на послідовній подачі в поровий простір розчинів рідкого скла і вуглекислого газу (при надлишковому тиску 0,4-0,5 Мпа), застосовується для закріплення піщаних і пилуватих порід з коефіцієнтом фільтрації 0,2-20 м/добу.

С м о л и з а ц і я – спосіб ґрунтується на використанні високомолекулярних органічних сполук типу карбамідних (мочевинноформальдегідних), які нагнітаються в піщаний ґрунт з коефіцієнтом фільтрації від 1,5 до 5 м/добу у вигляді водних розчинів з добавкою коагулянтів. Межа міцності на стиск закріплених зразків ґрунту складає 0,5-5,0 Мпа. У якості коагулянтів застосовуються соляна або щавлева кислоти. При вмісті карбонатів від 0,1 до 3% необхідна попередня обробка ґрунту розчином 3-5% кислоти.

Силікатизація і смолизація порід здійснюються шляхом нагнітання через систему ін'єкторів (що забиваються в ґрунт чи опускаються у свердловину) відповідних хімічних ін'єкційних розчинів. Нагнітання хімічних розчинів проводиться в однорідні за водопроникністю породи – заходками зверху вниз чи знизу вверх, в неоднорідних за водопроникністю масивах шари з більшою водопроникністю обробляються в першу чергу. Гранична величина тиску нагнітання визначається проектом на основі дослідних робіт. Вид, концентрація і рецептура хімічних розчинів визначаються залежно від інженерно-геологічних умов і призначення закріплюваного ґрунту.

Силікатизація і смолизація звичайно застосовуються як способи постійного закріплення ґрунтів основ будівель і споруд, створення фундаментів із закріпленого ґрунту й облаштування водонепроникних завіс.

Т е р м і ч н е з м і ц н е н н я основане на нагнітанні розпечених газів, які, проникаючи в пори, обпалюють ґрунт і збільшують його міцність. Високотемпературні гази можуть бути отримані: а) безпосередньо у свердловині при спалювання в ній рідкого чи газоподібного палива; б) поза свердловиною – шляхом нагріву стиснутого повітря в спеціальних прожарювальних печах чи шляхом спалювання палива в різноманітних

агрегатах. Термічне зміцнення найдоцільніше застосовувати в малозволожених лесових породах, що мають достатню газопроникність. Спосіб застосовується з метою зміцнення основ існуючих будівель і споруд чи створення фундаментів із закріпленого ґрунту. Спалювання палива проводиться у спеціально пробурених свердловинах. Для отримання масиву зміцненого ґрунту заданої форми необхідне дотримання наступних умов: надійна герметизація устя свердловини; переміщення фронту горіння палива по довжині свердловини; підтримання в свердловині вказаної у проекті температури. Максимальна температура в свердловині повинна бути у діапазоні 900-1100 °С.

Середній питомий тиск на поверхню термічно закріплених масивів слід підтримувати не більше 1,0 МПа. Термічне закріплення в просадкових ґрунтах слід, як правило, проводити на всю глибину товщі. Як виключення, допускається облаштування масивів не на всю глибину товщі.

Штучне заморозування порід застосовується у складних гідрогеологічних умовах як спосіб тимчасового укріплення водонасичених порід шляхом створення водонепроникної льодогрунтової загороди із замкнутим контуром при будівництві підземних споруд і облаштуванні фундаментів глибокого закладення.

25.3. Склад інженерно-геологічних досліджень

ІГД, які проводяться для різних видів будівництва, поділяються на періоди: підготовчий (передпольовий), польовий і камеральний.

У підготовчому періоді вивчають геологічну будову, гідрогеологічні та інженерно-геологічні умови району за архівними, фондovими та літературними матеріалами, а також вирішують організаційні питання й готуються до виїзду в поле.

В польовий період проводять інженерно-геологічне знімання, геофізичні дослідження, розвідувальні бурові роботи, статичне і динамічне зондування, гірничі роботи, інженерно-геологічне опробування гірських порід, дослідні інженерно-геологічні роботи.

В камеральний період обробляють результати польових досліджень, складають звіт і графічні додатки до нього – карти, розрізи, колонки свердловин і т. д.

25.3.1. Інженерно-геологічне знімання (ІГЗ)

Йому належить провідне місце в загальному комплексі ІГД. Воно проводиться для вивчення інженерно-геологічних умов території майбутнього будівництва.

Детальність ІГЗ визначається масштабом, вибір якого залежить від його призначення, стадії проектування, складності інженерно-геологічних умов місцевості. Залежно від масштабу зйомки поділяються на дрібномасштабні – від 1:500 000 і дрібніше, середньомасштабні – від 1:200 000 до 1:25 000 і крупномасштабні – від 1:10 000 і крупніші.

Дрібномасштабні зйомки проводять на значних за площею територіях для обґрунтування перспективного планування, наприклад, для складання схеми комплексного використання річки. Найчастіше при складанні карт масштабу 1:500 000 обмежуються використанням фондових і літературних матеріалів і проведенням окремих польових маршрутів для ув'язки відомих фактичних даних.

Середньомасштабні зйомки служать для обґрунтування техніко-економічної доповіді (ТЕД), а при простих інженерно-геологічних умовах й нескладному характері проєктованих споруд – для обґрунтування проєктного завдання.

Крупномасштабні зйомки виконують у межах ділянки, яка вибрана для розміщення проєктованої споруди, для обґрунтування проєктного завдання.

При інженерно-геологічній зйомці вивчають: геологічну будову району, геоморфологічні умови, гідрогеологічні умови, фізико-географічні умови. В процесі зйомки обстежують існуючі споруди для отримання даних про величину усадки основ, стійкості відкосів, дорожних виїмок, насипів, кар'єрів, мостів та ін.

Основний вид робіт при зйомці – маршрутні дослідження. В комплекс зйомки входять також геофізичні роботи, буріння свердловин і проходка гірничих виробок (шурфів, канав). При проведенні маршрутів ведеться опис порід в природних відслоненнях чи стінках гірничих виробок, форм рельєфу, природних і штучних водопроявів (джерел, колодязів, свердловин), фізико-географічних явищ.

При описі гірських порід звичайно вказують їх назву, колір в сухому й вологому стані, мінеральний і механічний стан, наявність включень,

характер цементації склад цементу, наявність в породі пор і пустот, їх характер і розміри, наявність тріщин, їх походження, розміри, характер заповнення, структуру і текстуру, вологість, ступінь розмокаємості, ступінь вивітрювання породи. Для скельних порід особливо важливо вивчити їх тріщинуватість.

Основними об'єктами *геоморфологічних спостережень* є річкові долини та їх елементи. Звичайно визначають глибину ерозійного врізу ложа долини, поперечний профіль долини, крутизну її схилів. Встановлюють зв'язок форм рельєфу з геологічною будовою території і наявністю тектонічних порушень.

Гідрогеологічні спостереження заключаються у виявленні водоносних горизонтів, встановлення площі їх поширення, складу і потужності водовмісних порід та їх водоносності. Останню характеризують дебітами джерел, колодязів чи свердловин.

При описі джерела вказують його місцезнаходження по відношенню до якого-небудь елементу рельєфу чи близького населеного пункту, назву і вік водоносних порід, характер виходу води, дебіт джерела, фізичні властивості води; при необхідності відбирають пробу води для хімічного аналізу.

При інженерно-геологічній зйомці широко використовують аерофотознімки території. З їх допомогою можна отримати уявлення про особливості рельєфу території, рослинність, ґрунти, деякі фізико-геологічні явища (зсуви, карст та ін.), простежити поширення окремих пластів порід, виявити тектонічні порушення, зони розвантаження підземних вод тощо. Аерофотознімки дають можливість скласти попереднє уявлення про інженерно-геологічні умови території за встановленими геоморфологічними, гідрографічними, геоботанічними, ґрунтовими умовами і за характером господарського освоєння території. Відомості, отримані за допомогою аерофотознімків, у значній мірі прискорюють процес інженерно-геологічної зйомки.

25.3.2. Геофізичні дослідження

Вони ґрунтуються на замірюванні питомого електричного опору порід (електророзвідка), магнітних властивостей порід (магніторозвідка), швидкості поширення пружних коливань в породах (сейморозвідка),

інтенсивності випромінювань радіоактивних речовин при проходженні їх через гірські породи (ядерні методи) і т.д.

Геофізичні дослідження дозволяють визначити потужність пухких четвертинних утворів і глибину залягання корінних порід, виявити і оконтурити річкові долини, розчленувати товщу порід на верстви різного літологічного складу, виявити тектонічні порушення, карстові зони і порожнини в породах, визначити глибину залягання ґрунтових вод, напрямок і швидкість руху підземних вод і т.д.

25.3.3. Розвідувальні бурові роботи

Вони проводяться як в процесі інженерно-геологічного знімання, так і при детальних дослідженнях на вибраних для будівництва споруд площадках. Завданням розвідувальних робіт при ІГД є вивчення геологічної будови досліджуваного району на ту чи іншу глибину, відбір проб, опробування й випробування порід для визначення їх інженерно-геологічних властивостей, виявлення водоносних горизонтів, ступеня обводненості і фільтраційних властивостей порід, вивчення хімічного складу підземних вод.

До складу розвідувальних робіт входять буріння свердловин, зондування, проходка шурфів, шахт, штолень та інших гірничих виробок.

Особливістю буріння інженерно-геологічних свердловин є необхідність отримання зразків порід з непорушеною структурою і найповнішого уявлення про водоносні горизонти. За призначенням інженерно-геологічні свердловини поділяються на картувальні (зондувальні), розвідувальні і спеціального призначення.

Картувальні свердловини служать для вивчення геологічного розрізу, з них відбирають зразки порід з порушеною структурою.

Розвідувальні свердловини бурять не тільки для отримання геологічної документації, але й для відбору монолітів з непорушеною структурою.

При ІГД застосовують такі способи буріння: ударно-канатний, ударно-обертальний, колонковий, вібраційний, шнековий і рідше роторний.

Ударно-канатне буріння рекомендується застосовувати при проходці пухких, скельних і напівскельних порід, а також у тих випадках, коли не треба вивчати структуру і механічні властивості порід.

Ударно-обертальне буріння може бути механічним і ручним. Великими недостатками ручного буріння є його низька продуктивність і трудомісткість. Дане буріння застосовують в основному при проходці пухких порід, при цьому добувають перем'яті, а інколи й перемішані породи. Для відбору зразків з природною структурою й вологістю використовують ґрунтоноси.

Колонкове буріння застосовується при ІГД найчастіше і дозволяє отримувати керн з природною структурою й вологістю. Колонкове буріння використовують при проходці скельних і напівскельних порід, а також щільних зцементованих і пухких порід (в останньому випадку збереженість природної структури й вологості досягається бурінням “всуху”, без промивної рідини).

Вібраційне буріння дуже продуктивне і застосовується для проходки пухких порід, які не містять значних включень крупноуламкового матеріалу. Використання у якості бурового інструменту спеціальних зондів дозволяє відбирати при цьому способом буріння зразки порід з природною структурою й вологістю.

Шнекове буріння застосовують тільки в пухких породах; швидкість проходки при ньому велика, але воно має деякі суттєві недоліки: при проходці важко визначати границі різних верств і фіксувати глибину розкриття обводнених порід, при добуванні шнека з свердловини порушується структура порід. Тому шнекове буріння доцільно застосовувати у тих випадках, коли треба досягти тої чи іншої глибини без детального вивчення порід.

Роторне буріння застосовують в основному при бурінні глибоких свердловин великого діаметру.

Проходка свердловин при всіх способах буріння супроводжується ретельним оглядом, опробуванням і описом зразків піднятих порід, замірами глибини поверхні та встановленого рівня води.

Якщо необхідний відбір монолітів порід, то кінцевий діаметр свердловин повинен бути не меншим 127 мм, якщо ж відбору монолітів не вимагається – не менше 75 мм. Початкові діаметри буріння визначаються

заданою величиною кінцевого діаметра, а також кількістю змін діаметра по глибині свердловини при її обсадці трубами.

25.3.4. Статичне і динамічне зондування

В останні роки поширення отримала проходка виробок методом статичного і динамічного зондування.

Статичне зондування (пенетрація) ґрунтується на вдавлюванні наконечника (конуса) в породи шляхом прикладення статичного тиску (рис. 40). За швидкістю занурення наконечника при певному статичному навантаженні можна судити про характер порід. Створено декілька конструкцій установок для статичного зондування: зондувальна установка БашНДІбуду С-832, змонтована на шасі ГАЗ-63 з глибиною зондування до 15 м; установка зондування ЦНДІту – глибина зондування до 20 м; установка С-979 з глибиною зондування до 15 м та ін.

Динамічне зондування заключається в замірюванні опору породи при забивці в неї вільно падаючим молотом сталюого наконечника (конуса).

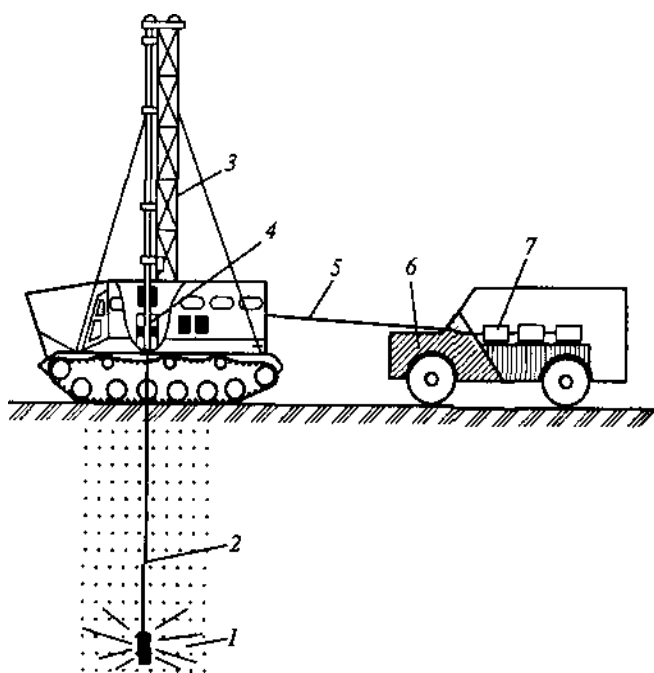


Рис. 40. Пенетраційно-каротажна станція:
 1 – зонд-датчик; 2 - штанга; 3 – мачта;
 4 – гідроциліндр; 5 – канал зв'язку;
 6 – пересувна апаратна станція;
 7 – пульт управління

Наконечник діаметром до 74 мм нагвинчують на штангу діаметром 42 мм. При забивці конуса заміряють довжину інтервалу, на який занурюється наконечник через певне число ударів молота. Величина занурення наконечника і є умовним вимірювачем динамічного опору породи вторгненню в неї наконечника. Визначаючи динамічний опір різних порід по опорній свердловині, можна потім за даними зондування вивчати геологічний розріз в різних точках досліджуваної території.

Динамічне зондування до глибини 15 м проводять за допомогою установок Гідропроєкту УБП-15 та УБП-15М, змонтованих на причіпі. Вони складаються із складної мачти, механізму для її підйому, бензинового мотору Л-6 та лебідки для підйому молота з приводом.

Інститутом Київгіпротранс сконструйовані автоматичні установки для динамічного зондування АДЗ-1С-15 та АДЗ-2Т-25, змонтовані на базі бурового станка БУКС і призначені для зондування піщано-глинистих порід на глибину до 25 м. Процес зондування і реєстрації результатів випробувань повністю автоматизований (детальніше див. підрозділ 24.3.7).

25.3.5. Гірничі роботи

Ці роботи мають перевагу перед бурінням свердловин, тому що гірничі виробки забезпечують безпосередній доступ спостерігача до гірських порід для їхнього огляду, випробування та відбору проб. В той же час гірничі роботи обходяться значно дорожче, ніж буріння свердловин.

При інженерно-геологічних дослідженнях застосовують майже всі типи гірничих виробок, відомі в геологорозвідувальній справі. Так, при інженерно-геологічному зніманні для розкриття відкладів, що залягають під ґрунтово-рослинним шаром, проходять закопушки – дрібні лійкоподібні виробки глибиною 0,5-0,8 м. З них відбирають зразки гірських порід для їх опису й визначення класифікаційних показників (гранулометричного складу, пластичності та ін.).

Для розкриття пластів з крутим падінням проходять канали; їх прокладають перпендикулярно до простягання пластів. Глибина каналів може досягати 3 м. Канали дозволяють відбирати зразки порід з непорушеною структурою і природною вологістю, робити описи, зарисовки, фотографії умов залягання порід.

Шурфи – вертикальні гірничі виробки прямокутного чи круглого перерізу – проходять до глибини 10-12 м, в окремих випадках – до 30 м. В шурфах можна проводити опис порід, їх зарисовку й фотографування, відбирати моноліти з непорушеною структурою, виконувати спеціальні дослідні роботи. Для проходки шурфів сконструйовані спеціальні установки: КШК-30А, КШС-40, БКГМ-66, МРК-1А, ЛБУ-50 та ін.

Шахти мають те ж призначення, що й шурфи, але використовуються для дослідних робіт більш крупних масштабів.

Штольні – горизонтальні гірничі виробки, які проходять звичайно на схилах річкових долин при інженерно-геологічних дослідженнях для будівництва великих гідротехнічних споруд. Штольні проходять при вивченні тріщинуватості порід для оцінки втрат води з водосховищ в обхід плотини, ступеня закарстованості порід, великих зсувних тіл та ін.

25.3.6. Інженерно-геологічне опробування гірських порід

Опробування представляє собою комплекс послідовних операцій з вивчення складу, стану і властивостей порід. Його здійснюють шляхом відбору проб порід в гірничих виробках, бурових свердловинах, відслоненнях і визначення потім їх властивостей різними способами (лабораторними, польовими та ін.), а також шляхом визначення властивостей порід в природних умовах (наприклад, заміри кутів стійких відкосів та ін.). Опробування проводять на усіх стадіях інженерно-геологічних досліджень.

Слід зазначити, що треба розрізняти терміни «зразок», «проба», «моноліт».

Зразком називають любий об'єм породи, відібраний з метою його подальшого геологічного вивчення (візуального опису, хімічного аналізу, вивчення під мікроскопом та ін.).

Проба – це строго визначений об'єм породи, який використовується для випробування в лабораторних чи польових умовах з ціллю визначення якого-небудь її показника: складу, стану чи фізико-механічних властивостей.

Монолітом називають стовпчик породи у формі куба чи циліндра, відібраний зі збереженням її природної структури й вологості. З моноліта можна брати проби для визначення різних фізико-механічних властивостей породи.

Зразки порід відбирають через певний інтервал чи крок опробування. Інтервал опробування – це відстань між пробами по вертикалі (по глибині виробки), крок – відстань по горизонталі.

При відборі зразків гірських порід для інженерно-геологічних потреб рекомендується застосовувати три методи відбору: точковий, борозновий та валовий.

Точковий метод заключається в тому, що з керна, стінки чи дна виробки відбирають невеликих розмірів пробу з порушеною чи збереженою структурою для визначення фізико-механічних властивостей порід. Проба має суттєво малий об'єм у порівнянні з досліджуваним масивом порід і по-суті характеризує тільки дану точку масиву. Значення показників, що визначаються за точковими пробами, можуть різко відрізнятися один від одного, тому для отримання достовірних значень показників, які б характеризували весь досліджуваний масив гірських порід, застосовують методи математичної статистики.

Борозновий метод заключається у відборі зразка породи з порушеною структурою з борозни, на всьому її протязі витриманої за розмірами. Потім зразок квартують (тобто після перемішування породи її ділять на чотири рівні частини, беруть одну частину, а три частини викидають; взятую частину знову квартують і так продовжують до отримання проби потрібних розмірів), після чого передають в лабораторію для визначення того чи іншого показника властивостей породи. Отримане значення показника можна розглядати як середнє для всієї ділянки масиву, опробованого борозною.

При *валовому методі* пробою служить вся добыта з виробки порода. По суті, до валового методу опробування відносяться також випробування порід пробними навантаженнями, зсув великих монолітів у шурфах і шахтах і т ін., при яких випробуванню піддаються значні масиви гірських порід у їх природному заляганні.

При *точковому опробуванні* проби відбирають з шурфів і свердловин вирізанням, вдавленням, оббивкою чи оббурюванням (останні три способи потребують застосування ґрунтоносів). Зразки порід відбирають відповідно до методики, викладеної в ГОСТі 12071-72 «ґрунти. Відбір, упаковка, транспортування й зберігання зразків». В таблиці 10 вказано, для визначення яких показників властивостей порід потрібні зразки з порушеною структурою, для яких – з природною структурою (моноліти), і необхідна кількість породи.

Рекомендовані маса чи об'єм породи для інженерно-геологічних проб

Показники стану і фізико-механічних властивостей породи	Склад і стан породи	Маса чи об'єм породи
Гранулометричний склад	<i>Фізичні властивості</i> Глинисті породи порушеної структури, що не зберегли природної вологості, у повітряно-сухому стані	10-20 г, отримані квартуванням із об'єму 250 см ³
	Супіщані породи, що не зберегли природної вологості й структури	10-20 г, отримані квартуванням із об'єму 250 см ³
	Піски в повітряно-сухому стані	100 г, отримані квартуванням із об'єму 1000 см ³
Щільність	Піщано-глинисті породи з порушеною структурою у повітряно-сухому стані	20-30 г, отримані квартуванням із об'єму 200-300 см ³
Об'ємна маса	Піски в повітряно-сухому стані	250-300 см ³
	Глинисті породи з непорушеною структурою з природною вологістю	Кусочок породи об'ємом до 150 см ³ чи моноліт 10×10×10 см
Природна вологість	Глинисто-піщані породи з порушеною структурою з природною вологістю	20-30 г
Максимальна молекулярна вологоємність	Піщано-глинисті породи з порушеною структурою	50 г, отримані квартуванням із об'єму 500 см ³
Повна вологоємність	Піски	200-300 г
Межа розкатування	Глинисті породи, супіски з порушеною структурою у повітряно-сухому стані	20-30 г
Межа текучості	-//-/-	60-100 г
Набухання	Глинисті породи з непорушеною структурою з природною вологістю	Моноліт 10×10×10 см
Розмакання	-//-/-	Моноліт 5×5×10 см

ОСНОВИ ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ

Липучість	Глинисті породи з порушеною структурою	50-100 г
Коефіцієнт фільтрації	Піски і супіски з порушеною структурою	300 см ³
	Глинисті породи з непорушеною структурою з природною вологістю	Моноліт 10×10×10 см
	<i>Механічні властивості</i>	
Стискуваність	Глинисті породи з непорушеною структурою з природною вологістю	Моноліт 25×25×25 см
Опір здвигу	-//-/-	Моноліт 20×20×20 см
Кут природного відкосу	Пісок з природною вологістю в природно-сухому стані	1200-1500 см ³

25.3.7. Дослідні інженерно-геологічні роботи

На останніх стадіях досліджень на площадках, вибраних для будівництва особливо відповідальних споруд, проводять дослідні польові інженерно-геологічні роботи для визначення деформаційних і міцнісних характеристик гірських порід. Основною перевагою цих методів є можливість отримання даних, що характеризують великі масиви гірських порід в природних умовах. Дослідні польові роботи вимагають значних затрат засобів і часу, застосування дорогівартісного обладнання.

До польових дослідних робіт належать, наприклад, випробування ґрунтів *статичними навантаженнями*. Ці випробування проводяться під час інженерно-геологічних досліджень із метою визначення стисливості ґрунтів і визначення такої важливої характеристики, як модуль деформації (рис. 41).

Випробування проводять у тих місцях ділянки, на котрих передбачають розміщення будівель та споруд, що потребують розрахунку осідань фундаментів. При цьому випробовують усі ґрунти, які залягають у межах активної зони. Випробування проводять за допомогою штампів, що є моделями фундаментів. Відповідно до Державного стандарту України

застосовують сталеві круглі жорсткі штампи площею 5000, 2500 і 600 см² із діаметрами відповідно 79,8, 56,5 та 27,7 см. Штампи площею 5000 і 2500

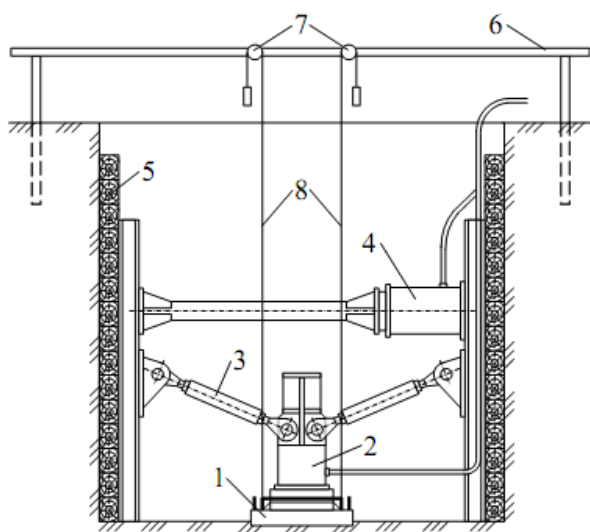


Рис. 41. Схема установки для випробування ґрунту штампом розпірної конструкції у шурфі: 1 – штамп; 2 – домкрат для навантаження штампa; 3 – гвинтові упори; 4 – домкрат для горизонтального розпору; 5 – вінцеве кріплення; 6 – реперна система; 7 – прогиномір; 8 – дріт

використовують при випробуваннях у шурфах й інших гірських виробках, а також у будівельних котлованах. Великі штампи застосовують для випробування великоуламкових, піщаних ґрунтів середньої щільності і пухких та глинистих ґрунтів із показником консистенції $IL > 0,25$. Малі штампи використовують у щільних піщаних і глинистих ґрунтах при $IL \leq 0,25$. Штампи площею 600 см² призначені для випробувань у свердловинах.

Випробування у шурфах та свердловинах здійснюють за допомогою установок різної конструкції. На рис. 41 показана установка для проведення статичних випробувань ґрунтів штампами в шурфах розпірної конструкції. Розміри шурфів у плані приймаються 1,6×1,6... 2,0×2,0 м. Стінки їх кріплять відповідно до виду пройдених ґрунтів. Штампи встановлюють у забої в гнізді глибиною 3-4 см, а при м'якопластичних і текучопластичних глинистих ґрунтах – у приямок глибиною 40-60 см. Установка штампa в приямок необхідна для того, щоб не допустити випинання ґрунту з-під штампa. У цьому випадку ґрунт, який є за межами штампa, створює потрібне привантаження. Штампи встановлюють на шар дрібного піску товщиною 1-2 см. При випробуваннях улітку навколо штампa на дно шурфу укладають шар тирси з вологістю, яка відповідає вологості ґрунту. Цей шар ґрунту захищає ґрунт від висихання. Щоб не допустити промерзання ґрунту взимку, дно шурфу і штамп накривають шаром сухої тирси товщиною 30-40 см або іншим теплоізоляційним матеріалом. Поряд із цим має бути передбачено захист ґрунту в забої шурфу від можливого зволоження його поверхневими водами (дошовими або талими).

Діаметр свердловини, призначеної для випробувань, приймають 325 мм. Стінки її кріплять обсадними трубами. Штамп установлюють у забої після його зачищення спеціальним ножом і вирівнювання шаром піску (1-2 см). При цьому його розташовують приблизно на 2 см нижче від фрезерної муфти.

Випробування ґрунту статичними навантаженнями проводять шляхом створення тиску на ґрунт кількома (7-10) ступенями. Величина ступенів тиску залежно від виду ґрунту та його стану приймається від 0,025 до 0,1 МПа. На початку випробування ґрунт попередньо ущільнюють тиском, що дорівнює тиску від власної ваги ґрунту σ_{zg} на даній глибині, але не меншим 0,05 МПа.

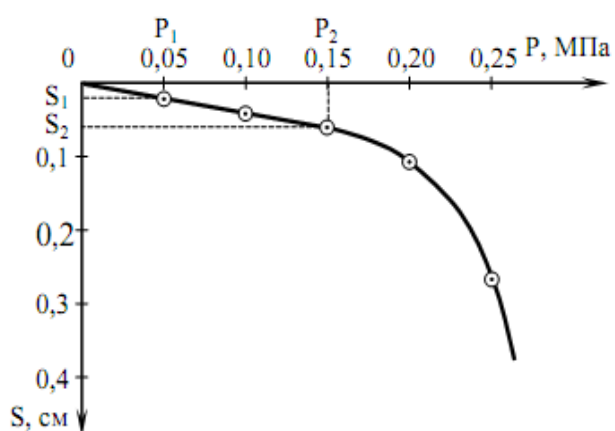


Рис. 42. Графік залежності осідання штампа від тиску

Тиск попереднього ущільнення також прикладають ступенями. Кожен ступінь тиску витримують до стабілізації осідання штампа. Стабілізація вважається досягнутою, якщо прирощення осідання за 1 год для великоуламкових і піщаних ґрунтів та за 2 год для глинистих не перевищує 0,1 мм.

У процесі дослідів величину осідання штампа заміряють за допомогою двох прогиномірів. Їх з'єднують із штампами сталевим дротом діаметром близько 0,3 мм. Для розрахунку беруть середнє арифметичне з двох замірів.

За наслідками випробувань складають графік, що відображає залежність осідання від тиску (рис. 42). Цей графік потрібний для визначення модуля деформації. Модуль деформації визначають у межах тієї ділянки графіка, де має місце лінійна залежність осідання від тиску. Для виділення цієї ділянки через дослідні точки графіка проводять усереднюючу пряму. При цьому розкид точок відносно прямої повинен бути рівномірним. За початкові значення тиску й осідання приймають тиск P_1 , що дорівнює σ_{zg} , і відповідне йому значення осідання S_1 . За кінцеві значення тиску й осідання беруть значення, що відповідають останній точці лінійної залежності. Якщо ж виявиться, що при тиску p_n прирощення осідання штампа вдвічі більше за прирощення осідання в попередньому ступені, то за кінцеві значення тиску та осідання приймають значення, котрі відповідають попередній точці.

Для обчислення модуля деформації, МПа, використовують формулу:

$$E = \omega(1 - \nu^2) b \frac{\Delta p}{\Delta S},$$

де ω – безрозмірний коефіцієнт, прийнятий для круглого жорсткого штампа 0,8; ν – коефіцієнт бічного розширення (коефіцієнт Пуассона), прийнятий від 0,27 до 0,42 залежно від виду ґрунту; b – діаметр штампа, см; Δp – прирощення тиску, МПа, $\Delta p = p_n - p_l$; ΔS – прирощення осідання штампа, см; $\Delta S = S_n - S_l$. Модуль деформації визначається з точністю до 0,1 МПа.

До польових дослідних робіт належить також *зондування* ґрунтів. Простота і невисока вартість зондування зумовили його широке застосування під час інженерно-геологічних досліджень. Зондування проводять при вивченні піщаних та глинистих ґрунтів. Гранична глибина зондування – 15-30 м. Це метод безперервного по глибині дослідження. Він базується на тому, що ґрунти з різними властивостями чинять неоднаковий опір проникненню в них зонда. Сам зонд складається з наконечника і штанг. Найбільш доцільні конічні наконечники.

Зондування дозволяє виявляти характер залягання шарів ґрунтів по глибині й простору, а також оцінювати фізико-механічні властивості ґрунтів. У зв'язку з цим можливі дві схеми застосування зондування при інженерно-геологічних дослідженнях. Перша схема передбачає проведення зондування з метою виділення інженерно-геологічних елементів для раціонального розміщення на ділянці (майданчику) розвідувальних виробок (шурфів і свердловин) та визначення їх кількості.

Друга схема зводиться до уточнення залягання виділених інженерно-геологічних елементів між пройденими розвідувальними виробками.

За допомогою зондування можуть бути розв'язані й інші завдання – здійснення контролю за укладанням ґрунту в земляні споруди (греблі, дамби та ін.), визначення несучої здатності палів тощо.

Залежно від способу занурювання зонда в ґрунт розрізняють динамічне і статичне зондування. При динамічному зондуванні зонд занурюють у ґрунт ударами молота. При статичному – вдавлюють за допомогою різних механізмів. Схеми установок динамічного й статичного зондування показані на рис. 43. Кожен із способів має свої переваги і недоліки. Перевагою динамічного зондування є те, що воно дає змогу дослідити ґрунти з більшим опором занурюванню конуса (наприклад піщані). Для його проведення необхідне нескладне устаткування. До недоліків слід віднести можливі

розрідження деяких ґрунтів під впливом ударних навантажень. Із цієї позиції динамічне зондування не зовсім зручно застосовувати в пилюватих пісках, насичених водою, і в глинистих ґрунтах м'якопластичної та текучопластичної консистенції. Статичне зондування вільне від цих недоліків, однак воно потребує використання більш складного устаткування із застосуванням анкерних або інших пристроїв для сприйняття зусиль, прикладених до зонда.

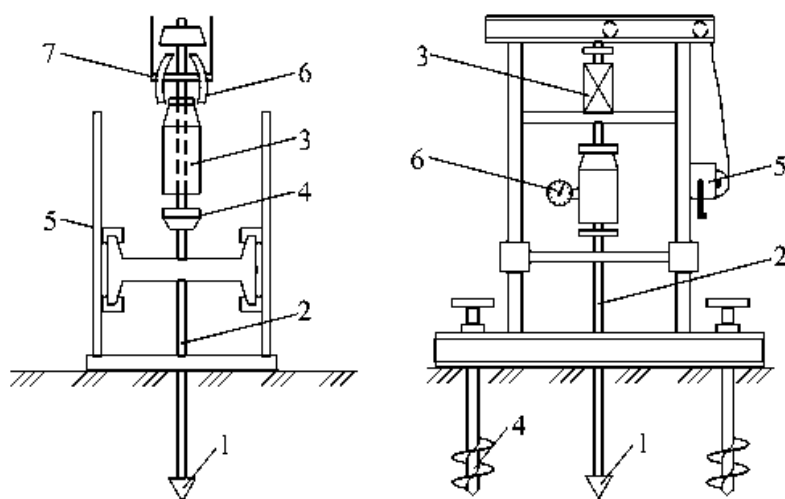


Рис. 43. Зліва: схема установки статичного зондування: 1 – конус; 2 – штанга; 3 – домкрат; 4 – анкер; 5 – лебідка; 6 – динамометр.

Справа: схема установки динамічного зондування: 1 – конус; 2 – штанга; 3 – молот; 4 – підбабник; 5 – напрямна; 6 – захоплювач; 7 – обмежувач

У ході динамічного зондування визначають показник динамічного зондування або величину занурення зонда від визначеної кількості ударів молота. Ці величини є мірою опору ґрунту. Показник динамічного зондування N , уд/дм, визначають кількістю ударів, необхідних для занурення зонда на 1 дм. Величина занурення

зонда S від серії ударів (залоги) визначається мірною рейкою. Оптимальне число ударів – п'ять, але воно може змінюватися від 1 до 20. Кількість ударів повинна бути такою, щоб занурювання від залог не перевищило 10 см, тобто точності визначення положення меж шарів ґрунтів, що виділяються. Для того щоб одержати порівняльні результати при використанні різного устаткування, необхідно користуватися таким показником, як питомий динамічний опір

$$p_g = kW,$$

де k – коефіцієнт втрати енергії при ударі,

$$k = \frac{Q + e^2 q}{Q + q},$$

тут Q – вага молота, H ; e – коефіцієнт відновлення удару; приймається приблизно 0,56; q – вага зонда і напрямної молота, H ; W – робота

зондування, Дж; визначається за однією з наведених нижче формул залежно від виду характеристик зондування (N або S):

$$W = N \cdot Q \cdot H / (10 \cdot A), \text{ або}$$

$$W = n \cdot Q \cdot H / (S \cdot A),$$

де N – показник динамічного зондування, уд/дм; Q – вага молота, Н; H – висота падіння молота, см; A – площа основи конуса, см²; S – занурення конуса від залози, см; n – число ударів у залозі.

Результати динамічного зондування оформлюють за допомогою графіків (рис. 44).

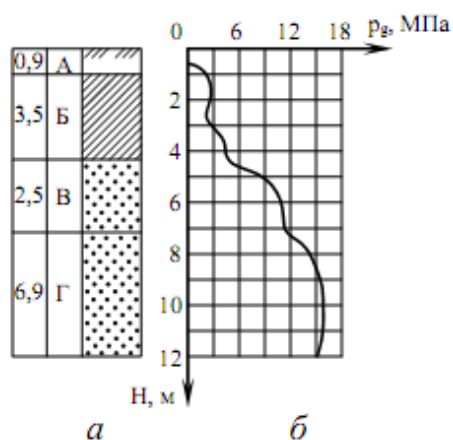


Рис. 44. Графік динамічного зондування: а – геологічна колонка; б – графік зондування; А – чорнозем; Б – суглинок; В, Г – піски

Виконують прив'язку графіка до інженерно-геологічних умов. За допомогою установок статичного зондування, які застосовують пошукові організації,

випробування ґрунтів можна проводити двома основними способами. В першому випадку зондування виконують, використовуючи наконечник, діаметр котрого дорівнює діаметру штанг (голландський зонд). При цьому окремо фіксують опір ґрунту конусові і величину тертя по бічній поверхні штанг. Тертя може фіксуватись по всій поверхні штанг або на визначеній ділянці вище від конічного наконечника.

В іншому випадку діаметр наконечника перевищує діаметр штанг в 1,6 і більше разів. При такому співвідношенні, крім усунення або значного зниження тертя по бічній поверхні штанг, створюються умови для випирання ґрунту в порожнину, що утворюється між стінками свердловини й штангами після проходження конуса.

У першому випадку значна частина корисного зусилля зондування витрачається на подолання сил тертя по бічній поверхні штанг. Це явище не дозволяє в щільних ґрунтах досягти проектних позначок, а в слабких ґрунтах через малі розміри наконечника значно знижується точність даних, що одержуються.

Зондування розширеним наконечником дозволяє з більшою ефективністю використати статичне зусилля за рахунок зняття тертя з поверхні штанг. Застосування наконечників великих розмірів дозволяє підвищити точність визначення показників слабких ґрунтів. З іншого боку при вигинанні штанг у процесі зондування різко змінюється тертя по бічній поверхні за рахунок його концентрації в місцях дотикання штанг до стінок свердловини.

Критична глибина зондування залежить від фізичного стану піску, а також розмірів застосованих наконечників. У щільних пісках при діаметрах конічних наконечників 50-74 мм вона становить 1500-2000 мм. Зі збільшенням діаметра конічного наконечника критична глибина зондування відповідно зростає.

Оцінювання фізико-механічних властивостей ґрунтів за результатами зондування не є однозначним завданням. Частіше використовують експериментально встановлені залежності (кореляційні) показників зондування від властивостей ґрунтів. Ці залежності зображуються у вигляді таблиць або формул і мають лише регіональне значення. Наближене визначення виду глинистих ґрунтів за результатами статичного зондування наведені в таблиці 11.

Таблиця 11

Дані для визначення виду глинистого ґрунту за результатами статичного зондування конусом-зондом

Опір ґрунту конусові g_s , МПа	Вид глинистого ґрунту
>10	Твердий
10-5	Напівтвердий
5-2	Тугопластичний
2-1	М'якопластичний
<1	Текучопластичний

За допомогою зондування можна визначити також модуль деформації ґрунтів: для пісків $s \leq q \leq 3$ МПа; для суглинків і глин $s \leq q \leq 7$ МПа. При динамічному зондуванні піщаних ґрунтів значення модуля деформації можуть бути одержані з таблиці 12.

Таблиця 12

Дані для визначення модуля деформації пісків за результатами динамічного зондування

Ґрунт	$p_g=2$ МПа	$p_g=7$ МПа	$p_g=14$ МПа
	Модуль деформації E , МПа		
Піски крупні і середньої крупності	15-20	34-39	50-55
Піски дрібні	13	29	40
Піски пилюваті, маловологі	8	22	32

Аналогічно можуть бути визначені кут внутрішнього тертя ґрунтів і питоме зчеплення.

25.3.8. Основні звітні інженерно-геологічні матеріали

Носіями інженерно-геологічної інформації, що використовується в процесах планування, проектування, будівництва і експлуатації будівель і споруд, є звітні матеріали про інженерно-геологічні дослідження; інженерно-геологічні висновки; карти і розрізи; математичні моделі розподілу компонентів інженерно-геологічних умов, моделі полів геологічних параметрів, представлені в графічній чи аналітичній формі; схеми розміщення дослідних робіт і схеми точок опробування; графіки перерізу полів геологічних параметрів по головних напрямках мінливості; графіки і діаграми, що ілюструють взаємозв'язки між геологічними параметрами, кореляційні поля й матриці; графіки дослідних робіт; замальовки і фотографії.

1. *Інженерно-геологічні карти, розрізи, моделі полів геологічних параметрів.* Геологічна карта – графічна модель літосфери, що відображає її просторову структуру й властивості. Залежно від відображуваних на карті структур і властивостей літосфери, геологічні карти розрізняються за призначенням. Карти, на яких відображені набори компонентів інженерно-геологічних умов чи дані результатів їх інженерно-геологічної оцінки, називають *інженерно-геологічними*. За групами масштабів інженерно-геологічні карти ділять на дрібномасштабні (1:1000 000 й дрібніші), середньомасштабні (1:500 000 - 1:100 000) і великомасштабні (1:50 000 й крупніші).

Дрібномасштабні карти використовують при плануванні народного господарства, складанні схем розвитку й розміщення його галузей.

Карти середнього масштабу застосовують для складання схем розвитку і розміщення галузей промисловості, а також для варіантних проробок (вибір варіанта траси лінійної споруди).

Карти великого (крупного) масштабу використовують для вирішення питань проектування споруд, варіантних проробок (порівняння авріантів), виділення ділянок індивідуального й типового проектування на трасах лінійних споруд, складання генеральних планів міст (селищ), розробки компоновочних рішень (масштаб 1:5000 й крупніше).

Інженерно-геологічні карти ділять на *карти інженерно-геологічних умов* та *карти інженерно-геологічного районування*. Перші відображають властивості геологічного середовища, які використовуються для

інженерно-геологічної оцінки території, але сама оцінка на них у явному вигляді не представлена. На других – територія розділена на частини відповідно з певною мірою однорідності інженерно-геологічних умов чи на частини, кожній з яких приписана оцінка, яка ранжує їх за ступенем сприятливості освоєння.

Карти інженерно-геологічних умов поділяються на карти загального призначення і спеціальні.

Карти загального призначення призначені для оцінки геологічних умов масового будівництва (промислового і цивільного, дорожнього та ін.). Вони складаються в дрібному й середньому масштабах. На них показують головні компоненти інженерно-геологічних умов, від яких залежить оцінка території для масових видів будівництва.

Складають також спеціальні карти інженерно-геологічних умов, стосовно якого-небудь виду будівництва. На них відображають компоненти інженерно-геологічних умов, які виявляють суттєвий вплив на інженерно-геологічну оцінку території для конкретного виду господарської діяльності. Компоненти інженерно-геологічних умов на таких картах враховані за їх вкладом в інженерно-геологічну оцінку території в відношенні детальності характеристики, точності й вірогідності. Спеціальні карти інженерно-геологічних умов найчастіше складають у середньому й крупному масштабах. Карти інженерно-геологічних умов загального призначення можуть складатись за єдиною, загальноприйнятою методикою, тобто вони є уніфікованими. Спеціальні карти інженерно-геологічних умов, як правило, не є уніфікованими. Залежно від числа відображуваних на карті компонентів інженерно-геологічних умов розрізняють багато- і монокомпонентні карти.

На уніфікованих картах показують найбільш загальні властивості геологічного середовища, що впливають на інженерно-геологічну оцінку території.

Уніфіковані інженерно-геологічні карти складають в рамках державного інженерно-геологічного картування, яке проводиться, як правило, в комплексі з геологічним і гідрогеологічним зніманнями середнього масштабу.

Карти інженерно-геологічного районування поділяються на карти загального і спеціального районування. Карти загального районування, як правило, дрібномасштабні, складають з метою розробки схем розвитку й

розміщення галузей народного господарства, що враховують раціональне використання й охорону геологічного середовища; виявлення й моделювання ієрархічно побудованої просторової структури геологічного середовища, що визначається відношенням компонентів інженерно-геологічних умов. Остання ціль загального районування – наукова. Районування при цьому розглядається як основа (схема) систематичного опису інженерно-геологічних умов території.

Карти спеціального інженерно-геологічного районування призначені для спеціалізованої інженерно-геологічної оцінки різних частин території стосовно конкретних видів будівництва. Загалом, можна відмітити взаємозв'язок розмірів території з різноманітністю господарської діяльності. Чим більша за площею територія, тим більше різних видів господарської діяльності на ній здійснюється. Внаслідок цього загальне інженерно-геологічне районування ведуть для великих територій, використовуючи для цього дрібномасштабні карти. Карти спеціального інженерно-геологічного районування можуть бути дрібно- і середньомасштабними. Відповідно з розробками Т. Трофимова, інженерно-геологічне районування за змістом розділяють на генетико-морфологічне й оціночне. Суть першого заключається у виявленні просторової ієрархічної структури геологічного середовища, зумовленої процесами геологічного розвитку районованої території. Оціночне районування передбачає оцінку складності інженерно-геологічних умов різних частин районованої території на основі деяких мір, в тому числі вартісних показників (геолого-економічне районування). Генетико-морфологічне районування може бути *індивідуальним* (регіональним), *типологічним* і *змішаним*. Індивідуальне (регіональне) районування ґрунтується на використанні для поділу території індивідуальної, розробленої тільки для районованої території системи таксономічних одиниць районування. Типологічне районування передбачає наявність єдиної ієрархічної системи таксономічних одиниць районування, яка може бути поширена на любую територію. Змішане – це районування з використанням індивідуальних критеріїв виїлення таксономічних одиниць вищої категорії й типологічної системи таксонів для виділення одиниць, районування нижчих категорій. Значні розробки по проблемі інженерно-геологічного районування виконані зокрема І. Поповим, М. Чуриновим, І. Комаровим, Г. Голодковською, В. Трофимовим та ін.

2. Не менш поширеними, ніж карти, звітними документами є інженерно-геологічні розрізи. *Інженерно-геологічний розріз* – це графічна модель вертикального перерізу літосфери, що відображає її просторові структури і властивості – компоненти інженерно-геологічних умов. На відміну від геологічного чи гідрогеологічного розрізу інженерно-геологічний розріз повинен відображати такі компоненти: геологічну будову, мінеральний і гранулометричний склад порід, тектонічну будову й тріщинуватість порід, геоморфологічну структуру, гідрогеологічну будову, гідродинамічні і хімічні характеристики підземних вод, прояви екзогенних геологічних процесів, показники властивостей ґрунтів. Розрізи, як і карти, поділяються за масштабами. Глибина розрізу визначається глибинністю досліджень. Розрізи до карти інженерно-геологічних умов орієнтують за головними напрямками мінливості. На розрізах показують ті ж геологічні тіла, що й на картах.

1. *Звіти про інженерно-геологічні дослідження та інженерно-геологічні заключення (висновки)*. Розрізняють наступні види інженерно-геологічних звітів:

- а) звіт про інженерно-геологічні вишукування для проектування споруд;
- б) звіт про інженерно-геологічне знімання;
- в) звіт про проведення дослідних інженерно-геологічних (дослідно-будівельних) робіт;
- г) звіт про режимні інженерно-геологічні спостереження.

Зміст звіту про інженерно-геологічні дослідження не уніфікований. Він суттєво залежить від етапу господарської діяльності (найчастіше від стадії проектування споруди), мети робіт і виду будівництва. Незалежно від цього, звіт про інженерно-геологічні дослідження завжди включає загальну і спеціальну частини, інженерно-геологічну записку до проекту споруди і графічні додатки. Загальна частина обґрунтовує геологічну гіпотезу про формування інженерно-геологічних умов району будівництва. Спеціальна частина представляє собою спеціалізований стосовно конкретних проєктованих об'єктів опис інженерно-геологічних умов території, границі якої обумовлені інженерним завданням (площа варіанта, будівельний майданчик, ділянка траси).

Інженерно-геологічне заключення містить спеціалізовану оцінку геологічних умов будівництва і експлуатації проєктованої споруди,

прогноз розвитку і функціонування споруди, що стосується інженерно-геологічних процесів і висновки. Природньо, звіти про проведення дослідних робіт і про режим інженерно-геологічних спостережень мають інший зміст. Загальна частина звіту включає наступні розділи.

1. *Вступ.* Розділ містить опис інженерного завдання і завдання інженерно-геологічних досліджень, дані про види і об'єми проведених інженерно-геологічних вишукувань, терміни їх виконання, організації робіт, склад виконавців.

2. *Фізико-географічний нарис,* в якому вказують географічне й адміністративне положення району, розглядають природні (в тім числі й геологічні) та економічні умови, що визначають методику вишукувань, їх вартість і строки проведення робіт; морфологію, гідрографічну сітку, кліматичні умови.

3. *Геологічна вивченість.* У розділі в хронологічній послідовності розглядають розвиток геологічної гіпотези. Відмічається, як змінювались уявлення про компоненти інженерно-геологічних умов району.

4. *Стратиграфія.* В розділі знизу вверх розглядаються геологічний розріз і гірські породи. При цьому з більшою детальністю описуються породи, що впливають на оцінку умов будівництва чи експлуатації проєктованих споруд.

5. *Тектонічні умови та історія розвитку району.* Розглядається формування сучасної тектонічної будови району (і тріщинуватості порід) на фоні історії геологічного розвитку. Опис повинен дозволяти відтворити палеогеографічну і тектонічну обстановку процесів петрогенезу, седиментації матеріалу і його наступного літогенезу (для установлення головних напрямків мінливості і формування попередніх уявлень про структуру полів їх геологічних параметрів, про ступінь їх однорідності).

6. *Геоморфологічна структура району.* Обговорюються питання формування сучасної геоморфологічної структури району на історико-геологічному фоні. Формування геоморфологічного вигляду району і його рельєфу описується з позиції сучасного прояву головних ендегенних і екзогенних геологічних процесів, а також властивостей гірських порід.

7. *Гідрогеологічні умови.* Описуються відношення водовмісних порід і відносних водотривів (гідрогеологічна структура), умови залягання підземних вод та їх гідравлічний зв'язок, гідродинамічні умови, хімічний склад та агресивність. Особливу увагу звертають на перший від поверхні

водоносний горизонт та інші горизонти, які можуть впливати на інженерно-геологічну оцінку території.

8. *Екзогенні геологічні процеси.* В розділі приводиться опис проявів екзогенних процесів, властивостей областей з нестійкою структурою, умов і процесів, їх інтенсивності, зовнішніх і внутрішніх причин.

9. *Корисні копалини.* Описуються родовища корисних копалин, в тому числі родовища будівельних матеріалів, які можуть бути використані при будівництві. Висловлюються припущення про перспективи відкриття невідомих родовищ, впливу проекрованої діяльності на умови експлуатації родовищ.

Спеціальна частина звіту складається з таких розділів:

1. *Вступ.* В розділі коротко викладаються дані про тип і конструкції споруди, вимоги до геологічного середовища, що пред'являються при проектуванні.

2. *Методика виконаних робіт і обробка отриманих результатів.* Розглядаються методи й обґрунтовується правильність їх застосування в конкретних умовах. Нові й нестандартні методи розглядаються більш повно. Детально розглядаються методи обробки даних, обґрунтовуються геологічні і статистичні критерії однорідності, способи перевірки законів розподілу, підрахунку статистик, вибору статистичних критеріїв.

3. Далше йде спеціалізований, в масштабі етапу інженерно-геологічних вишукувань, опис властивостей геологічного середовища – компонентів інженерно-геологічних умов. Опис обмежують територією і глибиною, визначеними необхідністю вирішення інженерного завдання (район, конкуруючий варіант, будівельний майданчик, можлива сфера взаємодії). Опис включає розділи:

4. *Геологічна будова.* В розділі описується тільки та частина геологічного середовища, яка буде взаємодіяти із спорудою. У її межах обґрунтовується виділення геологічних тіл, що відповідають умові вирішення інженерного завдання.

5. *Властивості порід та їх просторова мінливість.* Розглядаються стосовно до виділених геологічних тіл показники властивостей, з обґрунтуванням статистик; закономірності їх просторової мінливості на базі аналізу структури полів геологічних параметрів чи їх перерізів по головних напрямках мінливості. За необхідності обговорюються питання тимчасової мінливості геологічних параметрів.

6. *Гідрогеологічні умови.* Обговорюються для частини геологічного середовища у межах глибини можливої сфери взаємодії. Розглядається гідрогеологічна структура (відношення водовміщуючих порід і відносних водотривів), динамічні характеристики (живлення, рух, розвантаження підземних вод), хімічний склад і агресивність, вплив підземних вод на екзогенні (в тому числі й майбутні інженерно-геологічні) процеси.

7. *Екзогенні геологічні процеси.* Обговорюються види, поширення екзогенних процесів, властивості областей з нестійкою структурою, зовнішні і внутрішні їх причини, інтенсивність прояву, тенденції розвитку при здійсненні проекрованої діяльності.

8. *Інженерно-геологічне заключення.* Дається інженерно-геологічна оцінка вивченої області геологічного середовища й обговорюються результати вирішення інженерно-геологічного завдання (пропозиції щодо найкращого з інженерно-геологічної точки зору варіанту, порівняльний аналіз геологічних умов будівельного майданчика та аналогічні їм).

9. *Висновки.* Основні висновки по всіх розділах звіту.

10. *Список матеріалів, літературних, архівних, фондівих.* Складають в алфавітному порядку.

Звіт супроводжується графічними додатками, перелік яких розглянуто вище.

Звіт про інженерно-геологічні дослідження для обґрунтування проектів великих споруд (промислових комплексів, гідровузлів тощо) може складатись в декількох томах. В таких випадках складають інженерно-геологічну записку до проекту споруди (об'ємом до 250 сторінок тексту), в якій подається опис інженерно-геологічних умов місць розміщення окремих споруд та висновки.

Структура звіту про інженерно-геологічне знімання середнього масштабу відповідає побудові загальної частини звіту. Після глави «Родовища корисних копалин» розміщують главу «Висновки». У ній подаються основні висновки по розділах звіту й пропозиції щодо подальшого вивчення території. Об'єм звіту до 300 сторінок тексту. В технічному звіті за результатами інженерно-геологічного знімання крупного масштабу після глави «Геологічна будова і гідрогеологічні умови» поміщають розділи: фізико-механічні властивості ґрунтів, інженерно-геологічні умови і висновки.

За результатами інженерно-геологічної рекогносцировки, а також детальної інженерно-геологічної розвідки складають інженерно-геологічне заключення, яке повинно містити дані про методику, об'єми і терміни проведення робіт; відомості про фізико-географічні та інженерно-географічні умови обстеженої території, попередню оцінку екзогенних геологічних процесів і можливих змін структури і властивостей геологічного середовища при будівництві й експлуатації будівель і споруд; рекомендації по подальших інженерно-геологічних вишукуваннях. До заключення додають графічні і табличні матеріали.

Заклучення за результатами інженерно-геологічної розвідки містить опис інженерно-геологічних умов можливої сфери взаємодії (обсяг - до 25 сторінок тексту) і додатку у вигляді інженерно-геологічних розрізів по розрахованих перерізах сфери взаємодії, таблиць нормативних і розрахункових значень характеристик ґрунтів та інші графічні й табличні матеріали. Окрім розглянутих, складаються також інженерно-геологічні висновки про причини деформацій будівель (споруд) та експертні інженерно-геологічні висновки за проектами крупних споруд. Об'єм і зміст висновків залежать від їх цільового призначення.

Контрольні запитання і завдання

1. Обґрунтуйте призначення інженерно-геологічних досліджень (ІГД).
2. Які дослідження проводяться для обґрунтування проектування промислових і цивільних об'єктів?
3. Що Ви знаєте про ІГД для гідротехнічного будівництва?
4. Перечисліть основні завдання технічної меліорації гірських порід.
5. Які породи потребують технічної меліорації?
6. Опишіть основні способи технічної меліорації порід.
7. Охарактеризуйте роботи при інженерно-геологічному зніманні.
8. Які завдання вирішуються розвідувальними буровими роботами?
9. Розкрийте суть статичного і динамічного зондування.
10. Для яких потреб здійснюються гірничі роботи при ІГД?
11. Опишіть методику проведення інженерно-геологічного опробування гірських порід.
12. Для яких потреб проводяться дослідні інженерно-геологічні роботи?
13. Які матеріали належать до звітних при ІГД?
14. Охарактеризуйте загальну та спеціальну частини звіту про ІГД.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ТА РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Ананьев В. П., Потапов А. Д. Инженерная геология. – М.: Высшая школа, 2005. – 575 с.
2. Ананьев В. П., Передельский Л. В. Инженерная геология и гидрогеология. – М.: Высшая школа, 1980. – 271 с.
3. Бабич Є. М., Крусь Ю. О. Механіка ґрунтів, основи та фундаменти. – Рівне: видавництво Рівненського ДТУ, 2001. – 367 с.
4. Державні будівельні норми України. Інженерні вишукування для будівництва. – К.: Мінрегіонбуд України, 2008. – 74 с.
5. Зоценко М. Л., Коваленко В. І., Хілобок В. Г. та ін. Інженерна геологія. Механіка ґрунтів, основи і фундаменти. – Полтава: вид-во ПНТУ, 2003. – 443 с.
6. Инженерные изыскания в строительстве. – М.: Стройиздат, 1982. – 72 с.
7. Кононов В. М., Крысенко А. М., Швец В. М. Основы геологии, гидрогеологии и инженерной геологии. – М.: Высшая школа, 1978. – 187 с.
8. Коротких И. В. Оценка строительных свойств грунтов. – К.: Будівельник, 1979. – 56 с.
9. Костюченко М. М., Шабатин С. В. Гідрогеологія та інженерна геологія. – К.: видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. – 144 с.
10. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. – Л.: Недра, 1984. – 385 с.
11. Пешковский Л. М., Перескокова Т. М. Инженерная геология. – М.: Высшая школа, 1981. – 368 с.
12. Свинко Й. М., Сивий М. Я. Геологія. – К.: Либідь, 2003. – 480 с.
13. Сивий М. Я., Свинко Й. М. Геологія. Практикум. – К.: Либідь, 2007. – 229 с.
14. Сергеев Е. М. Инженерная геология. – М.: Изд. МГУ, 1982. – 248 с.
15. Смирнов Р. А., Грыза А. А. Эффективность и качество инженерных изысканий в строительстве. – К.: Будівельник, 1979. – 127 с.
16. Шостак А. В. Інженерна геологія. – Інтернет-ресурс. Режим доступу: <http://geol.univ.@kiev.ua>.
17. Фролов А. Ф., Коротких И. В. Инженерная геология. – М.: Недра, 1990. – 412 с.
18. Цытович Н. А. Механика грунтов. – М.: Высшая школа, 1983. – 242 с.
19. Чаповский Е. Г. Инженерная геология (Основы инженерно-геологического изучения горных пород). – М.: Высшая школа, 1975. – 296 с.



Видавництво Тернопільського національного технічного університету ім. І. Пулюя

виготовляє підручники для вузів, методичну літературу, художні видання, надає редакційно-видавничі та поліграфічні послуги з набору тексту, розробки макетів і друку книги чи будь-якої іншої поліграфічної продукції (брошури, плакати, афіші, календарі).

КРІМ ТОГО, ВИДАВНИЦТВО ПРОПОНУЄ ТАКІ ПОСЛУГИ:

- дизайн візитівок, буклетів, вітальних листів;
- професійне вичитування і верстку;
- сканування та копіювання;
- чорно-білий і повноколірний друк.



м. Тернопіль
вул. Руська, 56,
корп. 1, кімн. 102
Тел.: (0352)522199

e-mail: vydavnytstvo@tu.edu.te.ua

Дизайн обкладинки: Руслан Федішин
Комп'ютерне макетування: Руслан Федішин

Формат 60×90 Папір ксероксний.
Обл. вид. арк. 19,5
Наклад 150 прим. Зам. № 2235

Видавництво Тернопільського національного
технічного університету імені Івана Пулюя

вул. Руська, 56, м. Тернопіль, 46001
E-mail: vydavnytstvo@tu.edu.te.ua

© Тернопільський національний технічний університет імені
Івана Пулюя
Навчально-методична література