

КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

**М.М. Костюченко,
В.С. Шабатин**

ГІДРОГЕОЛОГІЯ ТА ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ

Підручник

**Затверджено
Міністерством освіти і науки України
як підручник для студентів вищих навчальних закладів**



УДК [556.3+624.131.1](075.8)
ББК 26.3я73
К72

Рецензенти:
д-р техн. наук, проф. М.Г. Демчишин,
канд. геол.-мінералог. наук, доц. Б.М. Мандрик

*Рекомендовано до друку
вченою радою геологічного факультету
(протокол № 1 від 13.09.04)*

Костюченко М.М., Шабатин В.С.

К72 Гідрогеологія та інженерна геологія: Підручник. – К.: Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет", 2005. – 144 с.

ISBN 966-594-575-0

Висвітлено основні питання загальної гідрогеології та інженерної геології. Дано характеристику основних факторів формування підземних вод та інженерно-геологічних умов. Розглянуто основні закономірності поширення і умов залягання підземних вод та руху їх до водозабірних споруд. Наведено основні відомості з методики гідрогеологічних та інженерно-геологічних досліджень.

Гриф надано Міністерством освіти і науки України
Лист № 14/18.2-2342 від 01.11.04

УДК [556.3+624.131.1](075.8)
ББК 26.3я73

ISBN 966-594-575-0

© Костюченко М.М., Шабатин В.С., 2005
©Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ВПЦ "Київський університет", 2005

ПЕРЕДМОВА

Підручник складено відповідно до програми курсу "Гідрогеологія та інженерна геологія", який уже впродовж десятків років читається на геологічному факультеті Київського Національного університету імені Тараса Шевченка для студентів геологічних, геохімічних та геофізичної спеціальностей.

Значення підземних вод і гідрогеологічних досліджень важко переоцінити взагалі й особливо тепер, коли потреба в питних, технічних, промислових водах збільшується, а техногенне навантаження на геологічне середовище (у тому числі й на підземну гідросферу) зросло настільки, що для багатьох районів України проблеми водопостачання стали першочерговими. Інженерно-господарська діяльність людини призвела не тільки до забруднення підземних вод, виснаження їх запасів, але й до активізації багатьох процесів, зміни стану і властивостей гірських порід, тобто до суттєвих змін геологічного середовища. Питання взаємодії геологічного середовища і різних об'єктів діяльності людей вивчає інженерна геологія. Тому саме знайомство з основами цих дисциплін так необхідне сьогодні практично кожному освіченому громадянину, а тим більше – з геологічним дипломом.

Підручник складається з трьох розділів: основи гідрогеології, основи інженерної геології й особливості гідрогеологічних та інженерно-геологічних досліджень, які охоплюють усі основні питання програми названого курсу.

Підручник може бути корисним не тільки для студентів-геологів, ним можуть користуватися і студенти суміжних спеціальностей, а також фахівці, що займаються вивченням природного середовища.

Автори підручника висловлюють щиру подяку рецензентам: завідувачому відділом інженерної геології Інституту геологічних наук НАН України, доктору технічних наук, професору Демчишину М.Г., кандидату геолого-мінералогічних наук, доценту Мандрику Б.М., директору з виробництва Ключко В.Я. та головному спеціалісту по геології Сікачині М.І. комплексного департаменту вишукувань та діагностики ВАТ "ІВП "ВНІПІТРАНСГАЗ".

ВСТУП

Гідрогеологія – це наука, що вивчає процеси формування, закономірності залягання, руху і властивості підземних вод, а також можливість використання підземних вод у господарських цілях.

Інженерна геологія – галузь геології, яка вивчає будову і динаміку верхньої частини літосфери (геологічне середовище) у зв'язку з інженерно-господарською діяльністю людини.

Ці науки мають давню історію і сьогодні активно забезпечують народне господарство необхідною інформацією для пошуків, розвідки та експлуатації питних, промислових та мінеральних вод, а також даними, що використовуються при проектуванні, будівництві та експлуатації різних інженерних будівель і споруд.

Гідрогеологія як наука виникла порівняно недавно. Цьому передувала багатовікова практика використання підземних вод та боротьби з ними. Питання водопостачання, зрошування, використання мінеральних та промислових вод здійснювалося на основі досвіду, інтуїтивно. Тільки починаючи з XVIII ст. з'являються наукові роботи, в яких висвітлюються питання про підземні води. Однією з перших таких робіт є "О слоях земных" М.В.Ломоносова, в якій він розглядав підземні води як природні речовини і першим указав на складні хімічні процеси, що відбуваються в земній корі внаслідок взаємодії підземних вод і водовмісних порід. До середини XIX ст. численні академічні експедиції зібрали великий фактичний матеріал про підземні води, що, з одного боку, уже дозволяло давати прогнози щодо розшуків підземних вод і обґрунтування глибини артезіанських свердловин, а з другого боку, викликало необхідність зробити регіональні узагальнення. Велику роль у розвитку геології та гідрогеології відіграв Геологічний комітет, заснований у 1882 р. У цей час проводяться класичні гідрогеологічні дослідження великих територій І.В.Мушкетовим, С.М.Нікітіним, М.О.Соколовим та ін. Підземні води починають вивчати з кількісного боку, що пізніше

оформилося в окремих наукових напрям, розвинутий М.М.Павловським, – гідродинаміку підземних вод.

Після Жовтневої революції гідрогеологічні дослідження починають проводити державні організації – Гідрогеологічна частина при Народному комісаріаті землеробства. Провідну роль в організації й проведенні цих досліджень зіграли О.К.Ланге, В.С.Ільїн, Ф.П.Саваренський, О.М.Семихатов, О.М.Мазарович. Сьогодні найрізноманітніші гідрогеологічні дослідження виконуються в Донецькому басейні, на Чернігівщині, Полтавщині, Херсонщині, у Криму і на Поділлі (Б.Л.Лічков, О.С.Федоровський). У 1932 р. в Московському геологорозвідувальному інституті засновано кафедру гідрогеології, завідувачем якої був академік Ф.П.Саваренський. Йому належить і перший підручник з гідрогеології (1933).

Велика заслуга у вивченні природних вод земної кори належить академіку В.І.Вернадському, який звернув увагу на значення переходу води з одного фізичного стану в інший і обґрунтував вплив цих переходів на хімічний склад підземних вод. В.І.Вернадський – один з основоположників науки про хімічний склад підземних вод і гідрогеохімічні процеси, які відбуваються в надрах Землі – гідрогеохімії. У 30-ті рр. з'являється велика кількість монографічних видань про підземні води окремих районів – Донбасу (Д.І.Щоголев і Г.П.Синягін), Ленінградської області (М.Ф.Погребов), Воронежської області (А.А.Дубянський), гідрогеологічні нариси по Казахстану (І.К.Зайцев та ін.). На цьому етапі регіональна гідрогеологія бурхливо розвивається в Україні. У передвоєнні роки К.І.Маков виконує дослідження підземних вод низки регіонів, результати яких викладено в працях "Підземні води Дніпровсько-Донецької западини", "Підземні води Причорноморської западини" та ін. У працях Г.М.Каменського розробляється теорія руху підземних вод у неоднорідних горизонтах і теорія несталого руху ґрунтових вод, а також методи визначення ресурсів підземних вод.

Повоєнні роки відзначаються бурхливим розвитком гідрогеологічних досліджень, що виконувалися для забезпечення будівництва гідроелектростанцій і великих іригаційних систем, вирішення питань водопостачання міст і нових промислових центрів. Починаючи з 1945 р., виходять монографії, в яких узагальнюються зібрані матеріали. Серед них роботи Н.К.Ігнатовича, О.І.Силіна-Бекчуріна, К.І.Макова,

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

М.А.Гатальського, Ф.А.Руденка, А.Є.Бабінця, О.А.Шагоянця та інших науковців, в яких висвітлюються питання поширення і формування та перспективи використання підземних вод Європейської частини СРСР; монографії О.К.Ланге, Г.М.Каменського, В.Н.Куніна, присвячені ґрунтовим водам; монографії Н.І.Толстіхіна, О.І.Дзенс-Литовського, М.О.Григор'єва про мінеральні води. Подальшому розвитку теорії фільтрації й динаміки підземних вод присвячені роботи В.І.Аравіна, Ф.М.Бочевера, П.Я.Полубаринової-Кочиної, М.К.Гіринського, В.Д.Бабушкіна, В.Н.Щелкачова, І.Є.Жернова, В.М.Шестакова та ін. Питання меліоративної гідрогеології розвинуті в роботах Д.М.Каца, І.Є.Цирогова, Н.В.Роговської, В.М.Тесакова, М.М.Крилова.

У 50–60-х рр. виконано велику роботу з гідрогеологічного картування всієї території СРСР. Завершенням цих регіональних досліджень став вихід багатотомного видання "Гідрогеологія СРСР" (1966–1972), в якому були розширені уявлення про гідродинамічну, гідрогеохімічну і гідротермічну зональність підземних вод великих артезіанських басейнів, обґрунтовано нові шляхи і методи розв'язання деяких прикладних завдань, створено наукову базу для подальших теоретичних досліджень з проблем формування підземних вод.

На сучасному етапі вивченням підземних вод займаються фахівці цілого ряду більш-менш самостійних гідрогеологічних напрямів зі своїми конкретними завданнями та методичними прийомами (див. рис. 1). Незважаючи на те, що гідрогеологія – наука самостійна, вона тісно пов'язана з багатьма науками геологічного і негеологічного циклів і широко використовує методи досліджень цих наук.

У зв'язку з широким використанням підземних вод на території України для питного, господарського, бальнеологічного, промислового та інших видів водопостачання в сучасних умовах дуже актуальною стає проблема оцінки їхніх експлуатаційних запасів і, як показує досвід останніх років, вона має включати не тільки гідрогеологічні дослідження і техніко-економічні зіставлення, але й екологічне обґрунтування можливості й доцільності залучення підземних вод у сферу господарської діяльності людини. Екологічне обґрунтування використання підземних вод включає оцінку негативного і позитивного впливу експлуатації їх на компоненти навколишнього середовища.

Гідрогеологія та інженерна геологія

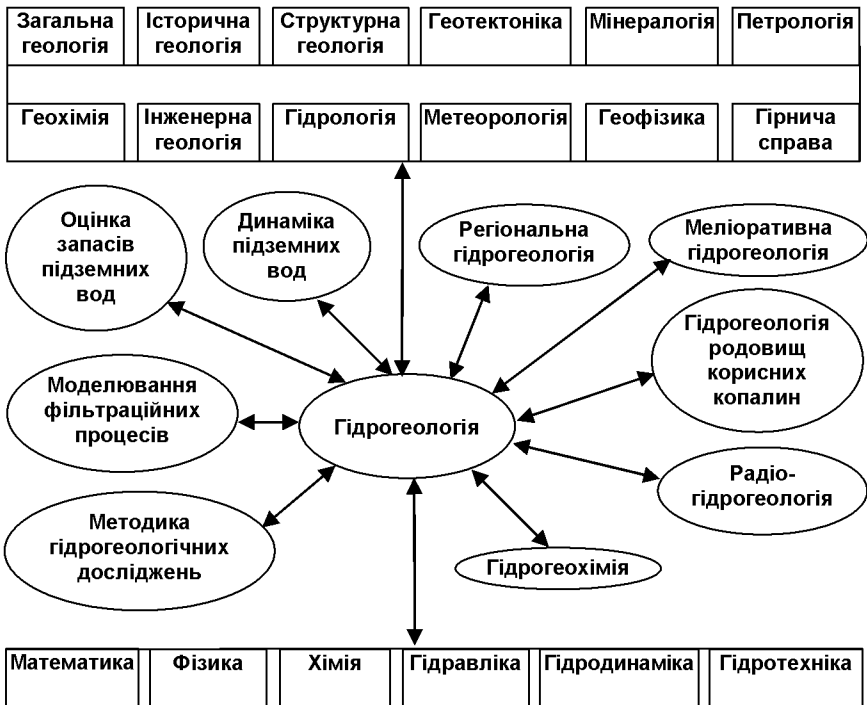


Рис. 1. Схема поділу та взаємозв'язок гідрогеології з іншими науками

Інженерна геологія серед геологічних наук наймолодша, її оформлення відбулося в кінці 20-х – на початку 30-х рр. ХХ ст. Передісторія інженерної геології охоплює довгий період, починаючи із стародавніх і середніх віків, коли зводилися кріпосні стіни, піраміди, храми; прокладалися меліоративні системи і водоводи в складних природних умовах і в сейсмічних районах.

Звичайно, оцінювалися умови будівництва, виходячи з досвіду та інтуїції самих будівельників. У середині ХІХ ст. в Росії у зв'язку з будівництвом залізниць, гірничо-збагачувальних та морських споруд до вивчення геологічних умов їх спорудження залучаються видатні геологи того часу: І.В.Мушкетов, Ф.Ю.Левінсон-Лессінг, Д.Л.Іванов, К.І.Богданович, В.А.Обручев та ін. У другій половині ХІХ ст. виходять роботи М.Герсеванова "Лекции о морских сооружениях", В.Карловича "Основания и фундаменты".

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Можна вважати, що інженерна геологія як наука зародилася в 1923 р., коли Н.І.Прохоров, П.А.Земятченський та Н.Н.Іванов розпочали вивчення ґрунтів у зв'язку з будівництвом доріг. Оформилася вона вже остаточно в 1929–1930 рр., коли були створені спеціальні кафедри в закладах вищої освіти (ЛПІ, ЛГУ, МГРІ). У 1935 р. було організовано відділ інженерної геології при Геологічному інституті АН СРСР (Ф.П.Саваренський, В.А.Приклонський). У 1937 р. видається перший підручник Ф.П.Саваренського "Инженерная геология". У післявоєнні роки починаються планомірні роботи з реконструкції й розвитку міст, створення нових промислових, житлових і курортних комплексів та пов'язаних з ними транспортних комунікацій, розгортається грандіозне гідротехнічне, меліоративне будівництво. Інженерно-геологічні дослідження, які виконуються для обґрунтування цих проектів, дають колосальний матеріал для подальшого розвитку як теоретичних основ, так і практичних методів інженерної геології. Значний внесок у розробку цих питань зробили такі видатні інженер-геологи, як М.О.Цитович, М.М.Маслов, М.Я.Денисов, І.В.Попов, М.В.Коломенський, Є.М.Сергєєв, В.Д.Ломтадзе, І.С.Комаров, Г.К.Бондарик, В.Т.Трофімов, Г.А.Голодковська та ін. На основі результатів новітніх досліджень Є.М.Сергєєв дав нове визначення інженерної геології як науки: "на сучасному етапі інженерна геологія перетворюється в науку, яка вивчає ноосферу із завданням пізнання земної кори як середовища проживання і діяльності людини". Інженерна геологія – галузь геології, яка вивчає будову і динаміку верхньої частини літосфери (геологічне середовище) у зв'язку з інженерно-господарською діяльністю людини. Геологічне середовище – це будь-які гірські породи і ґрунти, які становлять верхню частину літосфери і знаходяться під впливом інженерно-господарської діяльності людини, що іноді викликає зміну їхнього складу та властивостей, а також призводить до виникнення антропогенних геологічних процесів, які можуть змінювати інженерно-геологічні умови територій. Накопичений величезний фактичний матеріал за результатами досліджень як для окремих видів будівництва, так і регіональних був узагальнений у восьмитомній монографії "Инженерная геология СССР", що вийшла за редакцією Є.М.Сергєєва в 1976–1978 рр.

Головними теоретичними і практичними завданнями сучасної інженерної геології слід назвати: вивчення діяльності людини у верхній частині літосфери як геологічного фактора; оцінка інженерно-геологічних умов (гірських порід, підземних вод, геологічних процесів та ін.); просторово-часові прогнози взаємодії геологічного середовища та інженерних споруд; обґрунтування методів управління геологічними та інженерно-

Гідрогеологія та інженерна геологія

геологічними процесами; спеціалізована типізація і районування територій і масивів гірських порід з метою раціонального їх використання, охорони природного середовища і проведення методично обґрунтованих досліджень. На сучасному етапі інженерна геологія має декілька більш-менш самостійних наукових напрямів (рис. 2) і широко використовує при проведенні досліджень досягнення та методичні прийоми багатьох природничих та технічних наук.

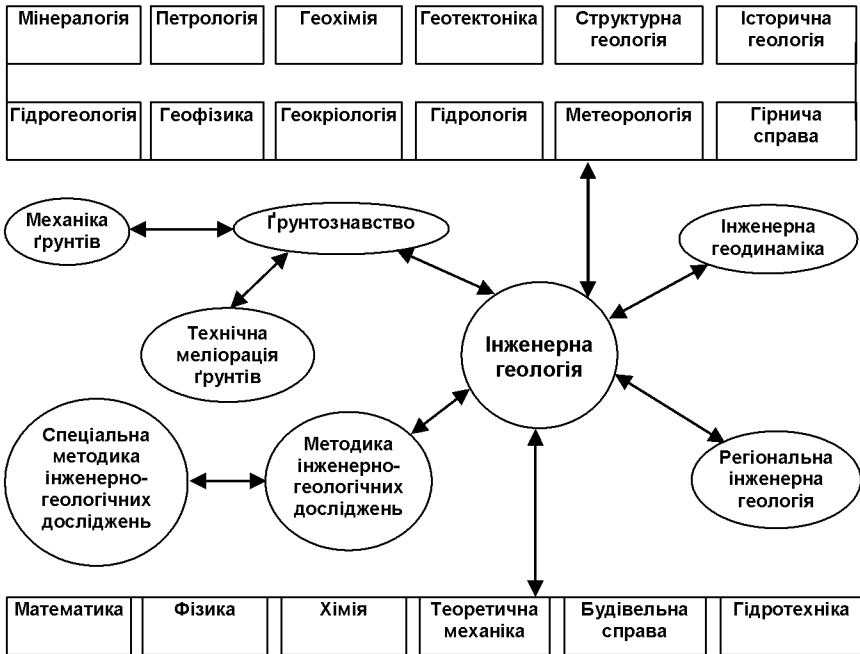


Рис. 2. Схема поділу та взаємозв'язок інженерної геології з іншими науками

1. ОСНОВИ ГІДРОГЕОЛОГІЇ

1. Вода в природі

1.1. Кругообіг води

Більша частина нашої планети (близько 71 %) покрита Світовим океаном, який вміщує 97 % усіх поверхневих вод Землі й близько половини всіх вод літосфери. Загальні запаси води на земній кулі становлять близько 1370 млн км³. Переважна частина її – це солоні води океанів та морів і лише десь 2 % припадає на прісні води. З них: 24,8 млн км³ (77 %) становлять води в льодовиках полярних і гірських; 0,09 млн км³ (0,3 %) – води у вигляді вологи в рослинному шарі; 3,6 млн км³ (11 %) – ґрунтові води; 3,6 млн км³ (11 %) – глибокі напірні води; 0,12 млн км³ (0,4 %) – води озер; 0,012 млн км³ (0,04 %) – води річок; 0,014 млн км³ (0,043 %) – води у вигляді водяної пари. Співвідношення між об'ємами води, що містяться в атмосфері, літосфері та гідросфері, можна виразити як А:Л:Г= 1:10:100000.

Усі категорії води на Землі тісно пов'язані між собою. Вода в природі перебуває в стані безперервного руху, що називається кругообіг (рис. 3). Цей рух виникає під впливом сонячного нагрівання; випаровуючись, вода у вигляді пари переходить в атмосферу, потім волога повітряними течіями переміщується в атмосфері, за відповідних умов конденсується і випадає на Землю у вигляді атмосферних опадів, які частково випаровуються, частково стікають у річки, моря, океани; частково просочуються в гірські породи, поповнюючи горизонти підземних вод. Підземні води по берегах річок, озер, морів, а також у балках, ярах дрениються у вигляді джерел, мочажин та ін. Таким чином, у кругообігу води беруть участь як атмосферні й поверхневі, так і підземні води. Виділяють великий, або зовнішній, і малий, або внутрішній кругообіги.

При малому кругообігу вода, що випарилася з поверхні океанів чи суші, випадає тут же. При великому кругообігу частина води, що випарувалася з поверхні морів та океанів, переноситься на сушу і випадає

у вигляді опадів, з яких частина знову випаровується, частина стікає в річки, а потім у моря й океани, а частина просочується в ґрунт і йде на поповнення запасів підземних вод. На характер цих процесів впливають різні природні фактори, серед яких важливими є кліматичні, гідрологічні та геологічні умови територій. Щоб мати більш повне уявлення про гідрогеологічні умови, їхнє формування та особливості, познайомимося з деякими з них.

1.2. Вологість повітря

В атмосфері вода зустрічається у всіх трьох фізичних станах: пароподібному, крапельно – у рідкому і твердому. З одного стану в інший вода переходить при зміні температури і тиску, основна маса води, що утримується в повітрі, перебуває в пароподібному стані.

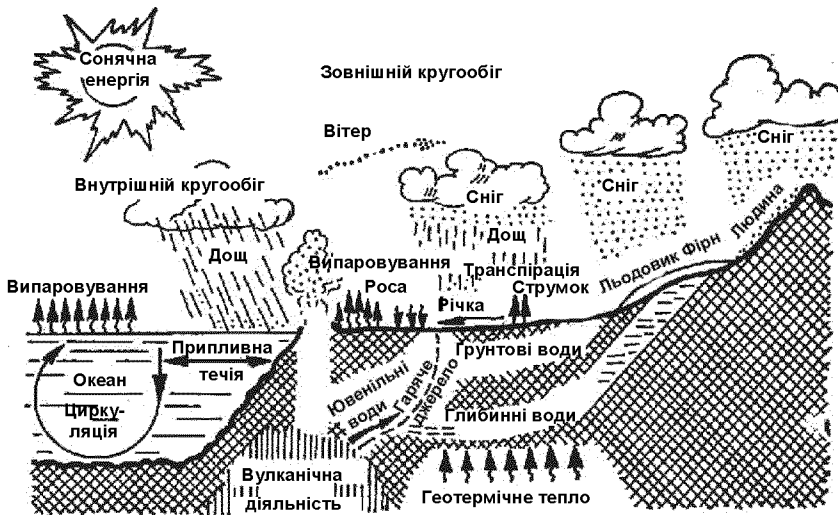


Рис. 3. Схема кругообігу води в природі

Кількість пароподібної вологи, що утримується в одиниці об'єму повітря залежить від температурних умов. У зв'язку з цим виділяють декілька понять, що характеризують ступінь насичення повітря паром:

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

a – абсолютна вологість – кількість водяної пари, що вміщується в одиниці об'єму (г/м^3);

q – питома вологість – відношення маси водяної пари до маси вологого повітря в тому самому об'ємі (г/г , г/кг);

r – відносна вологість – відношення кількості водяної пари, яка утримується в одиниці об'єму повітря, до кількості пари, необхідної для повного насичення такого самого об'єму повітря за тієї самої температури:

$$r = \frac{a}{q} 100\%.$$

Величина відносної вологості завжди менша від одиниці. $q - a$ – дефіцит вологості – це різниця між максимально можливою (питомою) і наявною (абсолютною) вологістю повітря; виражається в г/м^3 або мілібарах.

Вологість повітря вимірюється психрометрами та гігрометрами.

1.3. Атмосферні опади

Кількість, інтенсивність випадання і вид атмосферних опадів часто обумовлюють формування підземних вод. Прямий зв'язок між кількістю атмосферних опадів і кількістю води у водоносному горизонті характерний для неглибоких горизонтів підземних вод.

Атмосферні опади утворюються в результаті конденсації водяної пари. При зниженні температури повітря з високою абсолютною вологістю може відбутися його перенасичення, і зайва пароподібна вода починає конденсуватися в крапельно-рідкий стан. Момент початку такої конденсації називається точкою роси.

Повітря, нагріте за день біля землі, може увібрати в себе значну кількість пароподібної води. За ніч повітря охолоджується, збільшується відносна його вологість. При цьому зайва волога виділяється у вигляді роси, туману, інею, ожеледі.

Кількість та інтенсивність атмосферних опадів залежить від географічної широти місцевості, висоти над рівнем моря, віддаленості від великих водних басейнів.

Кількість атмосферних опадів вимірюється за допомогою дощоміра – металевого циліндра висотою 0,5 м і діаметром 252,3 мм.

1.4. Випаровування

Величина випаровування залежить від характеру рослинного покриву і ґрунту, орієнтації схилів щодо сторін світу, вологості повітря, літологічного складу поверхневих відкладів.

Величина випаровування складається з випаровування з відкритих водойм, з поверхні Землі, а також випаровування рослинністю (транспірація).

Величина випаровування насамперед залежить від температурних умов. Так, для того, щоб перетворити 1 г води на пару, потрібно 537 кал. тепла; дуже важливим фактором є вологість повітря, інтенсивність переміщення повітряних мас.

Характеристику випаровування проводять за величиною *випарності* – здатності випаровувати з водяної поверхні певну кількість води за певних умов.

1.5. Поверхневий та підземний стік

Горизонти підземних вод, які залягають неглибоко, мають тісний зв'язок з поверхневими водами. Іноді річкові води, інфільтруючись у водоносні горизонти, живлять горизонти підземних вод, але частіше річки є дренажними артеріями, в які "розвантажуються" водоносні горизонти.

Річковий стік – дуже важливий елемент загального кругообігу води в природі, живлення річок відбувається внаслідок атмосферних опадів, сніготанення, танення льодовиків у гірських районах, а також виклинювання підземних вод. Отже, вивчення гідрологічних умов, у тому числі режиму річки, є важливим елементом гідрогеологічних досліджень.

Під режимом річки розуміють закономірне за певний час коливання рівня, витрат та мінералізації річкової води.

Гідрологічний режим вивчається в межах річкового басейну (площа, обмежена вододільною лінією, з якої збираються опади в єдиний річковий потік). Крім басейну поверхневого стоку, кожна річка має басейн підземного стоку, межі якого обумовлюються тектонічними, геоморфологічними та геолого-літологічними особливостями. Площі, зайняті басейнами поверхневого і підземного стоку, не збігаються.

Величина стоку залежить від кількості опадів:

$$y = ax - b ,$$

де: y – величина стоку, мм;

x – кількість опадів, мм;

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Для середньої Європи коефіцієнти a та b мають такі значення: $a = 0,942$; $b = 405$.

Відношення річкового стоку до річної суми атмосферних опадів називається *коефіцієнтом стоку*:

$$k = \frac{y}{x} 100\%,$$

де y – шар води в мм, який утворився б, якби річковий стік рівномірно розділити на всю площу басейну.

Модуль стоку – кількість води, яка стікає за одиницю часу з одиниці площі басейну:

$$M = \frac{Q}{F}, \text{ л/с}\cdot\text{км}^2,$$

де: Q , л/с – середні багаторічні значення кількості води, що стікає за одиницю часу;

F , км – площа водозбірного басейну.

При дослідженнях важливо виділити з величини загального модуля стоку модуль підземного стоку – кількість підземної води, що стікає за одиницю часу безпосередньо в русло річки з 1 км річкового басейну. Модуль підземного стоку можна встановити на основі загальних гідрогеологічних досліджень.

Коефіцієнт весняного стоку розраховується як співвідношення стоку за весняний період і кількості опадів у холодну пору року:

$$K_b = \frac{y_b}{x_b} 100\%.$$

Нормою стоку називається середньоарифметична величина стоку за багаторічний (40–50 років) період спостережень:

$$M_o = \frac{Q_o}{F}.$$

2. Фізичні та водно-фізичні властивості гірських порід

2.1. Види води в гірських породах

Практично всі гірські породи вміщують у собі воду, яка може знаходитись у твердому, рідкому, пароподібному, фізично або хімічно зв'язаному стані. У 1930 р. О.Ф.Лебедев на основі багаторічного досвіду

запропонував класифікаційну схему видів води в гірських породах, яка з деякими переробками і доповненнями виглядає так:

1. Вода у вигляді пари.
2. Фізично зв'язана вода:
 - а) міцнозв'язана;
 - б) пухкозв'язана.
3. Вільна вода:
 - а) капілярна (капілярно-нерухома, капілярно-рухома, капілярно-легкорухома);
 - б) гравітаційна вода (інфільтраційна вода та вода водоносних горизонтів).
4. Вода у твердому стані.
5. Кристалізаційна та хімічно зв'язана вода.

1. Вода у вигляді пари

Значна частина пор і порожнин гірської породи заповнена підземною атмосферою, газовий склад якої не такий як наземної, але все ж таки вона утримує певну кількість водяної пари.

Силою, яка визначає напрямок переміщення пароподібної води, є пружність (упругість) водяної пари. Пароподібна вода рухається від місць з більшою пружністю до місць з меншою пружністю.

2. Фізично зв'язана вода

а) Міцнозв'язана (гігроскопічна) вода утримується на поверхні частинок гірської породи електромолекулярними силами.

Тиск електромолекулярних сил досягає 10–20 тис. атм. За своїми властивостями зв'язана вода наближається до твердого тіла: щільність

$\approx 2,0 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$; температура замерзання $t = -78^{\circ}\text{C}$; розірвати зв'язки цієї

води з часточками ґрунту можна за $t = +105\text{--}110^{\circ}\text{C}$.

Стан, за якого частинки породи обволікаються суцільним шаром зв'язаної води, називається *максимальною гігроскопічністю*.

Гігроскопічна вологість визначається за формулою:

$$W_h = \frac{q_2 - q_3}{q_3 - q_1} 100\%,$$

де: q_1 – вага бюкса;

q_2 – вага бюкса з повітряно-сухим ґрунтом;

q_3 – вага бюкса з ґрунтом, висушеним при $t = +105\text{--}110^{\circ}\text{C}$.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Гігроскопічна вода вкриває частинки гірської породи навіть за дуже низької вологості, її не слід плутати з конденсаційною, яка утворюється тільки при пересиченні підземної атмосфери водяною парою

б) пухкозв'язана (плівкова) вода теж утримується на поверхні часток гірської породи внаслідок дії електромолекулярних сил, вона обволікає частинки в декілька рядів молекул. Товщина плівки становить $\approx 0,0005$ мм. Вона теж не зазнає дії сили тяжіння.

Пухкозв'язана вода не заповнює цілком пори гірської породи і тому не передає гідростатичного тиску.

Ця вода замерзає за $t < 0^{\circ}\text{C}$, вилучається при нагріванні до $t = +105\text{--}110^{\circ}\text{C}$. Вона може переміщуватися від товстіших плівок до тонших.

Максимальна кількість води, що здатна утримуватися на частинках гірської породи у вигляді плівки, називається *максимальною молекулярною вологоємністю* (ММВ):

Вид ґрунту переважаючий	d , мм	ММВ, %;
Крупнозернистий пісок	1,0–0,5	1,57;
Дрібнозернистий пісок	0,25–0,1	2,73;
Супісок	0,05–0,005	10,18;
Глина	< 0,005	44,85

Плівкова вода, як і гігроскопічна, не засвоюється кореневою системою рослин.

3. Вільна вода

При насиченні гірської породи водою в кількості, що перевищує максимальну молекулярну вологоємність, залишки води переходять у групу вільної (незв'язаної) води.

а) капілярна вода.

При незначному перевищенні ММВ зайва вода знаходиться в кутах між частинками породи й утримується силою поверхневого натягу, яка перевищує силу земного тяжіння. Така вода не має змоги рухатися. Це – капілярна нерухома вода.

При повному насиченні пор водою утворюється капілярна рухома вода або капілярно-підвішена вода. Капілярна рухома вода підпорядковується як дії сил тяжіння, так і дії сили поверхневого натягу. Досліди показують, що капілярно-підвішена вода може утворюватися в породи, складеній зернами розміром $d < 2\text{--}2,5$ мм.

Капілярно-легкорухома вода сполучається з поверхнею води підземного водоносного горизонту. Оскільки вона заповнює пори ґрунту, то й передає гідростатичний тиск і наближається за властивостями до

гравітаційної води, проте зберігає деякі властивості зв'язаної води: замерзає за $t < 0^{\circ}\text{C}$. Легко засвоюється рослинами.

б) гравітаційна вода.

Гравітаційна вода заповнює всі пори і порожнини, передає гідростатичний тиск, підпорядкована виключно силам земного тяжіння і не залежить від сил поверхневого натягу чи електромолекулярних сил. Гравітаційна вода є основним об'єктом гідрогеологічних досліджень. Рухається вода під дією власної ваги, утворюючи підземні потоки і басейни напірних вод.

4. Вода у твердому стані

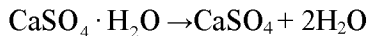
Вода у твердому стані міститься в гірських породах, температура замерзання $t = 0^{\circ}\text{C}$ і нижче.

При замерзанні гірської породи не вся вода переходить у твердий стан: гігроскопічна та плівкова замерзає за досить низьких температур (до -78°C).

У середніх широтах земної кулі промерзання ґрунтових шарів – сезонне явище, а в приполярних та високогірних областях зустрічаються величезні площі, зайняті багаторічною мерзлотою, яка існує багато сотень і тисяч років.

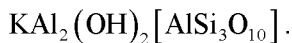
5. Кристалізаційна та хімічно зв'язана вода

Кристалізаційна вода у вигляді молекул H_2O є складовою частиною кристалізаційної решітки деяких мінералів. При нагріванні гіпсу до $t \approx 400^{\circ}\text{C}$ вода видаляється, гіпс перетворюється в ангідрит:



Цеолітна вода подібна, але відношення числа молекул H_2O до числа молекул безводної речовини може змінюватися в ній в широких межах без порушення фізичної однорідності речовини. Прикладом мінералу, що утримує цеолітну воду, є опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Конституційна або хімічно зв'язана вода є складовою частиною кристалізаційної решітки мінералів у вигляді іонів H^+ та OH^- . При нагріванні до $t \approx 500^{\circ}\text{C}$ решітка руйнується і перебудовується, прикладом мінералів що утримують конституційну воду, є діаспор $\text{AlO}(\text{OH})$; мусковіт



2.2. Гранулометричний склад гірських порід

При гідрогеологічних дослідженнях одним із важливих показників, що характеризує відношення гірських порід до підземних вод, є їхній гранулометричний склад.

Гранулометричний склад характеризує осадові породи щодо їх дисперсності, тобто розмірів частинок, що їх складають. При дослідженнях гранулометричного складу порід складові частинки прийнято поділяти на групи різних розмірів – фракції, розмір фракцій вимірюється в міліметрах.

За даними гранулометричного складу вивчаються колекторські властивості ґрунтів, водопроникність тощо.

Таблиця 1. Класифікація гранулометричних фракцій (назва фракцій, частинок, мм)

Валуни і каміння	
Великі	> 800
Середні	800–400
Дрібні	400–200
Галька і щебінь	
Великі	200–100
Крупні	100–60
Середні	60–40
Дрібні	40–20
Гравій і дресва	
Крупні	20–10
Середні	10–4
Дрібні	4–2
Піщані частинки	
Великі	2–1
Крупні	1–0,5
Середні	0,5–0,25
Дрібні	0,25–0,1
Дуже дрібні	0,1–0,05л
Пилуваті частинки	
Крупні	0,05–0,01
Дрібні	0,01–0,001
Глинисті	<0,001

Гранулометричний склад гірських порід вивчається в лабораторних умовах різними методами, основними з яких є ситовий і піпеточний методи.

Ситовий метод. Цим методом за допомогою набору сит з отворами 10; 5; 2; 1; 0,5; 0,25; 0,1 мм вивчають, головним чином, піщані ґрунти.

Щоб визначити вміст окремих фракцій в гірській породі, набір сит ставлять на піддон, беруть 200–500 г (до 2 кг) сухого піску, висипають на верхнє сито, закривають кришкою і просівають.

Відсотковий вміст кожної фракції визначають за формулою:

$$P = \frac{q}{Q} 100\%.$$

Для визначення гранулометричного складу глинистих ґрунтів використовуються піпеточний та аерометричний методи, що ґрунтуються на закономірностях падіння частинок ґрунту у воді: за формулою Стокса:

$$V = \frac{2}{9} q r^2 \frac{\rho_s - \rho_w}{\mu},$$

де: V – швидкість падіння частинок ґрунту у воді;

q – прискорення сили тяжіння;

r – діаметр частинок ґрунту;

ρ_s – щільність часток ґрунту;

ρ_w – щільність води;

μ – коефіцієнт в'язкості води.

Піпеточний метод. Поділ частинок ґрунту на фракції заснований на різній швидкості осідання їх у воді. Вміст фракцій визначають відбором проби піпеткою з приготовленої суспензії з відповідної глибини і через відповідні проміжки часу. Суспензію з піпетки зливають у зважений бюкс, воду випаровують, осад висушують і зважують на аналітичних терезах.

Ареометричний метод полягає у вимірюванні щільності суспензії в процесі її відстоювання. Знімаючи показання ареометра і користуючись спеціальною номограмою, визначають частинку та їх відсотковий склад.

Результати гранулометричного аналізу зображують у вигляді циклограм, діаграм, графіків – кривих однорідності (рис. 4).

Криві однорідності будують у прямокутних координатах у звичайному або напівлогарифмічному масштабі. За характером кривої можна судити про однорідність гірської породи, визначити відсотковий вміст фракцій в межах будь-яких діаметрів, а також діючий або ефективний

діаметр, що дає змогу кількісно оцінити неоднорідність породи за допомогою коефіцієнта неоднорідності.

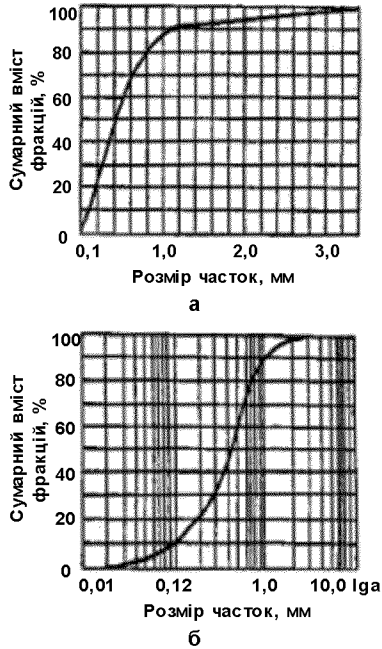


Рис. 4. Крива гранулометричного складу в простому масштабі (а): $d_{ef} = 0,12$ мм; $l = 0,54$ мм; $f = 4,5$. Крива гранулометричного складу в напівлогарифмічному масштабі (б): $d_{ef} = 0,12$ мм; $l = 0,50$ мм; $f = 4,2$

Під діючим (ефективним) діаметром d_{ef} розуміють діаметр частинок, який на кривій гранулометричного складу перетинається з лінією 10 %. Коefіцієнт неоднорідності виражають як

$$C = \frac{d_{60}}{d_{ef}}$$

За величиною d_{ef} можна визначити коefіцієнт фільтрації за формулою Хазена:

$$K = cd_{ef}^2 (0,70 + 0,03T),$$

або за формулою Сліхтера:

$$K = 88,3d_{ef}^2 m \frac{1}{\mu}$$

Гідрогеологія та інженерна геологія

У гідрогеології та ґрунтознавстві існує декілька класифікацій осадових порід за гранулометричним складом. Однією з таких є класифікація В.В.Охотіна (табл. 2).

Таблиця 2. Гранулометрична класифікація ґрунтів (за В.В.Охотіним)

Ґрунт	Різновиди ґрунту	Вміст фракцій, у % за вагою			
		глинистих 0,002 мм	Пилуватих 0,05–0,002 мм	піщаних 0,05–2,0 мм	гравійних 2–40 мм
Глина	Важка глина	>60	не регламентується	не регламентується	<10
	глина	60–30			
Суглинок	Важкий	30–20	менше, ніж піщаних і гравійних разом	регламентується	<10
	Середній	20–15			
	Легкий	15–10			
Пилуватий суглинок	Важкий	30–20	більше, ніж піщаних і гравійних разом	не регламентується	<10
	Середній	20–15			
	Легкий	15–10			
Супісок	Важкий крупний	10–5	<30	50	<10
	Легкий крупний	5–2		50	
	Важкий дрібний	10–5		50	
	Легкий дрібний	5–2		50	
Пилуватий супісок	Важкий	10–5	30	не регламентується	<10
		<5			
Пісок	Крупний	<2	<10	Частинки, грубіших від 0,5 > 50 % 0,25 > 50 % 0,25 < 50 %	<10
	Середній				
	Дрібний				
Пилуватий пісок	Пилуватий	<2	10–30	не регламентується	<10
Гравій	Крупний Дрібний	не регламентується		Частинки, грубіших від 2 мм > 50 % Частинки 4>35 % 2>50 % 4<35 %	

2.3. Пористість гірських порід

Підземні води накопичуються і циркулюють у порожнинах гірських порід, кількість, величина і форми яких можуть бути різними залежно від характеру самих порід. Це можуть бути тріщини, канали, каверни, печери, пори. Пори або пористість найбільш характерні для осадових порід і є результатом нещільного прилягання твердих часток. Величина пористості визначається як відношення об'єму пор до загального об'єму зразка породи:

$$n = \frac{V_p}{V} = \frac{V_p}{V_p + V_s}.$$

Виражається пористість найчастіше у відсотках. Крім того, пористість може бути виражена через коефіцієнт пористості. Коефіцієнт пористості визначається як відношення об'єму пор до об'єму твердої компоненти (скелета):

$$\varepsilon = \frac{V_p}{V_s}; \varepsilon = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d}.$$

2.4. Водно-фільтраційні властивості гірських порід

Водопроникність – це здатність гірських порід пропускати крізь себе воду. Водопроникність залежить головним чином від величини порожнин (пор, тріщин, каверн тощо), по яких рухається вода, а не від загальної пористості – пористості. Так, наприклад, глина, пористість якої нерідко сягає 60 %, практично є водотривкою (неводопроникною), а пісок, пористість якого до 30 %, має добру водопроникність.

За ступенем водопроникності гірські породи поділяються на:

- водопроникні: галька, гравій, пісок крупнозернистий чистий, закарстовані та тріщинуваті породи з відкритими тріщинами;
- напівпроникні: глинисті піски, торф, скельні й напівскельні тріщинуваті й закарстовані породи, пустоти в яких заповнені дрібнозернистими та глинистими частинками;
- практично непроникні (водотривкі) – безтріщинні масивно кристалічні породи і глини.

Водопроникні властивості гірських порід характеризуються коефіцієнтом фільтрації, який визначається як швидкість фільтрації при гідравлічному градієнті, рівному одиниці. Для визначення коефіцієнта філь-

трації користуються польовими методами (відкачка, закачування води в свердловини, налив води в шурфи), лабораторними методами (за допомогою трубки СПЕЦГЕО) та емпіричними залежностями (за формулами Хазена, Сліхтера).

Фільтрація (рух води в ґрунтах під дією перепаду тиску) у повністю водонасичених ґрунтах при ламінарному режимі течії описано законом Дарсі:

$$V = K \frac{\Delta H}{l} = KI .$$

Капілярні властивості мають важливе значення при оцінці іригаційних, будівельних властивостей гірських порід і залежать від розмірів пор, щільності води, мінералогічного складу тощо. Висота капілярного підняття тим більша, чим більш дрібнозерниста порода. Граничну висоту капілярного підняття в породах різного гранулометричного складу можна обчислити приблизно за формулою Козені:

$$H_k = 0,446 \frac{1-n}{n} \frac{1}{d_{\text{эф}}} .$$

Водовіддачею називається здатність гірської породи, насиченої водою, віддавати певну кількість води при наявності вільного стоку. Відношення об'єму стікаючої гравітаційної води до об'єму всієї породи називається коефіцієнтом водовіддачі.

Водовіддача гірських порід визначається гранулометричним складом, або розміром і станом тріщин та порожнин для кристалічних порід.

Майже всю воду при вільному стіканні віддають галечнику та гравійні гірські породи. У дрібнозернистих, глинистих пісках значна частина води залишається у вигляді гігроскопічної, плівкової та капілярної. Глини, якщо вони не мають макропор, майже всю воду утримують.

Таблиця 3. Середні значення коефіцієнта водовіддачі для різних пісків

Крупнозернисті, гравелісті піски	0,25–0,35
Середньозернисті піски	0,2–0,25
Дрібнозернисті глинисті піски	0,15–0,20
Тонкозернисті піски та суглинки	0,10–0,15

Майже всі лабораторні методи визначення водовіддачі базуються на використанні принципу високих колон, коли в колону заввишки 100–150 см, виготовлену з органічного скла, завантажують досліджуваний ґрунт. Знизу колона має сітчасте дно, яке дає змогу насичувати ґрунт

водою і вільно стікати їй, а також утримує ґрунт у колоні. Після завантаження колони ґрунтом його насичують водою, а потім дають воді вільно стекти. Узявши зразки ґрунту з верхньої частини колони, визначають вологість, яку й прирівнюють до найменшої вологомісткості НВ. Водомісткість ґрунту в нижній частині колони прирівнюють до повної водомісткості ПВ. Водовіддачу визначають як різницю між ПВ і НВ.

3. Фізичні властивості підземних вод

Вода, як і інші речовини, має певну структуру, властивості та склад. Деякі специфічні аномалії води саме і пояснюють особливість її структури. Молекула води характеризується дипольним моментом: у неї ядра атомів водню розташовані несиметрично щодо ядра атома кисню й електронів (рис. 5).

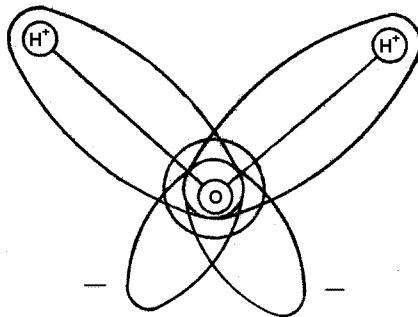


Рис. 5. Будова молекули води – схема розташування електронних пор

Асиметричне розташування атомів у молекулі води зумовлює нерівномірний розподіл електричних зарядів і як наслідок – утворення водневих зв'язків. Вода може утворювати різні структурні форми за різної температури і тиску. Для рідкої води характерна така структурна рівновага, яка зумовлена формою розташування молекул: вода I – вода II – вода III.

При температурах, близьких до 0°C у воді переважає структура льоду (водаI), яка являє собою гексагональну систему, в якій кожен атом кисню зв'язаний з чотирма іншими атомами кисню водневими зв'язками. З підвищенням температури і переходом води в рідкий стан частина водневих зв'язків розривається і порожнечі льодоподібної структури заповнюються мономерами $(\text{H}_2\text{O})_1$ і димерами $(\text{H}_2\text{O})_2$, які розташовуються близько один від одного і зумовлюють високу щільність води (максимальну при температурі $t = +3,98^{\circ}\text{C}$). При подальшому підви-

щенні температури води (до кімнатної) утворюється основна структура води – вода II. За вищих температур (до критичної) структура води стає більш симетричною, кількість мономірних молекул збільшується, упаковка молекул наближається до щільної (вода III). Цим пояснюється зменшення в'язкості води з підвищенням температури і тиску.

Воді властиві деякі унікальні властивості. При охолодженні вода стискується, але тільки до температури близько $+4^{\circ}\text{C}$, починаючи з цієї температури, майже до точки замерзання, вода при охолодженні розширюється. Щільність льоду становить 92 % від максимальної щільності води (при $t \approx 4^{\circ}\text{C}$).

Вода має найвищу питому теплоємність, тобто при певному припливі енергії дана кількість води буде нагріватися повільніше, ніж така сама кількість будь-якої іншої речовини.

Вода має високу приховану теплоту пароутворення. Так, для переведення 1 г води в пар необхідно витратити майже 600 кал. Завдяки цій властивості вода є головним носієм енергії в атмосфері. Важливими властивостями є також висока прихована теплота плавлення та теплопровідність.

Треба також відмітити унікальні особливості води як розчинника. Завдяки виключно високій діелектричній проникності розчинені речовини залишаються в розчині. З усіх рідин вода має найбільший поверхневий натяг, у результаті чого вона краще за інші рідини утримується ґрунтом.

До основних фізичних властивостей підземних вод, які визначаються при гідрогеологічних дослідженнях, належать: температура, прозорість, колір, запах, смак, щільність та електропровідність.

Температура води коливається залежно від кліматичних умов, глибини залягання підземних вод, умов їх живлення та циркуляції.

Найнижчі температури мають підземні води в районах багаторічної мерзлоти (переохолоджені, $t < 0^{\circ}\text{C}$), найвищі температури мають води з деяких джерел в Ісландії та Японії (перегріті, $t < 100^{\circ}\text{C}$). Температура неглибоких ґрунтових вод, як правило, має сезонні коливання і змінюється в діапазоні $+5\text{--}20^{\circ}\text{C}$.

Температура підземних вод впливає на їхній хімічний склад. При збільшенні температури зростає розчинність різних солей, наприклад, для хлориду натрію (NaCl):

- при $t = +10^{\circ}\text{C}$ розчинність – 26,3 %;
- при $t = +50^{\circ}\text{C}$ розчинність – 26,9 %;
- при $t = +100^{\circ}\text{C}$ розчинність – 28,25 %.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Підземні води теплі або гарячі, що виходять на поверхню Землі у вигляді джерел чи видобуваються за допомогою свердловин, називаються термальними. Класифікацію підземних вод за температурними ознаками розробив Б.Ф.Маврицький (табл. 4).

Таблиця 4. Класифікація підземних вод за температурними ознаками

Фаза	Група вод	Води	Температурні межі, °С
В основному рідинна	Переохолоджені Холодні	Переохолоджені Дуже холодні Холодні	0 0–4 4–20
	Термальні	Слаботермальні Термальні Високотермальні	20–50 50–75 75–100
	Перегріті	Слабо перегріті Значно перегріті Дуже перегріті	100–150 150–250 250–375
	Вода з надкритичною температурою		>375

З позиції практичного використання термальних вод їх можна рекомендувати:

а) води з температурою до $+20^{\circ}\text{C}$ найбільш придатні для питного водопостачання;

б) вода з температурою $+20\text{--}50^{\circ}\text{C}$ найбільш придатна для бальнеологічних цілей та йодобромного виробництва;

в) води з температурою $+50\text{--}75^{\circ}\text{C}$ застосовуються для обігрівання теплиць, парників, а також для бальнеологічних цілей;

г) води з температурою $+75\text{--}100^{\circ}\text{C}$ використовують для теплофікації міст, курортів і сільськогосподарських об'єктів;

д) води з температурою понад $+100^{\circ}\text{C}$ використовуються в основному для енергетичних цілей.

На території України термальні води відомі в Дніпровсько-Донецькому, Причорноморському, Волино-Подільському, Передкарпатському і Закарпатському артезіанських басейнах.

Прозорість води залежить від кількості суспензованих у ній твердих мінеральних речовин і колоїдів. Підземні води глибоких горизонтів звичайно прозорі. Іноді мутність підземних вод зумовлена недосконалістю фільтра свердловини, при потужних відкачках найдрібніші частинки породи захоплюються потоком і виносяться на поверхню.

Визначити ступінь каламутності зразка води можна шляхом порівняння його зі спеціальними еталонами. Каламутність зменшується при відстоюванні й очищенні за допомогою різних фільтрів.

Колір води певною мірою характеризує її якість. Зовсім чиста вода не має кольору. Забарвлення підземних вод зумовлено деякими механічними та хімічними домішками.

Гумінові сполуки, що є в болотних водах, надають їй жовтуватого відтінку, тверді води мають голубуватий відтінок, закислі сполуки заліза і сірководень надають воді зеленувато-голубуватого кольору.

Здебільшого підземні води безбарвні. Визначається колір зразка води шляхом порівняння з дистильованою водою на білому фоні.

Смак води залежить від кількості розчинених в ній мінеральних речовин і органічних домішок. Вода з невеликою кількістю розчинених сполук приємніша на смак, ніж зовсім без них. Органічні сполуки надають воді солодкуватого присмаку, хлористі – солоного, сульфати магнію і натрію – гіркого. Специфічний терпкий смак воді надають солі заліза.

Запах води звичайно свідчить про те, що в ній відбуваються процеси розпаду органічної речовини: болотні води мають специфічний болотний запах, сірководневі – тухлий, а в старих неочищених колодязях з гниючими зрубамі – затхлий.

Як правило, підземні води не мають запаху.

Щільність води визначається ареометрами. Зображують щільність у вигляді відношення щільності досліджуваної води за даної температури до щільності такого самого об'єму дистильованої води за тієї самої температури.

Електропровідність води зумовлена наявністю в ній розчинних солей – електролітів. Величина електропровідності не залежить від виду розчинених солей, але значно збільшується або зменшується при збільшенні або зменшенні загальної мінералізації води.

Мірою електропровідності води є питомий електричний опір, який здебільшого обернено пропорційний концентрації розчинених солей.

Пісні питні води характеризуються незначною електропровідністю.

4. Хімічний склад підземних вод

Хімічний склад підземних вод є одним з основних показників їхньої якості при використанні для різноманітних цілей.

Особливості хімічного складу підземних вод та їхня загальна мінералізація залежать від кількісного та якісного складу розчинених у них мінеральних солей і газів.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Найпоширенішими складовими частинами розчиненого у воді мінерального залишку є: натрій Na, калій K, кальцій Ca, магній Mg, хлор Cl, сульфати SO_4 , гідрокарбонати HCO_3 , карбонати CO_3 , оксиди заліза, кремнію й алюмінію, аміак NH_4 , нітрати NO_3 , нітрити NO_2 та ін.

Крім того, у підземних водах є гази: кисень O_2 , вуглекислий газ CO_2 , сірководень H_2S , азот N_2 , метан CH_4 , водень H_2 і водяна пара H_2O .

Загальна мінералізація – це сума іонів, недисоційованих молекул і колоїдів, які є у воді. Величину мінералізації вимірюють різними методами:

- експериментально знайденим сухим залишком;
- сумою іонів;
- сумою мінеральних речовин;
- визначеним сухим залишком.

Загальна мінералізація підземних вод виражається в міліграмах на 1 л або в грамах на 1 л, і змінюється в діапазоні від декількох десятків міліграмів до декількох сотень грамів на 1 л.

Мінералізація питної води, згідно з діючими нормативними документами, не повинна перевищувати 1,0 г/л.

Реакція води залежить від концентрації іонів водню. У нейтральній воді при $t = 18^\circ C$ кількість іонів H^+ і OH^- перебувають у рівновазі

$$[H^+] = [OH^-] = 10^{-7} \text{ г-іон/л.}$$

При концентрації водневих іонів більше 10^{-7} розчини мають кислу реакцію, у таких розчинах концентрація гідроксильних іонів менше 10^{-7} . Якщо ж розчин має лужну реакцію, то концентрація водневих іонів у ньому менша 10^{-7} , а гідроксильних іонів – більше 10^{-7} .

Реакцію води визначають за показником рН, який є логарифмом концентрації іонів водню, взятому з протилежним знаком:

$$pH = -\lg [H^+].$$

Для підземних вод показник рН змінюється в інтервалі 6–8.

Кисла реакція характерна для болотних вод, вод сульфатних родовищ, вуглекислих вод. Лужна реакція характерна для підземних вод деяких типів нафтових родовищ, для деяких вод вивержених порід.

Від реакції підземних вод залежить багато хімічних властивостей, інтенсивність взаємодії з гірськими породами, стійкість у водному розчині багатьох елементів і форма, в якій елементи перебувають у воді.

З наявністю у водному розчині іонів кальцію та магнію (Ca^{2+} , Mg^{2+}) пов'язана ще одна із властивостей води – *жорсткість*. Жорсткі води утворюють накип у котлах, погано змилюються, у них погано розварюються овочі.

Розрізняють загальну, усуну і постійну жорсткість. Загальна жорсткість зумовлюється вмістом суми всіх солей лужноземельних металів. Усунна жорсткість відповідає тій частині іонів кальцію і магнію, що при кип'ятінні випадає в осад. Постійна жорсткість – це різниця між загальною та усунною жорсткістю.

Жорсткість виражається в міліграм-еквівалентах на 1 л води (1 мг-екв/л відповідає вмісту $20,04 \text{ мг/л Ca}^{2+}$ або $12,16 \text{ мг/л Mg}^{2+}$).

Загальна жорсткість джерел централізованого водопостачання згідно з діючими нормами не повинна перевищувати 7 мг-екв/л.

У багатьох випадках при взаємодії підземних вод з бетонними та залізобетонними конструкціями ми спостерігаємо руйнівну дію води. Це, як правило, води, що вміщують сульфати понад допустиму норму й агресивну вуглекислоту. Визначають сульфатну та вуглекислу агресію води, а також агресію вилуговування, магнезіальну та загальнокислотну. Агресивність вуглекислоти зумовлюється надлишком її вільної частини, необхідної для утримання стану рівноваги. Агресивність вилуговування залежить від бікарбонатної лужності – якщо вона менше $1,5 \text{ мг-екв/л}$, відбувається розчинення і вимивання з бетону вапна. Магнезіальна агресія є результатом підвищеного вмісту Mg^{2+} (більше 1000 мг/л). Загальнокислотна агресія обумовлена низьким значенням водневого показника рН (менше 6-7).

Однією з важливих характеристик якості підземних вод є вміст в них певних видів бактерій. Показником бактеріологічного забруднення води є кишкова паличка, *бактеріологічний стан води* визначається колі-титром або колі-індексом.

Санітарний стан води за колі-титром визначають об'ємом води, що припадає на одну кишкову паличку. Воду вважають здоровою, якщо 1 кишкова паличка виявляється в 100 см^3 води і більше, досить здоровою – у 10 см^3 і більше, сумнівною – в 1 см^3 і більше, нездоровою – в $0,1 \text{ см}^3$ і більше; зовсім нездоровою – в $0,01 \text{ см}^3$ і більше.

Колі-індекс характеризується кількістю кишкових паличок в 1 л води. Воду вважають придатною для централізованого постачання, якщо колі-індекс не перевищує 2-3.

Якщо у воді підвищена кількість бактерій, то її треба хлорувати або піддати бактерицидному опроміненню.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Підземні води, як правило, у своєму складі містять певну кількість газів, основними з яких є вуглекислий газ, кисень, азот, сірководень, водень та водяна пара.

При гідрогеологічних дослідженнях особливу увагу приділяють виченню вуглекислого газу, сірководню і кисню.

Майже всі підземні води мають певний ступінь радіоактивності, зумовлений в першу чергу присутністю K^{40} , рубідію Rb^{87} , урану U , торію Th та продуктів їхнього розпаду, найважливішими серед яких для підземних вод є радон Rn і радій Ra . Найпоширенішим у підземних водах є ізотоп радону, який утворюється при розпаді ізотопу радію. Радонові води мають лікувальні властивості й широко використовуються в бальнеології (м. Хмільник, Біла Церква, Миронівна та ін.).

Для вивчення хімічного складу води виконують хімічний аналіз (повний або скорочений). Виражають результати аналізу в іонній формі у вагових, еквівалентних і процент-еквівалентних показниках. Дуже часто хімічний склад підземних вод виражають у вигляді формул, серед яких найчастіше використовують формулу М.Г.Курлова, що являє собою дріб, у чисельнику якого показано вміст у процент-еквівалентах аніонів, а в знаменнику – катіонів у порядку зменшення їхнього вмісту в розчині. Елементи чи сполуки, що містяться в розчині в кількості, меншій 10 %-екв, у формулі не позначаються. Ліворуч від дробу в грамах на 1 л позначаються:

➤ деякі специфічні елементи і гази, що містяться у воді в кількостях, не менших від нижньої норми, встановленої для мінеральних вод, і надають їй характерних ознак (I, Br, CO_2 та ін.)

➤ загальна мінералізація.

У правій частині формули може бути вказана температура води і дебіт у m^3 /добу:

$$M_{0,16} = \frac{HCO_{62}^3 C_{128} SO_9^4}{Na_{32} Ca_{33} Mg_{12}} .$$

Для зображення хімічного складу води використовують різні графіки: графік-прямокутник, графік-квадрат Н.І.Толстіхіна, графік-квадрат А.А.Бродського, здвоєна трикутна діаграма С.А.Дурова та ін.

У гідрогеології існує цілий ряд класифікацій підземних вод за ступенем загальної мінералізації, за співвідношенням катіонів і аніонів та за абсолютним вмістом катіонів і аніонів. Одним із прикладів класифікації за загальною мінералізацією є І.К.Зайцева (табл. 5).

Таблиця 5. Класифікація підземних вод за ступенем мінералізації (за І.К.Зайцевим, 1958)

Види води	Мінералізація, г/л	Питома вага води
Прісні	0–1	1,0–1,0005
Слабкосолонуваті	1–3	1,0005–1,0015
Сильносолонуваті	3–10	1,0015–1,0055
Солоні	10–50	1,0055–1,0283
Ропа	>50	>1,0283

Щодо класифікацій за співвідношенням катіонів і аніонів можна назвати класифікацію В.О.Суліна (табл. 6).

Таблиця 6. Генетичні типи підземних вод за В.О.Суліним

Тип води	Коефіцієнт		
	$\frac{rNa^+}{rCl^-}$	$\frac{rNa^+ - rCl^-}{rSO_4^{2-}}$	$\frac{rCl^- - rNa^+}{rMg^{2+}}$
Сульфатно-натрієвий	>1	<1	–
Гідрокарбонатно-натрієвий	>1	>1	–
Хлор-магнієвий	<1	–	<1
Хлоркальцієвий	<1	–	>1

Класифікація за абсолютним вмістом катіонів і аніонів була запропонована С.А.Щукар'ювим, а потім доповнена і вдосконалена М.М.Слав'яновим (табл. 7).

Таблиця 7. Класифікація підземних вод за М.М.Слав'яновим

Іони, яких у розчині понад 25 %-екв	HCO_3^-	$HCO_3^- + SO_4^{2-}$	$HCO_3^- + SO_4^{2-} + Cl^-$	$HCO_3^- + Cl^-$	SO_4^{2-}	$SO_4^{2-} + Cl^-$	Cl^-
Ca^{2+}	1	8	15	22	29	36	43
$Ca^{2+} + Mg^{2+}$	2	9	16	23	30	37	44
Mg^{2+}	3	10	17	24	31	38	45
$Na^+ + Ca^{2+}$	4	11	18	25	32	39	46
$Na^+ + Ca^{2+} + Mg^{2+}$	5	12	19	26	33	40	47
$Na^+ + Mg^{2+}$	6	13	20	27	34	41	48
Na^+	7	14	21	28	35	42	49

Тут води на класи поділяються за вмістом основних шести хімічних компонентів щільного залишку Cl , SO , HCO , Na , Ca , Mg . Таких класів виділяється 49.

Підземні води, що збагачені до певної концентрації цінними компонентами, які можна використати для промислового добування, називають промисловими. Промисловий інтерес становлять води, які мають підвищену концентрацію йоду, бром, літій, радій, стронцій та інших рідкісних елементів. Залежно від концентрації різних компонен-

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

тів промислові води називають бромистими, йодистими, борними та ін. За хімічним складом промислові йодобромисті води здебільшого належать до групи хлоридних натрієвих вод; рідше зустрічаються гідрокарбонатно-хлоридні натрієві йодисті та йодобромисті води. З розчинених газів у промислових йодобромистих водах зустрічаються метан, значно менше – вуглеводи, вуглекислота, сірководень та ін. Високомінералізовані підземні промислові води приурочені, як правило, до глибоких горизонтів великих артезіанських басейнів, які в структурно-тектонічному плані відповідають западинам (Дніпровсько-Донецька, Причорноморська).

5. Походження та принципи класифікації підземних вод

Ще з давніх часів люди цікавилися походженням підземних вод. Давньогрецький філософ Фалес Мілетський (кінець VII – початок VI ст. до н.е.) уявляв процес походження підземних вод, як задування вітром в надра Землі морської води, яка під тиском гірських порід піднімається вгору і витікає в горах джерелами, а потім знову стікає в море. Давньогрецький філософ Платон (427–347 рр. до н.е.) вважав, що води океану через великий отвір у поверхні Землі проникають у надра Землі і знову стікають в океан. На думку великого мислителя стародавнього світу Аристотеля (384–322 рр. до н.е.), підземні води утворюються в горах унаслідок згущення повітря. У I ст. до н.е. давньоримський філософ Вітрувій гадав, що підземні води виникають унаслідок просочування в землю дощових і снігових вод, які при зустрічі водонепроникних горизонтів течуть по них і виходять на поверхню джерелами. Він припускав також можливість конденсації в гірських породах водяної пари, яка просочується з атмосфери і піднімається з надр Землі.

Ще майже через півтора тисячоліття думка про інфільтраційне живлення підземних вод знову була висловлена багатьма дослідниками. Так, М.В.Ломоносов походження підземних вод пояснює проникненням (інфільтрацією) атмосферних опадів і поверхневих вод у місцях, де на поверхні залягають водопроникні горизонти гірських порід. На кінець XVIII ст. ця думка стала загальноновизнаною – інфільтраційна теорія.

У 1877 р. німецький гідролог Фольгер запропонував нову гіпотезу про походження підземних вод – конденсаційну, згідно з якою підземні води утворюються за рахунок згущення водяної пари повітря атмосфери на деякій глибині від поверхні Землі. Подальший розвиток вона отримала в роботах О.Ф.Лебедева, який довів, що в породах перемі-

щується тільки водяна пара і рушійною силою при цьому є різниця її пружності. О.Ф.Лебедев не заперечував також і можливість утворення підземних вод унаслідок інфільтрації атмосферних опадів.

Сучасна гідрогеологія не заперечує конденсаційних процесів поповнення вод, але всі практичні висновки її ґрунтуються на інфільтраційній теорії живлення підземних вод за рахунок атмосферних опадів і поверхневих вод.

Підземні води інфільтраційного і конденсаційного походження часто називають *вадозними*, тобто водами, які надійшли в надра Землі з атмосфери, на відміну від *ювенільних*, що утворилися безпосередньо в надрах. Теорія ювенільного походження підземних вод була запропонована Е.Зюссом у 1902 р. На думку Е.Зюсса, підземні води своїм походженням зобов'язані водяній парі і газоподібним продуктам, які виділяються з магми і піднімаються у вищі зони земної кори, де вони конденсуються і дають початок ювенільним водам.

Таким чином, утворення підземних вод треба розглядати як складний природний процес, що відбувається в різних умовах під впливом різноманітних природних факторів – особливостей геологічних структур, історії їх розвитку, характеру осадконакопичення, геотермічних умов земної кори, біохімічних і радіоактивних процесів, вулканізму і метаморфізму, фізико-географічних умов, а також діяльності людини.

Питанню класифікації підземних вод присвячено багато наукових праць. Класифікації побудовані за різними ознаками і поділяються на дві великі групи:

- класифікації за хімічним складом підземних вод (В.І.Вернадського, Н.І.Толстіхіна, О.О.Альохіна);
- генетичні й загальні класифікації підземних вод за походженням, умовами залягання та іншими ознаками (Ф.П.Саваренського, Б.Л.Лічкова, Г.М.Каменського та ін.).

Єдиної класифікації немає, що пояснюється великою кількістю факторів, що впливають на умови утворення і залягання підземних вод: геологічні умови залягання підземних вод, умови руху і живлення підземних вод, кліматичні умови, господарська діяльність людини тощо.

За класифікацією Г.М.Каменського, до основних генетичних циклів відносяться:

- інфільтраційний, або континентальний генетичний цикл, пов'язаний з інфільтрацією атмосферних опадів, а також з комплексом геохімічних процесів, що відбуваються у верхній зоні земної кори;

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

- морський, або осадовий генетичний цикл, пов'язаний з проникненням морських вод у процеси утворення осадових відкладів і метаморфізації їх;
- метаморфічний і магматичний цикли, до яких належать процеси формування глибоких вод, пов'язаних з термальним, динамічним і регіональним метаморфізмом та магматичними процесами.

Підземні води, що утворилися в результаті просочування в літосферу атмосферних опадів і водяної пари, можна поділити на групи інфільтраційних і конденсаційних вод. Виділяють також інфлюаційні води, що просочуються крізь великі пустоти та канали і зустрічаються в карстових областях і областях інтенсивної тектонічної тріщинуватості.

В областях глибоких розломів у земній корі або в місцях недавньої магматичної діяльності в надрах землі можуть утворюватися ювенільні води.

Дещо відмінні від ювенільних вод дегідратаційні води, які виділяються з деяких водовмісних мінералів і гірських порід при їх метаморфізації. Виділяються також седиментаційні води, що утворюються одночасно з гірськими породами, в яких вони вміщуються.

За умовами залягання та циркуляції виділяються підземні води в поверхневих горизонтах та підземні води, що залягають глибоко.

За особливістю водовмісних порід виділяють: порово-пластові, тріщинні, пластово-тріщинні, карстові, тріщинно-карстові та ін.

Залежно від напору підземні води бувають безнапірні з вільною поверхнею і напірні.

Залежно від умов залягання О.М.Овчинников виділяє три основні типи підземних вод: верховодку, ґрунтові й напірні води.

До *верховодки* належать неглибоко і непостійно існуючі води. Залягаючи безпосередньо під ґрунтовим шаром, верховодка дуже впливає на врожайність сільськогосподарських культур, на інженерно-будівельні властивості ґрунтів.

Ґрунтові води – перший від поверхні землі постійно існуючий горизонт ненапірних вод. Звичайно цей горизонт залягає в пухких четвертинних відкладах, а при відсутності останніх може залягати і в більш старіших, широко дрениуються ерозійною сіткою.

Напірні води – горизонти підземних вод, що залягають глибоко і, як правило, не дрениуються ерозійною сіткою, мають водотривке перекриття.

Є декілька класифікаційних схем підземних вод за їхнім хімічним складом. В.І.Вернадський виділив:

- води атмосфери;
- води біосфери;
- води осадової товщі земної кори;

- води поясу метаморфічних порід;
- води магмосфери.

За величиною загальної мінералізації води поділяються на: прісні (до 1 г/л), солонуваті (1–10 г/л), солоні (10–50 г/л), ропу (50–400 г/л). За наявністю у воді газових компонентів води поділяються на: кисневі, вуглекислі, сірководневі тощо.

6. Основні типи підземних вод

У верхній частині земної кори виділяються дві різні за умовами залягання зони підземних вод:

- зона аерації;
- зона насичення.

Зона аерації – це зона, у межах якої значна частина пор постійно зайнята повітрям. Через цю зону інфільтруються поверхневі води. У зоні аерації виділяються:

- підзона рослинного шару;
- підзона капілярного підняття;
- проміжна підзона.

Води рослинного шару залягають у верхніх горизонтах Землі, мають тісний зв'язок з атмосферою і верховодкою та ґрунтовими водами, що залягають нижче. До категорії вод рослинного шару входять гравітаційна вода (у період дощів, сніготанення, поливу), і пароподібна, і гігроскопічна, і плівкова, і підвішена капілярна; різні види води переходять з одного в інший.

Води рослинного шару ґрунту містять багато органічних речовин, серед яких значне місце належить мікроорганізмам.

Рослинний шар являє собою своєрідний фільтр, за допомогою якого знезаражується вода, що інфільтрується.

Підзона капілярних вод розташована над горизонтом ґрунтових вод. У цій підзоні капілярні пори заповнені водою. Переміщення капілярних вод залежить від положення вільної поверхні ґрунтових вод.

Проміжна підзона розташована між водами капілярного підняття і водами рослинного шару. У ній значна частина пор заповнена повітрям.

Зона насичення – це зона, в якій всі пори заповнені водою, тобто це горизонт підземних вод.

6.1. Верховодка

Верховодкою називається перший від земної поверхні тимчасово існуючий горизонт ненапірних вод, який має вільну поверхню. Залягаючи неглибоко від поверхні землі, верховодка в багатьох випадках через капілярну зону тісно з'єднується з поверхнею. Дуже часто коренева система рослин досягає верховодки.

Верховодка утворюється там, де відклади не перешкоджають інфільтрації води в гірські породи. Основною умовою утворення верховодки є наявність водонепроникного горизонту. Як правило, такі водонепроникні горизонти непостійні в горизонтальних напрямках і залягають у вигляді лінз та переривчастих проверстків серед водопроникних порід (рис.6):

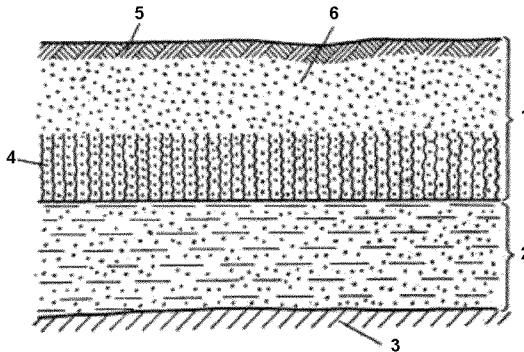


Рис. 6. Розподіл води в поверхневій частині земної кори:
1 – зона аерації; 2 – зона насичення; 3 – водотривкі породи;
4 – підзона капілярного підняття; 5 – підзона вод рослинного шару;
6 – проміжна зона

Верховодка витрачається на випаровування, транспірацію і, частково розтікаючись по краях лінз, іде на поповнення запасів ґрунтових вод.

Верховодка зустрічається не тільки в південних широтах, а і в північних, де взимку повністю промерзає.

Залягаючи неглибоко, вода верховодки дуже часто несе сліди органічного забруднення. Загальна мінералізація води дуже непостійна.

Через слабку водозбагаченість, непостійність, а також невисоку якість вода верховодки здебільшого не може бути надійним джерелом водопостачання.

6.2. Ґрунтові води

Ґрунтовими водами називається перший від поверхні Землі постійно існуючий горизонт вільних гравітаційних вод. Термін "ґрунтові води" не має генетичного обґрунтування, але він твердо увійшов у гідрогеологічну термінологію.

Ґрунтові води можуть вміщуватися в породах найрізноманітнішого літологічного складу: у гравію, піску, тріщинних кристалічних породах, закарстованих вапняках, але всіх їх об'єднує те, що вони залягають на першому від поверхні водонепроникному шарі й не мають у покрівлі водотривких верств, тому живлення за рахунок інфільтрації здійснюється на всій території поширення.

При вивченні ґрунтових вод виділяють водотривке ложе (водотривкий горизонт, на якому лежить водоносний горизонт), вільну поверхню, або дзеркало ґрунтових вод, породу, в якій міститься вода, що називається водоносним горизонтом. Відстань від дзеркала ґрунтових вод до водотривкого ложа називається потужністю горизонту ґрунтових вод.

Дзеркало ґрунтових вод у плані відображається гідроізогіпсами – лініями, що з'єднують точки з однаковими відмітками рівнів води. Щоб скласти карту гідроізогіпс, треба мати певну кількість точок з рівнями ґрунтових вод: свердловини, колодязі тощо (рис. 7).

Режим ґрунтових вод непостійний, у періоди дощів і сніготанення рівні піднімаються, у посушливі пори і взимку – знижуються; помітно проявляється сезонність у глибині залягання рівнів ґрунтових вод поблизу річкових долин.

Тому у всіх випадках при складанні карти ізогіпс треба зазначити час проведення вимірювань рівня води у свердловинах, колодязях тощо, і самі вимірювання робити швидко.

Зручно поєднувати карту гідроізогіпс з картою ізоліній поверхні водотривкого горизонту, можна визначити потужність і напрямок руху ґрунтових вод. Іноді складають карту глибин залягання ґрунтових вод.

Поверхневі водойми і водостоки накладають істотний відбиток на загальну конфігурацію і форму гідроізогіпс.

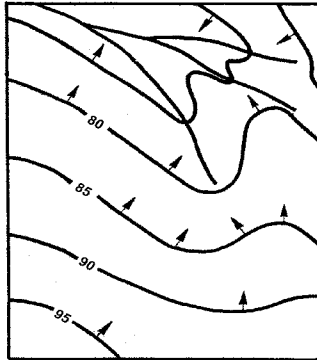


Рис. 7. Картохема поверхні ґрунтових вод, вираженої гідроізогіпсами (стрілками вказано напрямок руху ґрунтових вод)

Різні випадки співвідношення поверхневих і ґрунтових вод відображено на рис. 8.

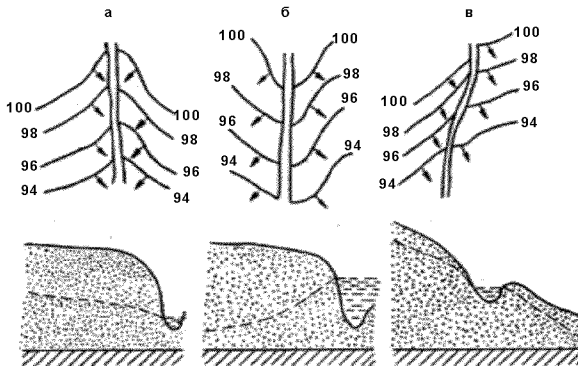


Рис. 8. Різні випадки співвідношення поверхневих і ґрунтових вод:
а – річка живиться ґрунтовими водами, дзеркало їх має нахил до річки;
б – річка живить ґрунтові води, дзеркало їх має нахил від річки; в – річка живить лівий берег і дренує правий

Ґрунтові води, як правило, перебувають у стані руху і створюють підземний потік, але в природі спостерігаються випадки, коли ґрунтові води перебувають у відносному спокої і створюють басейн ґрунтових вод (рис. 9).

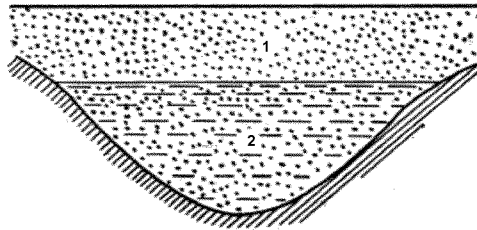


Рис. 9. Схема басейну ґрунтової води:
1 – зона аерації; 2 – зона насичення

Рівень ґрунтових вод на таких ділянках підвищується і ґрунтові води можуть спричинювати заболочення, або мати виходи джерел. У природі часто трапляється поєднання різноманітних ситуацій.

Залежно від геолого-літологічних і загальнокліматичних умов, характеру рельєфу ґрунтові води в різних областях можуть значно відрізнятись за умовами живлення і залягання, хімічним складом та іншими ознаками.

Коли на шляху руху ґрунтового потоку зустрічається водотривка перепона, то утворюється підпертий ґрунтовий потік (рис. 10).

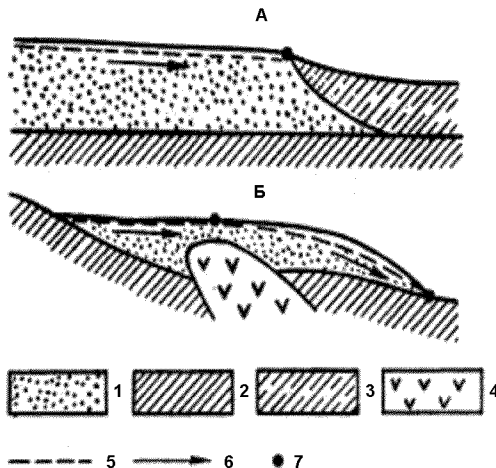


Рис. 10. Схема утворення підпертого потоку ґрунтових вод: А – ґрунтовий потік, підпертий глинистим делювієм; Б – ґрунтовий потік, перегороджений підземним бар'єром; 1 – водопроникні делювієм; 2 – водотривка ложе; 3 – делювій; 4 – дайка кристалічних порід; 5 – рівень ґрунтових вод; 6 – напрямок ґрунтового потоку; 7 – вихід ґрунтових вод на поверхню

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

У центральній Європі найбільше поширені такі типи ґрунтових вод:

- ґрунтові води, пов'язані з льодовиковими відкладами;
- ґрунтові води південних позальодовикових областей;
- ґрунтові води, пов'язані з алювіальними, давньоалувіальними відкладами річкових долин;
- ґрунтові води гірських областей.

Ґрунтові води льодовикових відкладів

По давнім долинам Дніпра і Дону язики льодовиків досягали широти Дніпропетровська. Після відступу льодовика залишилися відклади найрізноманітнішого літологічного складу, в основному водотривкі валунні глини та водопроникні флювіогляціальні піски.

Області поширення зандрових піщаних відкладів перебувають у сприятливих умовах. Річна сума опадів становить 600–700 мм, інфільтрації атмосферних опадів сприяють геоморфологічні та літологічні особливості територій: це здебільшого слабкорозчленовані рівнини, антропогенні відклади, представлені водопроникними піщано-глинистими відкладами.

Флювіогляціальні відклади розвинуті в північній частині України, на південь від лінії Рівне – Житомир – Київ вони замінюються товщею лесів і лесоподібних порід.

Нашарування пісків водно-льодовикового походження вміщують досить продуктивний горизонт ґрунтових вод.

Ґрунтові води позальодовикових областей

Загальний характер залягання, циркуляції та хімічного складу ґрунтових вод позальодовикових областей зумовлюється головним чином кліматичними умовами (лісостепова зона характеризується помірним кліматом і нестійким зволоженням, далі на південь у степовій зоні клімат стає посушливим) і літологічним складом водовмісних порід (лес має вертикальну структурність і більшу водопроникність по вертикалі, ніж по горизонталі, товща лесу розділяється кількома горизонтами викопних ґрунтів, менш водопроникних, ніж леси, на яких збирається верховодка).

Водотривке ложе, представлено важкими лесоподібними суглинками або червоно-бурими глинами, має численні заглиблення, в яких акумулюється вода.

Суцільні горизонти ґрунтових вод розвинуті в зоні лісостепу і в північній частині зони степу, південніше зустрічаються спорадично невеликі обводнені ділянки, де глибина залягання ґрунтових вод становить 20–30 м.

Загальна мінералізація ґрунтових вод степової позальодовикової зони досить висока, але зустрічаються і прісні води в невеликих місцевих замкнутих пониженнях рельєфу – у так званих *лодах*.

Ґрунтові води алювіальних і давньоалувіальних відкладів річкових долин

Водовмісним тут може бути крупноуламковий та піщаний матеріал, ці водоносні горизонти мають великі ресурси підземних вод.

Алювіальні та давньоалувіальні відклади як продукт діяльності текучих вод мають чітко виражену верстуватість. Давньоалувіальні відклади, як правило, виражені крупнозернистими і гравелистими пісками. Алювіальні відклади, що залягають вище, складені дрібнозернистими, іноді глинистими пісками. Місцями в алювіальних пісках зустрічаються лінзи глини і суглинків.

Водоносні горизонти в давньоалувіальних відкладах у долинах великих річок мають суцільне поширення на великих площах і відрізняються високою продуктивністю і якістю.

Ґрунтові води гірських областей

Залежно від географічного положення, ландшафтних умов та інших факторів ґрунтові води, що містяться в порах і тріщинах пухких і скельних порід, можуть бути своєрідними. Основною спільною рисою є посилена міграція підземних вод.

В умовах дуже розчленованої місцевості при великій глибині ерозійного врізу ґрунтові води інтенсивно дреноються і виходять на денну поверхню у вигляді численних джерел. Тому ці води, як правило, характеризуються малою продуктивністю та несталим режимом.

Деякі іншими умовами формування відрізняються ґрунтові води в передгірних областях і міжгірних западинах. У передгірних областях, особливо в долинах річок, скупчуються потужні товщі галечників, гравію, крупнозернистого піску, які містять у собі великі запаси підземних вод. Ґрунтові води конусів виносу і передгірних шлейфів у ряді випадків можуть бути надійними джерелами водопостачання.

У міжгірних котловинах (замкнених безстічних або майже безстічних депресіях) утворюються своєрідні умови для формування підземних вод. У центральних частинах депресії загальна мінералізація ґрунтових вод збільшується, бо води перебувають у відносному спокої, витрачаються на випаровування і транспірацію рослинами.

6.3. Напірні (артезіанські) води

Назву артезіанських ці води дістали від старої назви провінції Артуа у Франції (Артезії), де в 1126 р. вперше в Західній Європі було споруджено колодязь, який дав самовиливну воду.

Артезіанські води – це напірні підземні води, що утримуються у водопроникному горизонті, який залягає між водотривкими верствами в межах великих геологічних структур (синкліналей і монокліналей). Такі структури, що утримують у собі один або декілька напірних горизонтів та комплексів і займають великі площі, називаються артезіанським басейном.

Завдяки особливостям залягання, умовам живлення і циркуляції такі води мають напір. Це означає, що при розкритті водоносного горизонту буровою свердловиною рівень води в ній піднімається вище покривлі водоносного пласта.

В силу законів природи вода піднімається до певної лінії. У деяких свердловинах буде самовиливання і в таких випадках води називають артезіанськими, в інших свердловинах рівень води встановиться нижче денної поверхні і в цих випадках води називають напірними (рис. 11):

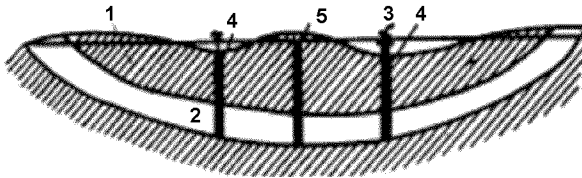


Рис. 11. Схема будови басейну напірних вод:

1 – водонепроникні верстви; 2 – водопроникні верстви з напірною водою; 3 – лінія підйому води у свердловинах (лінія п'єзометрів); 4 – колодязь, який дає самовиливну воду (артезіанський колодязь); 5 – колодязь, в якому напірна вода не виливається

Напірні (артезіанські) води утворюються:

- у мульдоподібних структурах;
- при асиметричному моноклінальному заляганні водопроникних порід, затиснутих серед водотривких верств;
- на ділянках прояву диз'юнктивних дислокацій (рис. 12, А, Б).

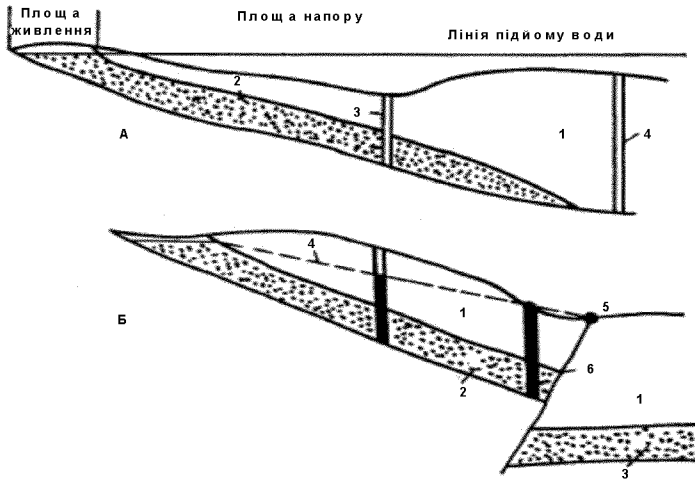


Рис. 12. Деякі випадки утворення напірних вод: А – схема моноклінального водопроникного горизонту з напірною водою: 1 – водонепроникні породи; 2 – водопроникна порода з напірною водою; 3 – колодязь самовиливний (артезіанський); 4 – колодязь безводний; Б – схема басейну напірних вод, що утворився внаслідок скиду: 1 – водонепроникна порода; 2 – водопроникна порода з напірною водою; 3 – водопроникна порода безводна; 4 – лінія підйому води; 5 – вихідне джерело; 6 – скидова тріщина

Для горизонтів напірних вод характерні:

- область живлення;
- зона дронування;
- зона розвитку;
- область стоку (рис. 13).

У межах області живлення водоносний горизонт, складений водопроникними породами, виходить на денну поверхню або прикритий товщею легкопроникних порід. У межах цієї зони є умови для легкого проникнення атмосферних опадів до водоносного горизонту.

У межах зони дронування великі річкові долини і яружно-балкова сітка врізаються і дрнують водоносний горизонт.

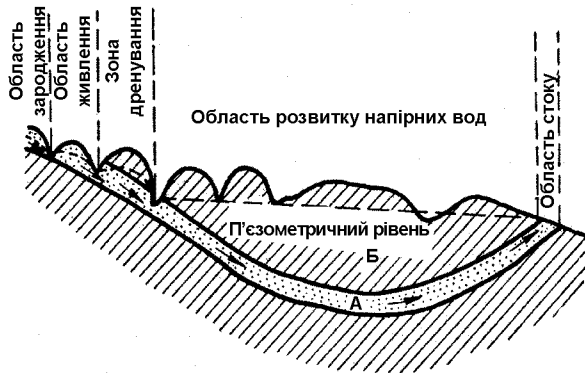


Рис. 13. Схема утворення, поширення і розвантаження напірних вод.
А – водонесний горизонт; Б – водотривки породи
(стрілками показано напрямки руху підземних вод)

Зона розвитку напірних вод є найбільшою зоною багатьох басейнів. Водонесний горизонт ізольований від поверхневих вод і має надійне водотривке перекриття.

Область стоку є природною областю розвантаження. Для цієї області характерні мінімальні відмітки, водонесний горизонт виходить на поверхню у вигляді джерел, іноді горизонт напірних вод виклинується в товщу річкового алювію.

Рівень, до якого піднімається вода у свердловинах і колодязях на ділянках поширення напірних вод, називається п'єзометричним, відстань по вертикалі від покрівлі водонесного горизонту до цього рівня називається напором.

Напірні властивості водонесних горизонтів у плані, на гідрогеологічних картах можуть бути зображені гідроізоп'езами: лініями, що з'єднують точки з однаковою висотою стояння п'єзометричних рівнів.

Якщо горизонт напірних вод має чітко виражені області живлення і стоку, то п'єзометричний рівень матиме нахил у бік області стоку. Примхливо закручені або замкнуті гідроізоп'ези свідчать про додаткові притоки води або часткове дренавання.

Рівень води у свердловині, що встановився і відповідає п'єзометричному, називається статичним рівнем.

При відкачуванні води із свердловини її рівень знижується, такий знижений рівень називається динамічним. При оцінці продуктивності свердловини користуються поняттям питомого дебіту, під яким розуміють кількість води, яку може дати свердловина при зниженні статичного рівня води на 1,0 м.

При наявності декількох розрізнених напірних водоносних горизонтів, розташованих один над одним, кожний з них має свою п'єзометричну поверхню.

При прямому рельєфі (коли сучасний рельєф відповідає геологічній структурі) п'єзометричний рівень нижнього водоносного горизонту завжди вищий за п'єзометричні рівні водоносних горизонтів, що лежать вище.

При оберненому рельєфі п'єзометричні рівні нижніх водоносних горизонтів розташовуються нижче (рис. 14, А, Б).

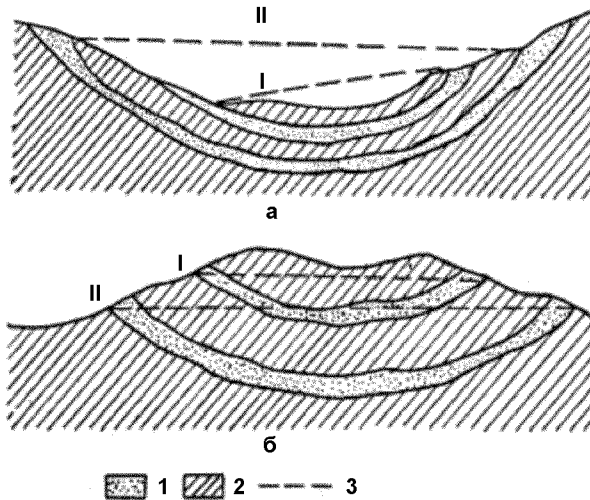


Рис. 14. Типи артезіанських басейнів:

а – прямий рельєф поверхні; б – обернений рельєф; 1 – водоносні горизонти, 2 – водотривкі горизонти; 3 – п'єзометричний рівень; I – верхній горизонт; II – нижній горизонт

Якщо при оберненому рельєфі два водоносних горизонти сполучити через спеціально споруджену свердловину, вода з верхнього водоносного горизонту буде перетікати в нижній. Такі свердловини називаються *поглинаючими*.

Через поглинаючі свердловини осушують ділянки родовищ корисних копалин, скидають поверхневі й ґрунтові води, що заболочують територію.

Водозбагаченість горизонту напірних вод залежить від співвідношення площ областей живлення і поширення водоносного горизонту, від кліматичних умов області живлення; кількість води, яку можна отримати з водоносного горизонту прямо залежить від літологічного

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

складу водовмісних порід – їх тріщинуватості, закарстованості, крупнозернистості складу тощо.

6.4. Тріщинні води

Тріщинними водами називаються підземні води, що приурочені до тріщинуватої зони скельних порід. Скельні породи різного складу і віку дуже поширені, серед них можна виділити:

- кристалічні породи магматичного походження: граніти, базальти, габро тощо;
- породи метаморфічного походження: сланці, гнейси тощо;
- породи осадового походження: кварцити, перекристалізовані вапняки тощо.

Формування горизонтів підземних вод у скельних породах зумовлено наявністю в них тріщин. Тріщинуватість, як правило, є наслідком процесів літогенетичного і тектонічного порядку, а також процесів вивітрювання.

Виникнення тріщин у кристалічних породах зумовлено насамперед тектонікою, ступінь тріщинуватості залежить від віку порід, найдавніші породи більше зазнавали тектонічних рухів; найбільша тріщинуватість, а отже, і обводненість характерні для верхньої зони кристалічних порід, де найефективніше виявляються процеси вивітрювання.

Значно більше тріщин зустрічається в дрібнозернистих кристалічних породах, ніж за однакових умов у грубозернистих.

Детальні дослідження тріщинних вод на території Українського щита показали, що тріщини різного походження на великих площах масиву взаємно перетинаються. Тріщинні води не пов'язані з певними стратиграфічними комплексами, а утворюють спільний водоносний горизонт, який циркулює в тріщинах кристалічних порід різних стратиграфічних та петрографічних комплексів.

П'єзометричні рівні тріщинних вод утворюють єдину гідравлічно зв'язану систему. Максимальні рівні приурочені до підвищених у рельєфі ділянок, де тріщинні води інтенсивно поповнюються внаслідок інфільтрації атмосферних вод, спад рівнів відбувається в бік областей розвантаження, тобто в річкові долини та околиці масиву кристалічних порід.

Залежно від структурно-геологічних умов тріщинні води можуть бути ґрунтовими або напірними. Там, де кристалічні породи перекриті продуктами руйнування і піщано-глинистими осадовими утвореннями, створюються умови для виникнення напірних тріщинних вод, а там, де тріщинуваті кристалічні породи виходять на денну поверхню або перекриті незначною верствою водопроникних порід, утворюється водоносний горизонт з вільною поверхнею.

Залежно від рельєфу та умов циркуляції вод у тріщинуватих кристалічних породах Н.І.Толстіхін виділяє три характерні зони:

- зона інтенсивної тріщинуватості в підвищеній частині масиву кристалічних порід. Тут відбувається посилена циркуляція підземних вод, головним чином у вертикальному напрямку, а саме *інфільтрація*. Більшість тріщин водоносні тимчасово;
- зона цілковитого заповнення тріщин ґрунтовими водами і постійної циркуляції підземних вод. Кристалічні породи характеризуються підвищеною тріщинуватістю біля схилів масиву і меншою тріщинуватістю в центральній частині масиву;
- зона зниженої тріщинуватості й уповільненої циркуляції підземних вод.

Зона активної тріщинуватості поширюється в кристалічних породах, як правило, на глибину до 100-110 м, нижче – дрібні волосяні тріщини.

Рух підземних вод в тріщинних породах підпорядковується складнішим законам, ніж при переміщенні води в пухких осадових породах. Тріщини мають різні форми і розміри, одні тріщини відкриті, інші заповнені. Залежно від цього переміщення води в тріщинах підпорядковується законам ламінарного чи турбулентного руху.

І.Ф.Володько дослідженнями встановив, що турбулентний рух може виникнути у відкритих тріщинах шириною понад 5 см.

У практиці гідрогеологічних досліджень прийнято серед тріщинних вод виділяти такі групи:

- власне тріщинні води;
- пластово-тріщинні води. Ця група тріщинних вод звичайно пов'язана з тріщинуватими скельними породами осадового походження, наприклад: верствою тріщинуватих пісковиків, яка підстеляється і перекривається сланцями;
- карстово-тріщинні води, що є проміжними між тріщинними і карстовими водами. Ці води утворюються тоді, коли первісною тріщинуватістю порушені розчинні породи. Циркуляція підземних вод у таких породах призводить до того, що поряд з дрібними первісними тріщинами утворюються більші карстові пустоти і канали.

Для визначення тріщинуватості порід найнадійнішим є спосіб дослідних нагнітань води в бурові свердловини в поєднанні з вивченням тріщинуватості в кернах.

Ступінь пористості породи оцінюється величиною питомого водопоглинання, яку одержують в результаті дослідного нагнітання. Під питомим водопоглинанням розуміють величину поглинання води в літрах за хвилину при напорі 1 м і довжині дослідного інтервалу в 1 м за формулою:

$$q = \frac{Q}{lH};$$

де: q – питоме водопоглинання;

Q – кількість води, поглинутої при дослідному нагнітанні;

l – довжина дослідного інтервалу;

H – напір над статичним рівнем води у свердловині.

6.5. Карстові води

Підземні води, що циркулюють складними шляхами в масивах гірських порід, контактують з розчинними утвореннями літосфери, розчиняють і руйнують їх. Сукупність геологічних процесів розчинення і вносу з масивів гірських порід поверхневими і підземними водами частини їх з утворенням характерних геологічних явищ у вигляді карверн, понорів, каналів, проходів, печер тощо, а також своєрідного рельєфу, називається карстом.

Ця назва походить від місцевості Карст, розташованої на березі Адріатичного моря. Тут на плоскогір'ї, складеному вапняками, карст проявляється найрізноманітнішими формами, які поглинають не тільки атмосферні опади, а й річки. Спостерігаючи процеси інфлюації, Платон запропонував одну з гіпотез походження підземних вод.

У районах поширення закарстованих порід виникають численні досить характерні форми рельєфу: кари, понори, лійки, карстові колодязі, зникаючі річки, печери.

Кари – це довгі борозноподібні заглиблення на поверхні легкорозчинних порід. Причиною їх утворення є первісна тріщинуватість порід. Атмосферні опади, які стікають, поступово розширюють і поглиблюють тріщину, утворюючи карові поля.

Понори – це вхідні отвори вертикальних і похилих каналів, які поглинають воду. Найчастіше понори утворюються в зонах великих тектонічних тріщин.

Лійки – це поширені лійкоподібні карстові форми діаметром до 50 м та глибиною до 15 м, на дні лійок спостерігаються понори. Утворюються лійки внаслідок обвалів підземних карстових пустот.

Карстові колодязі – це утворення, в яких глибина значно перевищує ширину, мають стрімкі стінки і переходять у систему тріщин.

Карстові утворення інтенсивно збирають поверхневу воду і відводять її на велику глибину, тому в районах розвитку карстових форм майже зовсім немає поверхневих вод.

Зникаючі річки й озера спостерігаються в районах, де карстові процеси мають великий розвиток.

Підземні пустоти, розвиваючись, іноді перетворюються в *печери* – складнорозгалужені системи ходів значного простягання. На території України відкрито і досліджено близько 800 карстових печер, колодязів і шахт загальною довжиною близько 150 км.

У Подільсько-Буковинській карстовій області знаходяться найбільші у світі печери в гіпсах. Оптимістична печера має загальну довжину ходів 52 км, Озерна – 26,36 км, Кришталева – 18,785 км. У Криму знаходиться вапнякова печера Червона загальною довжиною ходів 12,515 км.

Підземні води, які циркулюють по каналах, тріщинах і пустотах, що утворені і продовжують розширюватися внаслідок їх розчинної, агресивної й механічної дії, називаються карстовими.

У великих каналах і пустотах, де підземні води рухаються з великою швидкістю, у розчиненні карстових пустот і каналів велику роль відіграє процес механічного руйнування стінок і винесення частинок.

Для закарстованих ділянок насамперед характерний своєрідний зв'язок поверхневих і підземних вод. Значна частина поверхневих вод шляхом інфлюації (яка значно відрізняється від інфільтрації в пухких породах) потрапляє в карстові пустоти і поповнює підземні води.

До початку ХХ ст. вважали, що вода в закарстованих породах циркулює по ізольованих каналах у вигляді струменів, підземних водостоків і навіть підземних річок, що не сполучаються між собою. Такі підземні водостоки і річки, виходячи на денну поверхню, утворюють потужні джерела, які за назвою одного з таких джерел на півдні Франції дістали назву *воклюз*.

Пізніше було з'ясовано, що в карстових районах підземні води являють собою єдину, гідравлічно зв'язану систему. Підземна вода в закарстованих породах рухається по сполучних каналах з різними діаметрами поперечного перерізу, починаючи від печер і закінчуючи капілярними порами і тріщинами. Рух води може бути і ламінарний і турбулентний.

За характером руху і режиму води в закарстованих породах Д.С.Соловєв виділяє такі зони:

- зона аерації, де має місце вертикальний рух інфлюаційних вод;
- зона сезонного коливання рівня підземних вод, яка в період посиленого живлення і підйому рівня з'єднується з нижньою, а в період спаду рівня з'єднується з верхньою зоною аерації; у цій зоні при високому рівні вода рухається горизонтально, а при низькому рівні води – вертикально;
- зона повного насичення всіх пор і пустот;
- зона глибинного руху, де підземні води не зв'язані з гідрографічною сіткою.

На формування хімічного складу карстових вод впливає ціла низка природних факторів, серед яких треба відмітити: загальнокліматичні умови, структурно-геологічні особливості, швидкість руху води, інтенсивність обмінних процесів карстових вод з поверхневими тощо.

6.6. Підземні води багаторічної мерзлоти

Багаторічна мерзлота – зональне географічне явище, що полягає в охолодженні гірських порід верхнього шару літосфери і замкнених в них підземних вод до від'ємних температур, яке триває безперервно від декількох років до десятків тисячоліть. В.А.Кудрявцев визначив багаторічну мерзлоту як результат складного процесу теплообміну між атмосферою і верхніми шарами літосфери, який визначається:

- складом і властивостями порід;
- кількістю прямого і трансформованого сонячного тепла, що надходить на поверхню Землі;
- особливостями поверхні Землі, що сприймає променеву та теплову енергію;
- кількістю тепла, яке підходить до поверхні з надр Землі.

Загальна площа, зайнята багаторічною мерзлотою становить 20-25 % площі всієї суші планети, у тому числі Антарктиди, Гренландії, частини Канади і Росії.

Виділяються три категорії мерзлоти:

- короткочасну;
- сезонну;
- багаторічну.

Термін "вічна мерзлота" є умовним, тому що багаторічна мерзлота змінюється зі зміною фізико-географічних умов.

Наявність багаторічної мерзлоти визначається не тільки сучасними кліматичними умовами, вона може бути реліктом суворого клімату в періоди зледеніння. Про це свідчить наявність островів багаторічної мерзлоти в деяких районах з позитивними середньорічними температурами.

У районах поширення багаторічної мерзлоти М.І.Сумгін виділяє чотири зони:

- зона суцільної мерзлоти;
- зона мерзлоти з окремими не промерзлими ділянками, які називаються *таліками*;
- зона мерзлоти з перевагою таліків;
- зона острівної мерзлоти.

Для зони багаторічної мерзлоти характерні специфічні кліматичні умови, своєрідний режим поверхневих і підземних вод. Області багаторічної мерзлоти мають від'ємну середньорічну температуру повітря,

зими довгі й суворі, літо коротке, потужність шару багаторічної мерзлоти, як правило, становить від декількох метрів до декількох сотень метрів. Невеликі річки промерзають до дна, улітку рівні річок різко коливаються залежно від опадів, які не просочуються крізь шар мерзлих порід і стікають у річку.

Товща багаторічної мерзлоти по вертикалі неоднорідна, у ній виділяються шари:

- діючий;
- перехідний;
- постійно мерзлий.

У межах діючого шару влітку ґрунт відтає, потужність діючого шару залежно від кліматичних умов і рельєфу змінюється від декількох дециметрів до декількох метрів.

На певній глибині сезонні температурні коливання затихають; тут утворюється так звана "нульова завіса", яка перешкоджає проникненню температурних коливань у глибину.

Як правило, діючий шар, промерзаючи взимку, зливається з постійно мерзлим шаром. А на південних окраїнах зони багаторічної мерзлоти між діючим шаром і шаром постійно мерзлим залишаються незамерзлі гірські породи, які можуть містити ґрунтові води або залишатися сухими.

За умовами поширення і циркуляції підземних вод у районах багаторічної мерзлоти Н.І.Толстїхін запропонував підземні води поділити на категорії:

- надмерзлотні води;
- міжмерзлотні води;
- підмерзлотні води.

Надмерзлотні води приурочені до діючого шару – це звичайні ґрунтові води, вони можуть взимку промерзати повністю або частково, іноді зустрічаються ділянки, де горизонт надмерзлотних вод ділиться на два підгоризонти лінзою сезонної мерзлоти.

Запаси цих вод поповнюються внаслідок розтавання діючого шару й інфільтрації опадів, мінералізація невисока, санітарно-гігієнічний стан теж невисокий.

Ці води можуть виявитися під значним тиском, бо обмежені знизу, а промерзання взимку починається зверху. Тиск виникає в результаті збільшення об'єму при переході води з рідкої фази у тверду. У місцях найменшого опору діючий шар піднімається і утворює налідний бугор, через тріщини частина вод виливається на денну поверхню й утворює складні натічні льодяні форми – полої.

Міжмерзлотні води – це води в рідкій і твердій фазі, що замкнені в товщі багаторічної мерзлоти. Підземний лід залягає або у вигляді про-

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

версток і лінз, або у вигляді льодяних кристалів у порах і тріщинах гірських порід.

М.І.Сумгін запропонував таку генетичну класифікацію підземного льоду:

- похований лід, який утворився на денній поверхні, а потім потрапив у товщу ґрунтів;
- лід, що утворився в гірських породах від замерзання вод;
- сублімаційний лід, який утворився за схемою: лід – пара – лід;
- полігенетичний лід, що утворився кількома способами.

Зміна фаз вода – лід – вода міжмерзлотних вод відбувається протягом тривалого періоду. Ділянки, де серед шарів багаторічної мерзлоти вода перебуває в рідкій фазі, називають таліками, які мають вигляд лінз, гнізд, прошарків, прохідних каналів, по яких здійснюється зв'язок підмерзлотних і надмерзлотних вод.

Підмерзлотні води – це підземні води в рідкій фазі, що залягають під шаром багаторічної мерзлоти. Звичайно підмерзлотні води мають напір, але відрізняються умовами живлення і стоку від звичайних напірних вод. Живлення ускладнено і може здійснюватися тільки на ділянках таліків.

Підмерзлотні води в деяких випадках – джерело водопостачання, бездоганне в санітарному відношенні, температура підмерзлотних вод у покривлі водонасного горизонту $t \approx 0^{\circ}\text{C}$, з глибиною температура води збільшується.

Особливості циркуляції підземних вод у районах багаторічної мерзлоти призводить до утворення оригінальних форм рельєфу та специфічних фізико-геологічних явищ: морозне пучення, термокарст, полої, бугри пучення (болгуняхи), могильники, соліфлюкція та ін.

Морозне пучення – це збільшення об'єму водонасичених порід глинистого та суглинного складу при замерзанні. Пучини над поверхнею Землі піднімаються на 0,2–0,5 м. Якщо ж накопичуються значні маси льоду в основі діяльного шару, утворюються бугри пучення – болгуняхи, розміри яких сягають десятків метрів у висоту і до сотень у діаметрі.

Полої морфологічно відрізняються від бугрів пучення тим, що являють собою плащеподібне або потокоподібне накопичення льоду на поверхні землі, який утворився в результаті вилуви та замерзання річкових або підземних вод. Розміри їх бувають досить значними – до десятків квадратних кілометрів.

Термокарст – це процес просідання з наступним утворенням провалів, блюдець, лійок на поверхні багаторічномерзлих порід при відтаюванні льоду в товщі порід. Від типових карстових форм термокарст відрізняється тим, що утворені форми, як правило, заповнені водою.

Соліфлюкція – це процес розрідження талими водам верхніх шарів ґрунту і стікання його вниз по схилах. У півніжжі схилів можуть накопичуватися значні маси так званих соліфлюкційних утворень.

7. Формування підземних вод та основні закони їхньої динаміки

7.1. Формування основних типів підземних вод

Як нами вже відмічалось, процес формування підземних вод – це дуже складний природний процес, який зумовлюється поєднанням різних природних факторів. Починається цей процес на стадії діагенезу відкладів і продовжується в обстановці епігенезу. Вміст у породах і підземних водах будь-яких компонентів є відображенням історії розвитку Землі. На думку К.І.Макова, геологічна історія формування підземних вод характеризується фаціальними умовами, які визначають утворення водовмісних порід і сингенетичних підземних вод; взаємодію водовмісних порід і вод; геотектонікою району, умовами виникнення водоносного горизонту, динамікою підземних вод, водообміном у водоносному горизонті, активізацією чи затуханням процесів метаморфізму.

Усі атмосферні й поверхневі води, за рахунок яких поповнюються водоносні горизонти, деякою мірою збагачені на розчинні солі й гази. У процесі кругообігу в атмосфері на земній поверхні й у надрах літосфери хімічний склад води весь час змінюється. Під час свого руху вода впливає на гірські породи – вилугує або відкладає деякі хімічні компоненти, які кристалізуються в порах породи, вступає в обмінні реакції з найбільш нестійкими сполуками породи. Таким чином, формування хімічного складу підземних вод – це комплекс різноманітних процесів. Незважаючи на їхню велику кількість, можна виділити серед них деякі основні, які дуже часто є визначальними при формуванні підземних вод того чи іншого гідрохімічного типу, це – вилугування, розчинення, витиснення давніх вод, перехід води із зв'язаного стану у вільний. Інтенсивність і співвідношення цих процесів визначаються умовами формування підземних вод. За умовами формування виділяють три основні типи підземних вод: води вилугування; води седиментаційні; води відродження.

Води вилугування утворюються внаслідок вилугування водовмісних гірських порід. Інтенсивність процесів вилугування залежить

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

від хімічного складу порід, складу і температури води, а також від швидкості руху її в гірській породі. Найчастіше води вилуговування, які приурочені до верхніх горизонтів літосфери, відрізняються невисокою мінералізацією і мають гідрокарбонатно-кальцієвий склад. Середній склад цих вод наближається до складу поверхневих вод суші. Збагачення вод сульфатами відбувається в зонах сульфідних родовищ і на ділянках, де до складу водовмісних порід входить гіпс. На ділянках, де підземні води стикаються з легкорозчинними породами, хімічний склад їх насамперед зумовлюється складом солей родовища. Мінералізація вод залежить також від загальнокліматичних умов і помітно підвищується в посушливих районах.

Води седиментаційні – це води, формування яких відбувається в процесі накопичення осадів, як правило, у морських басейнах. Седиментаційні води як певний тип морських вод у природі майже не зустрічаються. Практично в усіх випадках давні морські води розбавлені прісними атмосферними водами. Протягом довгого геологічного часу ці води зазнали змін у результаті складних процесів метаморфізації, обміну катіонів, десульфатизації тощо. Типові хлор-натрієві морські води в глибоких горизонтах земної кори в результаті обмінних реакцій часто змінюються на хлоркальцієві води. У природних умовах поширений також процес змішування підземних вод різного хімічного складу внаслідок взаємодії водоносних горизонтів. При такому змішуванні іони, які містяться у водах, вступають у взаємодію і трохи змінюють склад води. Наприклад, при змішуванні сульфатно-кальцієвих вод з гідрокарбонатно-натрієвими утворюються сульфатно-натрієві з випаданням карбонату в осад і виділенням вуглекислого газу.

Води відродження – це води, які виділяються з гірських порід у процесі розвитку земної кори. Відомо, що магматичні гірські породи вміщують до 2,0–2,5 % зв'язаної води, яка за певних геотермічних умов може переходити у вільну, поповнюючи запаси підземних вод. Найінтенсивніше цей процес відбувається поблизу вулканічних осередків, де температура досягає декількох сотень градусів, що призводить до виділення води і вуглекислого газу. У районах молодого вулканізму підземні води мають невелику мінералізацію і високу температуру. Тут часто зустрічаються вуглекислі термальні води хлоридно-гідрокарбонатно-натрієвого складу з підвищеним вмістом кременевої кислоти, арсену і бору, а також лужні слабомінералізовані азотні води. Дуже часто відроджені води змішуються в найрізноманітніших пропорціях з водами інших типів.

Важливу роль у зміні хімічного складу і властивостей підземних вод відіграють гази. Між сольовим і газовим складом підземних вод існує тісний генетичний зв'язок. Порівнюючи сольовий і газовий склад підземних вод, можна виявити деякі закономірності. Так, у верхніх частинах

земної кори, у зоні активного газообміну і значних швидкостей руху води, рівновага між породою, водою і газом порушена і виражена дуже слабо. Прісні води у верхніх частинах розрізу збагачені газами повітряного походження – кисень, азот, вуглекислий газ. На глибині, у слабопроточних горизонтах підземні води збагачуються на гази органічного і хімічного походження (метан, сірководень). Особливо великий вміст метану та інших вуглеводів характерний для підземних вод нафтових і газових родовищ.

7.2. Види руху підземних вод

Підземні води перебувають у постійному русі. Процес руху води в гірських породах під впливом різноманітних природних і штучних факторів називається фільтрацією підземних вод. Процеси фільтрації (рух води) розглядають відповідно до умов басейну або потоку підземних вод. Умови басейнів приймають лише умовно при розв'язанні певних фільтраційних завдань. У природі з водоносними горизонтами зв'язані потоки підземних вод, які характеризуються певною потужністю, швидкістю та напрямком руху, а також витратою і величиною гідродинамічного напору. Рух води в межах потоку відбувається від місць з більшими гідродинамічними напорами до місць з меншими напорами. Відношення різниці напорів у двох точках потоку до відстані між ними (шлях фільтрації) називається *гідралічним* або *напірним градієнтом*

$$I = \frac{H_1 - H_2}{l}.$$

У природних умовах рух підземних вод (процес фільтрації) може бути: безнапірним і напірним, установленим і невстановленим, рівномірним і нерівномірним, ламінарним і турбулентним.

Безнапірний і напірний рух встановлюється залежно від характеру напірних властивостей окремих водоносних горизонтів. Безнапірні фільтраційні процеси характерні для ґрунтових вод з вільною поверхнею рівнів. Напірний рух підземних вод має місце в напірних водоносних горизонтах. Тиск у цих горизонтах більший за атмосферний, тому при розкритті їх п'єзометричні рівні води встановлюються вище покрівлі.

Установлений (стаціонарний) рух характеризується постійністю в часі основних параметрів потоку (потужність, швидкість, гідралічний напір). У природних же умовах ці параметри, як правило, змінюються, тобто спостерігається *невстановлений рух* підземних вод. Причиною таких змін можуть бути: нерівномірне інфільтрація атмосферних опадів; коливання рівнів

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

води в поверхневих водоймах, гідравлічно зв'язаних з підземними водами; господарча діяльність людини (зрошення, осушення тощо).

Рівномірний рух характеризується постійною швидкістю фільтрації в усіх перетинах потоку. Якщо швидкість руху потоку змінюється, то ми маємо нерівномірний вид руху, який і переважає в природних умовах.

Ламінарний рух потоку характеризується тим, що окремі струмені чи горизонти води рухаються без розриву суцільності, з невеликими швидкостями, без перемішування між собою. *Турбулентним* називається рух, при якому відбувається активне перемішування окремих струменів води. Такий рух спостерігається при великих швидкостях і набагато менше поширений в природі, ніж ламінарний.

7.3. Основні закони фільтрації

Ламінарний рух підземних вод, який переважає в природі, підкоряється лінійному закону фільтрації. Закон був встановлений в 1856 р. французьким гідравліком Дарсі. Для цього він використав прилад, показаний на рис. 15.

Досліди показали, що кількість води, котра фільтрується через поперечний переріз досліджуваного ґрунту за одиницю часу, прямо пропорційна площі цього перерізу та величині напірного градієнта. Математичний вираз буде:

$$Q = K \cdot FI,$$

де: Q – кількість води, яка протікає через пісок за одиницю часу; K – коефіцієнт пропорційності або коефіцієнт фільтрації; F – площа поперечного перетину циліндра, I – напірний градієнт.

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 тощо). Формула Дарсі може бути записана і в іншому вигляді після деяких перетворень (праву і ліву частини першого виразу поділити на F):

$$V = KI,$$

де V – швидкість фільтрації.

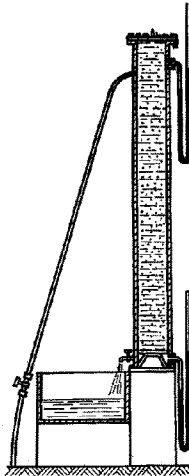


Рис. 15. Прилад Дарсі

З цього виразу видно, що швидкість фільтрації знаходиться в лінійній залежності від напірного градієнта. Тому і закон Дарсі називається лінійним законом фільтрації.

При турбулентному русі підземних вод така залежність порушується і для описування особливостей цього руху О.О.Краснопольським була запропонована така залежність:

$$Q = kF\sqrt{I} ,$$

або

$$V = k\sqrt{I} ,$$

де k – коефіцієнт фільтрації за Краснопольським.

Як видно з формули, при турбулентному русі напірний градієнт пропорційний квадрату швидкості фільтрації, тому закон Краснопольського називається нелінійним, або квадратичним законом фільтрації.

7.4. Швидкість фільтрації підземних вод, визначення швидкості та напрямку руху

При вивченні процесів фільтрації ми користуємося умовною величиною швидкості фільтрації, що впливає з припущення, що витрата потоку підземних вод Q проходить через повний поперечний перетин

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

поток F . У дійсності ж вода рухається тільки через частину площі перетину водовмісних порід, яку займають пори та тріщини. Якщо умовна чи фіктивна швидкість визначається залежністю:

$$V = \frac{Q}{F},$$

то дійсна швидкість руху підземних вод становитиме:

$$V_d = \frac{Q}{n_e F},$$

де n_e – активна пористість.

Дійсну швидкість руху підземних вод визначають також за допомогою індикаторів – барвників (калориметричним методом) або розчинів різних солей (електролітичним методом). Для цього бурять дві свердловини в напрямку потоку, вибираючи відстань між ними залежно від фільтраційних властивостей порід у межах 0,5–50 м.

Калориметричний метод ґрунтується на використанні барвників, які надають воді інтенсивного забарвлення. *Електролітичний метод* ґрунтується на збільшенні електропровідності води при збільшенні концентрації розчинених у ній солей.

Знаючи відстань між двома свердловинами (L) і час (t), за який індикатор (барвник чи сіль) разом з потоком підземних вод пройшов від однієї свердловини до другої, можна визначити швидкість руху підземних вод за формулою

$$V_d = \frac{L}{t}.$$

Проводити досліді щодо визначення швидкості руху підземних вод можна тільки в тому випадку, коли відомий напрямок руху підземного потоку. Напрямок руху потоку підземних вод можна визначити по карті гідроізопіс або гідроізоп'єз. Точок для проведення гідроізопіс чи гідроізоп'єз має бути не менше трьох. В усіх випадках перпендикуляр до ізолінії рівнів води покаже напрямок руху потоку підземних вод.

7.5. Визначення водопритливу до водозабірних споруд

При використанні підземних вод для господарських цілей споруджують водозабори вертикального або горизонтального типу. До вертикальних водозаборів відносяться колодязі та бурові свердловини, а до горизонтальних – дренажні канали, закриті дренажі, каптажні галереї та кяризи.

Вертикальні водозабори будь-якого призначення, які розкривають ґрунтові й безнапірні міжпластові води, мають загальну назву – *ґрунтові колодязі*; а водозабори, які розкривають напірні води, називають – *артезіанські колодязі*. У свою чергу і ґрунтові, і артезіанські колодязі можуть бути досконалі й недосконалі. *Досконалі колодязі* – це колодязі, пройдені на всю потужність водоносного горизонту, вони мають водопроникні стінки також на всю потужність горизонту. *Недосконалі колодязі* не досягають водотривкого горизонту або мають водопроникні стінки не на всю потужність водоносного горизонту.

При визначенні водоприпливу до водозабірних споруд враховуються як гідрогеологічні особливості самих водоносних горизонтів, так і особливості водозабірних споруд. Для прикладу ми розглянемо тільки декілька варіантів:

1. Водоприплив до досконалого ґрунтового колодязя (рис. 16).

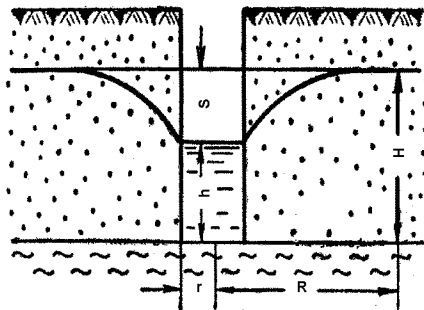


Рис. 16. Схема депресійної кривої досконалого ґрунтового колодязя

Якщо з колодязя відбирати воду (відкачувати), то рівень води в колодязі буде понижуватися, а водоносний пласт біля нього буде осушуватися. При пониженні рівня води в колодязі на величину S біля нього утвориться знижена поверхня ґрунтових вод, яка має форму лійки радіусом R , і називається вона депресійною. Вісь її збігається з віссю колодязя. Якщо в межах депресійної лійки на відстані x від центра колодязя провести перетин, то площа F цього циліндричного перетину з ординатою y буде

$$F = 2\pi xy$$

Згідно з лінійним законом фільтрації витрата води в перетині F буде

$$Q = FKI.$$

Гідравлічний градієнт в диференційній формі

$$I = \frac{dx}{dy}.$$

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Тоді можна записати, що

$$Q = 2\pi xyK \frac{dx}{dy}.$$

Після деяких перетворень ми отримаємо формулу водоприпливу до досконалого ґрунтового колодезя у зручнішому для використання вигляді:

$$Q = 1,36K \frac{(2H - S)S}{\lg R - \lg r}.$$

Ця формула називається *формулою Дюпюї* й широко використовується для розрахунків дебіту досконалих ґрунтових колодезів.

2. Водоприплив до досконалого артезіанського колодезя (свердловини) (рис. 17).

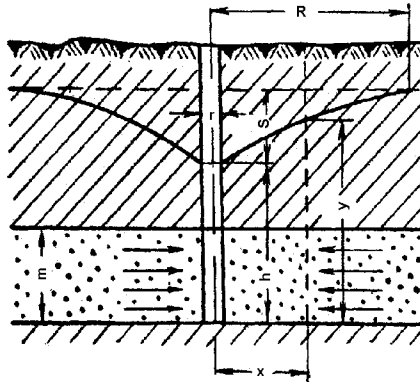


Рис. 17. Схема припливу води до напірної досконалої свердловини

При відкачці води з артезіанської свердловини вода буде притікати до неї з усіх боків у межах горизонту потужністю m .

Рівень води у свердловині знизиться на величину S , і стовп води буде дорівнювати h , рахуючи від водотриву. Біля свердловини утвориться депресійна лійка зниження напору радіусом R .

Згідно з лінійним законом фільтрації

$$Q = RFI,$$

де F – площа поперечного перетину напірного потоку, яка на відстані x дорівнює $2xm$. Тоді можна записати

$$Q = 2\pi kmx \frac{dy}{dx}.$$

2. ОСНОВИ ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ

8. Інженерно-геологічні умови

8.1. Поняття інженерно-геологічних умов

Основним завданням будь-яких інженерно-геологічних досліджень є вивчення й оцінка інженерно-геологічних умов території з метою використання її для господарських цілей.

Під *інженерно-геологічними умовами* території розуміють усю сукупність природних геологічних, геоморфологічних, гідрогеологічних особливостей, фізико-геологічних та інженерно-геологічних процесів і явищ, що являють собою єдину складну, динамічну систему, в якій всі компоненти (фактори) не тільки зв'язані і взаємодіють між собою, але й знаходяться в складних різноманітних формах зв'язку з усім навколишнім середовищем. Від наявності тих чи інших інженерно-геологічних умов чи зміни їх залежить вибір місця розташування інженерних об'єктів, їх компонування і конструктивні особливості, способи виконання будівельних робіт, вибір заходів боротьби з негативними процесами і взагалі раціональне використання території. До *основних факторів інженерно-геологічних умов* слід віднести такі три визначальні групи:

- геологічна обстановка;
- фізико-геологічні процеси і явища;
- інженерно-геологічні процеси і явища.

Геологічна обстановка визначається головним чином структурно-тектонічними особливостями території; геоморфологічними умовами; гідрогеологічною будовою; а також гірськими породами, їхнім літологічним і петрографічним складом, структурно-текстурними ознаками. Усі

ці фактори є об'єктом вивчення низки геологічних дисциплін, тому при інженерно-геологічних дослідженнях, як правило, використовуються їхні дані, іноді доповнені спеціальними випробовуваннями. Звичайно, інженерно-геологічна оцінка цих факторів буде специфічною, з визначенням впливу їх на інженерно-геологічні умови. На особливостях такого інженерно-геологічного підходу до оцінки геологічної обстановки (факторів) ми коротко і зупинимося.

8.2. Основні фактори формування інженерно-геологічних умов

Структурно-тектонічні особливості територій

Вивченням цих питань займається геотектоніка, яка визначається як наука про будову Землі. Вона вивчає структуру верхньої оболонки Землі – земної кори і мантії, їхні рух і розвиток у часі й просторі.

Різні форми геологічних тіл у просторі, різне чергування шарів гірських порід, нахил їх, характер і форма покрівлі й підшви значною мірою залежать від структурно-тектонічних особливостей тієї чи іншої території. Характер тектонічних структур впливає на:

- умови залягання гірських порід;
- загальну роздрібненість масиву гірських порід, його міцність, деформованість, водопроникність, опір вивітрюванню, розмивання;
- нерівномірність розподілу і режим підземних вод;
- розподіл природних напружень, характер розповсюдження сейсмічних хвиль;
- формування ослаблених зон і приуроченість до них яружних та річкових систем;
- розвиток зсувних процесів;
- стійкість підпірних споруд (у тому числі й гребель).

З дією тектонічних процесів на гірські породи пов'язаний розвиток тріщинуватості та роздрібненості дуже важливих характеристик скельних та напівскельних порід.

Основні завдання інженерно-геологічного плану, які вирішуються на основі структурно-тектонічної оцінки території, можна сформулювати таким чином:

1) установлення умов залягання гірських порід, що впливають на стійкість споруд, конструктивні особливості споруд, обґрунтування методів

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

виконання будівельних робіт та методики інженерно-геологічних досліджень;

2) установлення зон дроблення та напружених зон, зон тріщинуватості, закономірностей розвитку тріщин, характеру їх заповнення, визначення складу і властивостей заповнювача тощо;

3) визначення раціонального об'єму і характеру розвідувальних, лабораторних та дослідницьких робіт, особливо на перших стадіях інженерно-геологічних досліджень.

Геоморфологічні умови місцевості

Геоморфологія – це геолого-географічна наука, яка вивчає форми земної поверхні (рельєф) і Землі в цілому, їхнє походження, зовнішній вигляд, еволюцію та закономірності географічного розповсюдження. У геоморфологічних елементах відображено основні риси геологічного середовища й історії його розвитку, кліматичні, гідрогеологічні та техногенні фактори, і тому вони є досить чутливими індикаторами для оцінки сучасного стану територій і подальших змін, що суттєво для інженерно-геологічних висновків. Рельєф місцевості є одним з важливих інженерно-геологічних факторів. Справа в тому, що його форми часто безпосередньо впливають на вирішення інженерних завдань. Рельєф, відображаючи геологічну будову території і палеодинамічну обстановку, змінюючись під впливом сучасних геологічних процесів, сам значною мірою обумовлює їх характер. Наприклад, достатньо уявити собі гірський і рівнинний рельєф, щоб зрозуміти, що характер і інтенсивність геологічних процесів у тому і другому випадках будуть різними. Звичайно, вивчення й оцінка геоморфологічних умов місцевості в інженерній геології має свою специфіку, яка полягає в детальнішому розчленуванні рельєфу на елементи за ознаками: генетичними, віковими, морфометричними та сучасним станом. Кожен геоморфологічний елемент (вододільні простори, тераси, схили, річкові долини, низини, западини тощо) або частини їх характеризуються відмінностями в геологічній будові, обводненості, морфометрії та іншими особливостями, і тому можуть розглядатися як ознаки для загального або спеціалізованого інженерно-геологічного районування.

Інженерно-геологічна оцінка геоморфологічних умов має виконуватися з урахуванням екзогенних і ендегенних процесів, які виникатимуть під впливом самих інженерних споруд, а це можливо тільки з урахуванням типу споруд, призначення їх тощо.

Основні інженерно-геологічні питання, які вирішуються на основі геоморфологічної інформації, зводяться до:

1. Установлення, особливо на ранніх стадіях досліджень, форми та розмірів морфологічних елементів, розповсюдження їх у просторі, склад і ступінь однорідності гірських порід, що їх складають і тією чи іншою мірою визначають розміщення та конструкцію споруд, умови їх будівництва та експлуатації.

2. Установлення наявності і характеру фізико-геологічних процесів і явищ (зсуви, карст, просадки та ін.), які впливають на проектування та будівництво споруд.

3. Визначення раціонального об'єму і характеру розвідувальних робіт (особливо на ранніх стадіях досліджень) – тип і глибина розвідувальних виробок, їхня конструкція, розміщення на площі тощо.

Вивчаючи типи й умови формування рельєфу, будову і стан окремих геоморфологічних елементів, не можна не враховувати сучасні й палеокліматогідрологічні фактори. Суттєве значення мають також водозбагаченість річок (швидкість, витрати, енергетичні ресурси), рівні та енергія хвиль морів та озер, а також зміни кліматогідрологічних умов за новітній час і в просторі.

Гідрогеологічні умови територій – це один із визначальних факторів формування інженерно-геологічних умов будь-якої місцевості. Підземні води і гірські породи утворюють єдину динамічну взаємовпливаючу систему; вони значною мірою визначають розвиток фізико-геологічних та інженерно-геологічних процесів і в сукупності визначають основні риси інженерно-геологічної обстановки. Вивчаючи підземні води як інженерно-геологічний фактор, треба мати на увазі їхній багатоплановий характер впливу. Будучи компонентом геологічного середовища, підземні води одночасно виявляють суттєву силову дію. Не менш важливим є їхній вплив як хімічного і фізичного фактора, що призводить до зміни складу і стану гірських порід.

Основні інженерно-геологічні питання, які вирішуються на основі гідрогеологічної інформації, можна сформулювати так:

- визначення можливості виникнення та розвитку фізико-геологічних чи інженерно-геологічних процесів і явищ;
- визначення характеру і ступеня зміни властивостей гірських порід під дією підземних вод;
- визначення втрат води при будівництві водосховищ, каналів, водозабірних споруд тощо;
- визначення водопривпливів в будівельні котловани, кар'єри, гірничі виробки та ін.;

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

- оцінка агресивності підземних вод відносно будівельних конструкцій;
- визначення можливості підтоплення підземних частин споруд, місцевості та ін.;
- визначення можливості й розмірів пучення дна будівельних котлованів, кар'єрів.

Гірські породи – це один з головних факторів формування інженерно-геологічних умов будь-якої території. Гірські породи завжди є основою чи середовищем для розміщення різних споруд. У гірських породах виникають і розвиваються фізико-геологічні та інженерно-геологічні процеси і явища. Від складу та властивостей гірських порід залежать методика і методи інженерно-геологічних досліджень. В основі інженерно-геологічної оцінки гірських порід знаходяться літолого-петрографічні характеристики – генезис, склад, структура, фаціальна мінливість тощо, що вивчаються в натурних і лабораторних умовах. В інженерній геології сформувався самостійний науковий напрям – *грунтознавство*, який і вивчає гірські породи з метою оцінки впливу їх на інженерно-геологічні умови. При цьому максимально використовуються дані геологічних досліджень, а також проводяться спеціальні випробовування і вивчаються специфічні інженерно-геологічні властивості. На вивченні гірських порід як ґрунтів ми коротко і зупинимось.

9. Основні типи ґрунтів та фактори формування їхніх інженерно-геологічних властивостей

За визначенням Є.М.Сергєєва, *ґрунтами* називаються будь-які гірські породи, ґрунти і техногенні утворення, які мають певні генетичні ознаки і розглядаються як багатокомпонентні динамічні системи, на які впливає інженерно-господарська діяльність людини. Властивості ґрунту залежать від складу всіх його компонентів, їх співвідношення і взаємодії. Суттєва відмінність підходу до вивчення гірських порід у ґрунтознавстві від інших геологічних дисциплін полягає в тому, що тут розглядається не тільки мінеральна частина (тверда компонента), але й вода, яка міститься в породі (рідка компонента), а також повітря (газоподібна компонента). Від співвідношення цих складових властивості ґрунтів іноді можуть змінюватися дуже суттєво (наприклад, суха глина має досить значну міцність, а з підвищенням вологості вона втрачає зв'язність аж до розтікання).

Звичайно, формування інженерно-геологічних властивостей ґрунтів починається з їх утворення, умов, в яких воно відбувається, тобто з їх генезису. *Генетичний підхід при вивченні ґрунтів* є методологічною основою ґрунтознавства, тому воно відноситься до наук геологічного циклу. При цьому під генетичним підходом слід розуміти аналіз геологічної історії розвитку території, складеної породами, що вивчаються, щоб зрозуміти їхнє "геологічне життя". В основі генетичного вивчення гірських порід в інженерно-геологічних цілях лежить поділ їх на три основні загальновідомі групи: магматичні, метаморфічні й осадові, які одночасно відображають їхній генезис і найважливіші петрографічні особливості. Про вплив генезису та петрографічного складу ґрунтів на їхні інженерно-геологічні властивості можна судити, порівнюючи, наприклад, властивості пісків еолового та алювіального походження; властивості пісків кварцових та польовошпатових тощо.

Одним із важливих факторів, які визначають інженерно-геологічні властивості ґрунтів, є їхній *мінералогічний* склад. Особливо великий вплив він має на зв'язні ґрунти з водно-колоїдними зв'язками – глинисті породи; менший вплив – на незв'язні ґрунти – піски; найменший – на породи з жорсткими кристалізаційними зв'язками. За загальним мінералогічним складом розрізняють породи мономінеральні й полімінеральні. Властивості перших значною мірою визначаються властивостями мінералу, яким складена порода, властивості інших залежать від сполучення мінералів та їх співвідношення.

У зв'язку з тим, що мінералогічний склад найбільш відчутно виявляє себе у властивостях осадових дисперсних ґрунтів, ми і зупинимося на ньому детальніше. Усі мінерали, які беруть участь у будові цих порід, поділяються на чотири основні групи: 1) первинні практично нерозчинні у воді мінерали; 2) вторинні нерозчинні у воді мінерали; 3) вторинні розчинні у воді мінерали; 4) органічні сполуки.

До першої групи відносяться мінерали, які утворилися з магми і не зазнали суттєвих змін. В осадових породах вони накопичуються як продукти вивітрювання головним чином магматичних порід і є основними складовими різних піщанистих порід. За складом це найчастіше кварц, польові шпати, глауконіт, слюда. Фізико-технічні властивості пісків у більшості випадків визначаються зернами кварцу – їхніми розмірами, формою і ступенем обкатаності.

Друга група – це основні породоутворюючі мінерали глинистих порід. Вони складають їхню тонкодисперсну частину і називаються глинистими. Глинисті мінерали являють собою вторинні водні силікати, алюмосилікати,

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

феросилікати, а також прості оксиди і гідрати оксидів кремнію, заліза й алюмінію. Характерними ознаками і властивостями глинистих мінералів є пластинчата або лускоподібна форма, обумовлена будовою кристалічної решітки. Найбільш розповсюджені в глинистих породах три основні групи глинистих мінералів – каолініту, монтморилоніту і гідрослюду.

Третя група мінералів, що часто присутні в осадових породах, це розчинні у воді солі, які за ступенем розчинності поділяються на три групи: легкорозчинні, середньорозчинні і важкорозчинні. У твердому стані солі в породах виконують роль цементу, підвищуючи їхню міцність. Особливо велика роль важкорозчинних карбонатних солей кальцію, які надають породі водостійкість і міцність. Звичайно, перехід солей із твердого стану в розчин веде до суттєвих змін інженерно-геологічних властивостей порід.

Органічні сполуки накопичуються в гірських породах, особливо в глинистих, як результат життєдіяльності різних бактерій, живих організмів, а також відмирання рослин. Присутність органіки в породі, як правило, суттєво впливає на її властивості – збільшується вологоємність, пластичність, стисливість, зменшується водопроникність, опір зсуву. Вплив органічної речовини на властивості ґрунтів залежить від ступеня розкладання рослинних залишків, чим більше ступінь розкладання, тим більшим є вплив органіки на інженерно-геологічні властивості порід.

У формуванні властивостей ґрунтів значну роль відіграють їхні *структурно-текстурні* особливості. Вони в першу чергу відображають умови формування порід, їх неоднорідність, яка обумовлює анізотропність щодо водопроникності, стискання, опору зсуву, які і визначають поведінку ґрунтів при будівництві. Під структурою ми будемо розуміти такі особливості будови гірських порід, які визначаються розміром, формою і кількісним співвідношенням окремих мінеральних часток або їхніх агрегатів, а також органічних залишків, що складають породу. Під *текстурою* розуміють сукупність ознак, що характеризують просторове розміщення мінеральних часток або агрегатів у породі й монолітність – ступінь суцільності породи. Вивчення структур порід з жорсткими зв'язками між зернами – магматичних, метаморфічних, зцементованих осадових – з погляду інженерної геології, великого практичного значення не має, усі вони в більшості випадків є надійними основами для споруд. Що ж стосується дисперсних ґрунтів, то оцінка їхніх структурно-текстурних особливостей є важливою характеристикою, яка дозволяє судити про ступінь дисперсності, глинистості, щільності, однорідності ґрунту і побічно про деякі будівельні властивості. У незв'язних (уламкових незцементованих і піщаних) ґрунтах розрізняють пухку та щільну роздільнозернисту структуру. Структуру пісків

називають псамітовою, структуру крупноуламкових ґрунтів – псефітовою. Залежно від розмірів зерен псамітові структури поділяють на грубо-, крупно-, середньо-, дрібно- і тонкозернисті, а псефітові – на крупні, середні й дрібні. Якщо пісок вміщує певну кількість глинистої фракції, структуру називають пелітопсамітовою, а при значному вмісті пилюватої фракції – алевропсамітовою.

Глинисті ґрунти мають агрегатну структуру у зв'язку з тим, що в них тверда фаза скелета складається не з окремих зерен, а з агрегатів часток різного розміру. Залежно від величини агрегатів розрізняють макро-, мезо- і мікроагрегатну структуру. У глинистих ґрунтах виділяють такі структури: пелітову, алевропелітову, псамопелітову, фітопелітову, алевритову, конглоратоподібну, сферопелітову, реліктову.

Дисперсні ґрунти з роздільно-зернистою структурою мають здатність ущільнюватися від динамічних навантажень, розріджуватися у випадку малої щільності і наявності невеликої кількості колоїдних часток, добре пропускають воду. Ґрунти ж з агрегатними структурами мають пружні властивості, більше і довше стискаються під статичними навантаженнями, мало реагують на динамічні навантаження, як правило, вони слабопроникні, мають погану водовіддачу.

Ступінь збереженості структури і текстури ґрунтів в їхньому природному заляганні називається будовою ґрунту. Для піщаних ґрунтів порушення будови призводить до порушення їхньої щільності – вологості, а для глинистих – крім порушення природної щільності і вологості, порушення будови призводить до порушення внутрішніх зв'язків, зміни структури і властивостей. Тому збереження непорушеної будови є обов'язковою умовою інженерно-геологічного випробовування: визначення деформаційних, міцнісних та інших показників властивостей ґрунтів, які залежать від стану ґрунту в масиві.

Важливою характеристикою гірських порід є структурні зв'язки, тобто зв'язки, що існують між структурними елементами, які беруть участь у будові порід. Структурні зв'язки формуються при генезисі порід і під впливом постгенетичних процесів, і тому вони є тим фактором, в якому відображаються інженерно-геологічні особливості ґрунтів, що виникають у процесі їхнього геологічного життя. За своїм походженням структурні зв'язки поділяють на первинні, які утворюються одночасно з утворенням породи, і вторинні, які виникають у процесі діагенезу порід. Первинні зв'язки характерні для магматичних порід, вторинні – для осадових і деяких метаморфічних порід.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

За своєю природою структурні зв'язки можуть бути кристалізаційними, цементаційними і колоїдними. Кристалізаційні зв'язки характерні для магматичних і метаморфічних порід, а також для деяких твердих осадових. Це найміцніші зв'язки, які надають породі жорсткість і велику міцність, здатність опору значним зовнішнім навантаженням без відчутних деформацій. Ґрунти з такими зв'язками є добрими основами для будь-яких споруд. Колоїдні зв'язки характерні для глинистих порід і зумовлюються поверхневими силами, серед яких слід відмітити сили молекулярного та електростатичного притягання між частками. Такі зв'язки не відзначаються значною міцністю і дуже чітко реагують на вологість ґрунтів; при її збільшенні міцність зв'язків зменшується. Такі ґрунти відзначаються значним стисканням, слабким опором зсуву, розмокають, набухають, дають усадку. Міцність цементаційних зв'язків, як правило, залежить від роду цементу. Кількісна оцінка впливу структурних зв'язків на міцність ґрунтів виконується шляхом порівняння вивчення ґрунтів на зразках з порушеною та непорушеною природною будовою.

Ми вже неодноразово підкреслювали, що, розглядаючи гірські породи як ґрунти, завжди маємо на увазі, що вони являють собою найчастіше *трифазові системи* – мінеральні частки + вода + гази. Види води в ґрунтах нами розглянуто в розділі "Гідрогеологія". Треба відмітити, що кількісні співвідношення між названими фазами залежать від глибини залегання гірських порід. У верхній зоні порід – зоні аерації – порядок буде такий: мінеральні частки + гази + вода; у нижній зоні – зоні насичення – переважати буде вода, а гази присутні в незначній кількості. Гази в породі зони аерації проникають з атмосфери, тому і склад їх близький до складу повітря. Різниця тільки в тому, що в порах породи більший вміст вуглекислоти і менший – азоту і кисню. Крім названих газів, у породах вміщуються також важкі вуглеводи, метан, сірководень. Потрапляти в гірські породи вони можуть як з атмосфери, так і в результаті хімічних і біохімічних процесів. У зоні насичення гази знаходяться в розчинному у воді стані, або у вигляді різних за формою скупчень, ізольованих від зовнішньої атмосфери. Такі скупчення нафтових газів часто можуть розглядатися як родовища газу і мати практичне значення.

В інженерно-геологічному відношенні газоподібна складова в гірських породах має велике значення, тому що породи з газами відрізняються своїми властивостями від порід, які газів не вміщують. Особливо великий вплив на властивості гази мають у глинистих породах. Їхня

міцність та інші властивості суттєво змінюються при зміні співвідношення в порох рідкої й газоподібної складових.

Розглядаючи гірські породи як ґрунти і враховуючи те розмаїття факторів, що впливають на формування їхніх інженерно-геологічних властивостей, ми відмічаємо ту величезну кількість їхніх типів, яка існує в природі. Для цілеспрямованого і обґрунтованого вирішення певних інженерно-геологічних завдань, треба певним чином це різноманіття ґрунтів систематизувати, об'єднати в окремі підрозділи (групи, підгрупи тощо), які б характеризувалися однорідністю генезису, складу та інших ознак, тобто класифікувати їх. У ґрунтознавстві існує велика кількість різних класифікацій. Залежно від їхнього призначення виділяють: загальні, окремі, галузеві і регіональні. Загальні класифікації призначені для об'єднання всіх основних типів ґрунтів, які зустрічаються в природі. Вони мають базуватися на ознаках, що дають найбільш повну інженерно-геологічну характеристику ґрунтам. Однією з таких є класифікація Ф.П.Саваренського, згідно з якою виділяються п'ять груп ґрунтів:

а) тверді компактні "скельні" ґрунти, які практично не стискаються. Сюди відносяться масивні кристалічні магматичні, метаморфічні й міцнозцементовані осадові породи;

в) відносно тверді й компактні породи, "напівскельні". Це, як правило, вивітрені тріщинуваті магматичні та метаморфічні породи й осадові слабозцементовані;

с) м'які породи, зв'язні пластичні глинисті ґрунти. Практично водонепроникні, міцність залежить від ступеня зволоженості;

д) пухкі незв'язні породи, добре водопроникні – піски, галечники, гравій;

е) м'які пухкі породи особливого складу і стану. Сюди відносяться торф, насипні ґрунти, мули тощо.

У свою чергу групи поділені на класи, підкласи за детальнішими характеристиками ґрунтів.

За загальною класифікацією Є.М.Сергєєва всі ґрунти в ній поділяються на два класи: ґрунти з жорсткими зв'язками між мінеральними частинками, які утворюють породу; ґрунти без жорстких зв'язків. У класі ґрунтів з жорсткими зв'язками за генетичною ознакою виділяються три групи – магматичні, метаморфічні й осадові породи; у класі ґрунтів без жорстких зв'язків – дві групи – осадові породи та ґрунти особливо складу і властивостей. Підгрупи виділяються в середині груп за петрографічними ознаками, які визначають основний вигляд породи. З урахуванням детальніших характеристик ґрунтів можливий подальший поділ підгруп ґрунтів на типи, підтипи, види та різновиди.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Окремі або спеціальні класифікації ґрунтів базуються на використанні певних ознак, наприклад, класифікація лесових ґрунтів за величиною просадки; класифікація уламкових ґрунтів за гранулометричним складом та ін. Ці класифікації є доповненням і розвитком загальних класифікацій.

Галузеві класифікації виконуються з урахуванням вимог окремих видів будівництва (наприклад, шляхового, меліоративного та ін.)

Регіональні класифікації ґрунтів розробляють для конкретних територій з урахуванням їхніх структурно-тектонічних особливостей, складу та стану гірських порід, водонасичення тощо.

10. Фізико-технічні властивості ґрунтів та їхні показники

При виконанні будь-яких інженерно-геологічних досліджень інженер-геологи використовують не тільки традиційні геологічні методи вивчення геологічного середовища, але й спеціальні інженерно-геологічні методи досліджень (польові та лабораторні), які дають можливість виконати не тільки якісну, але й кількісну оцінку таких властивостей ґрунтів, як вологість, щільність, водопроникність, деформаційні, міцнісні та ін. Для конкретного вираження різних властивостей ґрунтів використовують показники, які є числовими значеннями, що кількісно характеризують дану властивість. За своїм призначенням усі показники властивостей ґрунтів поділяються на *класифікаційні та розрахункові*.

Класифікаційні показники використовуються для попереднього виділення і порівняння різних типів ґрунтів за об'єктивними ознаками і для визначення площі розповсюдження виділених типів, тобто для інженерно-геологічного картування. Вони визначаються у великій кількості з використанням простих швидкісних методів. До них можна віднести: мінералогічний склад, природну вологість, структурно-текстурні особливості, пластичність, набухання, водопроникність, розмокання та ін.

Розрахункові показники використовуються для обрахування інших похідних показників або безпосередньо для інженерно-геологічних розрахунків осідання споруд, стійкості схилів та ін. До них можна віднести: щільність ґрунту, модуль стискання, модуль деформації, модуль пружності, кут внутрішнього тертя, зчеплення, тимчасовий опір стисканню та ін.

10.1. Фізичні властивості ґрунтів

До фізичних властивостей відносяться: вологість ґрунту, щільність, пористість.

Під *вологістю ґрунту* розуміють вміст в її порах, тріщинах тієї чи іншої кількості води. Уся вода, яка є в породі в природних умовах, на-

зивається природною вологістю ґрунту. Як правило, вологість виражають відношенням ваги води, яка вміщується в породі, до ваги сухої породи (вагова вологість) у відсотках:

$$W = \frac{q_e}{q_c} 100\% .$$

Для визначення вологості в лабораторних умовах зважений зразок ґрунту висушують при температурі 100–105⁰ С. Віднімаючи від ваги зразка до висушування його вагу після висушування, отримуємо вагу води в зразку ґрунту. Відношення її до ваги сухого зразка, помножене на 100 %, і є шуканою величиною. Розрізняють ще відносну вологість, або ступінь вологості, яка показує, яку частину об'єму пор у ґрунті займає вода.

Вплив природної вологості на міцність ґрунтів змінюється залежно від типу ґрунтів. У піщаних ґрунтах вологість впливає на міцність і стійкість в дрібнозернистих і глинистих їхніх різновидах. На оцінку властивостей середньо- і крупнозернистих пісків, а також уламкових порід вологість практично не впливає.

У глинистих ґрунтах спостерігається різка зміна властивостей зі зміною вологості. Сухі глини поводять себе як тверді тіла. При збільшенні вологи вони поступово втрачають міцність, переходять у м'який стан аж до розтікання, тобто повністю втрачають міцність. Практично вологість не впливає на властивості гірських порід з жорсткими зв'язками (скельних, частково напівскельних).

Щільністю скелета ґрунту називається маса одиниці об'єму твердих часток (скелета) ґрунту (ρ_s). Визначається він як відношення маси твердої частини ґрунту до її об'єму і виражається в г/см³. Щільність скелета ґрунту залежить тільки від мінеральної складової ґрунту і збільшується зі збільшенням у ґрунті важких мінералів. Для більшості піщано-глинистих ґрунтів щільність скелета знаходиться в межах 2,5–2,8 г/см³.

Щільністю ґрунту називається відношення маси ґрунту (включаючи масу води в його порах) до об'єму, який займає цей ґрунт. Визначається щільність на зразках з непорушеною структурою і природною вологістю:

$$\rho = \frac{q_2}{V_2} .$$

Для визначення щільності піщано-глинистих ґрунтів найчастіше використовують метод ріжучих кілець та метод парафінування. Для більшості дисперсних ґрунтів щільність змінюється в межах 1,5–2,2 г/см³.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Розрізняють ще поняття *щільність сухого ґрунту* – відношення маси сухого ґрунту з непорушеною структурою до об'єму, який він займає. Воду із зразка видаляють висушуванням при температурі 100–105⁰ С. Обраховують щільність сухого ґрунту за формулою:

$$\rho_d = \frac{q_c}{V_z}.$$

Значення щільності сухого ґрунту для більшості ґрунтів знаходиться в межах 1,3–1,85 г/см³.

На такі властивості ґрунтів, як водопроникність, стискання, міцність, щільність будови пісків великий вплив має пористість. Про її природу нами було сказано в розділі "Гідрогеологія". Що стосується ґрунтів скельних і напівскельних, то тут значно більшу роль відіграє тріщинуватість, яку можна характеризувати як додаткову пористість, що виникає в породах у результаті тектонічних рухів та екзогенних процесів (вивітрювання, зсувних, просідання денної поверхні тощо). При інженерно-геологічному вивченні тріщин і тріщинуватості необхідно в першу чергу встановити походження переважаючих систем тріщин, тому що від генетичного типу тріщин залежать їхні особливості – густина, переважаючий напрямок, глибина розповсюдження, ширина, характер заповнювача, які визначають фізико-механічні властивості порід у зразку і в масиві. Л.І.Нейштадт виділяє такі основні генетичні типи: первинної окреомості, напластування, тектонічні, вивітрювання. Для кількісної оцінки тріщинуватості ґрунтів Л.І.Нейштадт запропонувала – *коефіцієнт тріщинної пустотності* (K), під яким вона розуміє відношення площі тріщин на ділянці, що вивчається, до площі всієї ділянки, виражений у відсотках:

$$K = \frac{S_{mp}}{S_d} 100\%.$$

Залежно від величини коефіцієнта тріщинної пустотності K усі ґрунти поділяються на:

- слаботріщинуваті при $K = 2\%$;
- середньотріщинуваті при $K = 2-5\%$;
- сильнотріщинуваті при $K = 5-10\%$;
- дуже сильнотріщинуваті при $K = 10-20\%$;
- виключно сильнотріщинуваті при $K > 20\%$.

Крім того, про величину тріщинуватості можна судити за відсотком виходу ядра при бурінні, за водопоглинанням чи водоприпливом у свердловини тощо. За шириною тріщини поділяються на:

тонкі	< 1 мм;
дрібні	1–5 мм;
середні	5–20 мм;
великі	20–100 мм;
дуже великі	> 100 мм.

Вивчаються тріщини і тріщинуватість в інженерній геології за спеціальними методиками, які викладаються в курсі "Методика інженерно-геологічних досліджень".

10.2. Водно-фізичні властивості ґрунтів

Ми вже знаємо, що вода впливає на стан та властивості ґрунтів. З водою пов'язано виникнення і розвиток різних фізико-геологічних та інженерно-геологічних процесів і явищ. Особливо вода впливає на стан і властивості глинистих порід. За незначної вологості ці породи знаходяться у твердому стані, при зволоженні вони розм'якшуються, при дуже значному перезволоженні можуть переходити в текучий стан. Ці зміни фізичного стану глинистих ґрунтів характеризуються певними формами консистенції. При цьому під *консистенцією* розуміють ступінь рухомості часток, які складають глинисту породу під впливом зовнішньої механічної дії за різної вологості. Виділяють три види консистенції: тверду, пластичну і текучу. А також проміжні – напівтверду, тугопластичну, м'якопластичну і текучопластичну. Межами зміни форм консистенції є певні значення вологи, які визначають момент переходу ґрунту з одного стану в інший. Визначають ці межі як відношення маси води в ґрунті до маси сухого ґрунту, виражені у відсотках і називають межами різних форм консистенції, а в практичній інженерній геології – межами пластичності (верхня і нижня).

Верхня межа пластичності, або *межа текучості*, – це значення вологості, при якій ґрунт переходить з пластичного стану в текучий (W_l). Нижня межа пластичності, або *межа розкочування*, – це значення вологості, при якій ґрунт переходить з пластичного стану у твердий (W_p). Різниця між верхньою і нижньою межами пластичності називається *числом пластичності* ($I_p = W_l - W_p$). Це інтервал вологи, у межах якого ґрунт знаходиться в пластичному стані. *Пластичністю* ми будемо називати здатність деяких ґрунтів змінювати свою форму – деформуватися під впливом зовнішніх зусиль без розриву суцільності й зберігати цю форму після припинення дії цих сил. Пластичні властивості ма-

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

ють тільки глинисті ґрунти. Серед факторів, що можуть впливати на пластичність ґрунтів, слід назвати: гранулометричний склад, мінералогічний склад, форму часток, склад обмінних катіонів, хімічний склад порового розчину.

За числом пластичності дисперсні ґрунти прийнято поділяти на:

супіски при числі пластичності	1–7
суглинки	7–17
глини	>17

Перевага такої класифікації, порівняно з класифікацією за гранулометричним складом, полягає в тому, що коагуляція може дуже спотворювати вміст глинистої фракції у зв'язку з утворенням агрегатів, а це може призводити до помилкового визначення типу ґрунту (супісок замість суглинку, суглинки замість глини).

Визначаються верхня і нижня межі пластичності в лабораторних умовах на зразках з порушеною структурою. Нижня межа визначається методом розкочування ґрунту в джгутики товщиною 3 мм. Вологість, при якій ці джгутики будуть ламатися, втрачаючи здатність деформуватися пластично, вважається нижньою межею пластичності. Верхня межа пластичності визначається за допомогою балансирного конусу А.М.Васильєва. За допомогою конуса визначається вологість ґрунту, при якій консистенція така, коли балансирий конус (кут загострення 30° , вага 76 г) занурюється в ґрунт на 10 мм за 5 с.

Деякі ґрунти при взаємодії з водою можуть змінювати свій об'єм. Ця властивість ґрунтів називається *набуханням*. Таку властивість мають глинисті ґрунти, а також деякі слабозцементовані осадові породи з глинистим цементом. При набуханні відбувається збільшення пористості ґрунту та його вологості у зв'язку зі збільшенням товщини гідратних оболонок на поверхні глинистих часток. Величина набухання залежить від співвідношення між концентрацією солей в поровому розчині та у вільній воді, що діє на ґрунт. Максимальне набухання спостерігається в дистильованій воді. Якщо концентрація солей порового розчину і вільної води буде однаковою, то набухання взагалі не буде. Для характеристики набухання користуються такими показниками, як: величина набухання – збільшення об'єму набухлого ґрунту відносно початкового; тиск набухання – тиск, який розвивається в ґрунті при набуханні. Процес набухання відіграє певну роль при розкритті глинистих порід в котлованах, гірничих виробках, при будівництві каналів та інших гідротехнічних споруд.

При видаленні води з ґрунтів іноді спостерігається зворотний процес – зменшення об'єму ґрунту. Цей процес називається *усадкою*. Він характерний для глинистих ґрунтів і ґрунтів з глинистим цементом. Усадка супроводжується утворенням тріщин, що призводить до зниження міцності ґрунтів, збільшення водопроникності, зменшення стійкості ґрунтів на схилах та в бортах штучних виїмок. Усадка може бути *об'ємною* або *лінійною*. Визначаються вони відповідно відношенням зменшення об'єму або довжини зразка до його початкового об'єму чи довжини, виражених у відсотках:

$$\Delta V = \frac{V_o - V_y}{V_o} 100\%, \quad \Delta L = \frac{L_o - L_y}{L_o} 100\%.$$

Визначати усадку рекомендується паралельно на зразках з порушеною і непорушеною структурою.

Ще однією з важливих характеристик ґрунтів, зумовлених взаємодією їх з водою є *липкість*. Під липкістю розуміють здатність зв'язних ґрунтів за певної вологості налипати на різні предмети, які контактують з ними. Липкість зумовлюється силами відриву, які виникають на межі розділу "ґрунт – побічний предмет", тобто між частками ґрунту, оточеними гідратними оболонками, і поверхнею побічного тіла. Виражається вона в паскалях і визначається в лабораторних умовах на приладі В.В.Охотіна. Максимальна величина липкості для даного ґрунту досягається при вологості, яка відповідає границі липкості й лежить між межею текучості та межею розкочування.

Деякі ґрунти при взаємодії з водою взагалі можуть руйнуватися, втрачаючи суцільність і міцність. Ця властивість ґрунтів називається *розмоканням* і відбувається воно в результаті ослаблення або руйнування внутрішніх зв'язків. До таких ґрунтів належать у першу чергу леси і лесоподібні суглинки, солонці, пилуваті ґрунти. Як і інші водно-фізичні властивості, розмокання залежить від мінералогічного складу, складу увібраного комплексу, характеру внутрішніх зв'язків, а також від початкової вологості ґрунтів. Розмокання опосередковано характеризує невисоку ущільненість ґрунтів, низьку міцність внутрішніх зв'язків, схильність до просідання. Характеризують розмокання швидкістю розмокання (часом), вологістю зразка, що розмокає, і характером розпаду зразка у воді.

Інші водно-фізичні властивості ґрунтів, такі як водопоглинання, водо-віддача, водопроникність, розглянуто нами в розд. "Гідрогеологія".

10.3. Фізико-механічні властивості ґрунтів

Механічні властивості ґрунтів – це здатність їх чинити опір зовнішнім механічним діям, що викликають у ґрунтах деформації. При досить значних зовнішніх зусиллях ґрунти можуть взагалі втрачати міцність і руйнуватися. Таким чином, механічні властивості ґрунтів характеризують їх деформованість і міцність під дією зовнішніх навантажень. При будівництві споруд на масив гірських порід передається додаткове напруження, яке викликає ущільнення ґрунтів на деяку глибину (активну зону). Це призводить до осідання земної поверхні (осадки споруд), що є зовнішнім проявом внутрішніх деформацій в геологічному середовищі під дією ваги споруд. За своїм механізмом ці деформації можуть бути: пружними, структурними і структурно-адсорбційними. Пружні деформації характерні в основному для нетріщуватих скельних та напівскельних порід і виражаються в переміщенні вузлів кристалічної решітки в мінералах, що складають гірську породу. Вони, як правило, невеликі, зворотні й практичне значення можуть мати тільки за великих концентрованих навантажень (мостові переходи, вежі, висотні греблі тощо). Структурні деформації обумовлені переміщенням твердих часток ґрунтів у напрямку пор і тріщин, що їх розділяють. Це призводить до зменшення об'єму масиву і зростанню його щільності. Такий вид деформацій характерний для тріщуватих та пухких незв'язних порід (піски). Структурно-адсорбційні деформації пов'язані зі зміною товщини водяних плівок на контактах між частинками породи і переміщенням самих частинок. Найхарактернішим цей вид деформацій є для глинистих ґрунтів.

Залежать механічні властивості ґрунтів у першу чергу від характеру структурних зв'язків і в цьому відношенні їх можна поділити на три групи: ґрунти з жорсткими зв'язками – тверді (скельні й напівскельні); зв'язні – глинисті; незв'язні – піщані.

ґрунти з жорсткими зв'язками (*скельні й напівскельні*) характеризуються монолітністю, знаходяться в щільно-міцному стані, мають незначну пористість і дуже великі сили внутрішніх зв'язків, які носять кристалізаційний або цементацийний характер. Як ми вже відмічали, для цих ґрунтів практичне значення можуть мати пружні деформації. До показників деформованості твердих ґрунтів відносяться: модуль пружності, модуль загальної деформації, коефіцієнт поперечної деформації. Модуль пружності є основною характеристикою пружних властивостей ґрунтів. Модуль загальної деформації враховує залежність між напруженням і загальними дефор-

маціями (пружними і залишковими). Коефіцієнт поперечної деформації (коефіцієнт Пуассона) визначає залежність між поздовжніми і поперечними деформаціями.

Міцнісні властивості ґрунтів з жорсткими зв'язками оцінюються тимчасовим опором стисканню, тобто максимальним навантаженням, яке прикладено до зразка ґрунту в момент його руйнування (втрата суцільності) і виражається формулою:

$$R_{cm} = \frac{P_{\max}}{F}.$$

де R_{cm} – тимчасовий опір стисканню або межа міцності, кг/см^2 , МПа; P_{\max} – зовнішнє навантаження, H ; F – площа зразка, см^2 .

Деформаційні властивості *дисперсних ґрунтів* (піщаних і глинистих) проявляються у зміні форми й об'єму їх при дії зовнішніх зусиль, які не приводять до руйнування. Характер внутрішніх деформацій в таких ґрунтах нами розглянуто. Деформованість ґрунтів визначається їхньою структурою, ступенем дисперсності, мінералогічним складом, вологістю, коефіцієнтом фільтрації, хімічним складом і концентрацією порового розчину тощо. Стискання зразків одного і того ж ґрунту з порушеною і непорушеною структурою різко відмінні. Швидкість процесу стискання піщаних ґрунтів практично не залежить від їхніх фільтраційних властивостей. Стискання ж глинистих ґрунтів у часі залежить від фільтраційної здатності ґрунтів – швидше воно протікає в ґрунтах, що мають більші фільтраційні можливості. Показники стискання ґрунтів визначаються як у лабораторних, так і польових умовах.

Завдання на дослідження деформаційних властивостей ґрунтів полягає у вивченні характеру стискання, величини і швидкості цього процесу, в отриманні об'єктивних характеристик, необхідних для розрахунків осідань споруд і допустимих навантажень на ґрунтові основи. Допускаючи певну умовність, у ґрунтознавстві розглядають стискання ґрунтів в умовах неможливості бокового розширення ґрунту, яке називається компресією. Компресія може бути інтерпретована однією з трьох математичних залежностей: між пористістю і тиском; стисканням і тиском; вологістю і тиском. Графічно ці залежності зображуються у вигляді компресійних кривих (рис. 19, а, 19, б, 19, в).

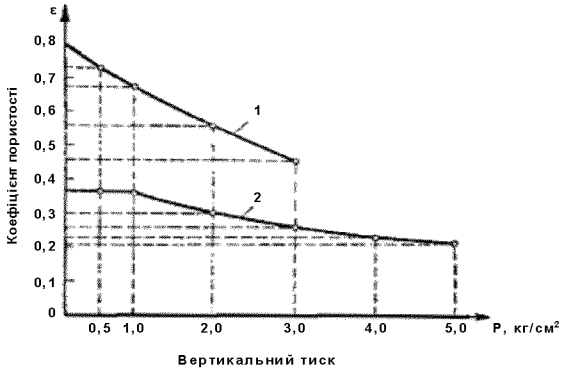


Рис. 19, а. Компресійні криві: 1 – алювіального суглинку, що сильно стискається; 2 – глини, що слабо стискаються

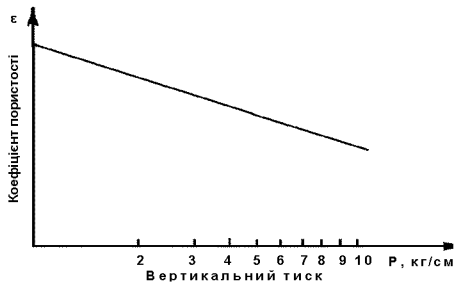


Рис. 19, б. Компресійна крива в напівлогарифмічному масштабі

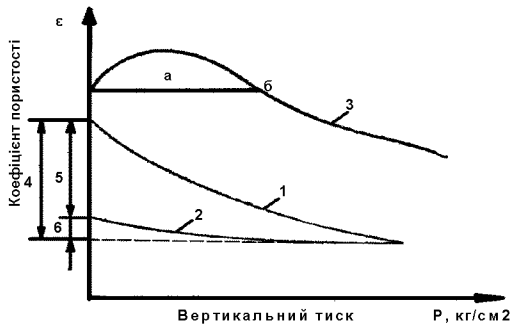


Рис. 19, в. Компресійні криві: 1 – крива компресії гірської породи; 2 – крива декомпресії тієї ж гірської породи; 3 – компресійна крива гірської породи з порушеною структурою; а – навантаження, за яких ґрунт ущільнюється, в – проекція на компресійну криву початкової приведенної пористості; 4 – загальна деформація; 5 – залишкова деформація; 6 – пружна деформація

Стискання піщано-глинистих ґрунтів у лабораторних умовах визначають у компресійних приладах з жорсткими стінками – одометрах, або в стабілометрах, які забезпечують тривісне стискання зразка ґрунту. Кожному ступеню навантаження на зразок в одометрі відповідає певна пористість, а при повному водонасиченні зразка – і вологість. Зв'язок між змінами пористості й тиску виражається кривою, яка називається компресійною. Для побудови компресійної кривої по осі ординат відкладають значення коефіцієнта пористості e , а по осі абсцис – тиск P , кг/см², МПа.

Важливим показником деформаційних властивостей ґрунтів, який отримують при компресійних дослідженнях, є коефіцієнт ущільнення, або коефіцієнт компресії, що характеризує зміну пористості, а тим самим і об'єму ґрунту, при зміні навантаження:

$$a = \frac{e_2 - e_1}{P_2 - P_1} = tq\alpha,$$

де: P_1 і P_2 – навантаження, а e_1 і e_2 – відповідні їм коефіцієнти приведеної пористості.

Коефіцієнт компресії є важливим показником, який дозволяє розділити ґрунти за характером стискання на чотири групи:

Ступінь стискання	Коефіцієнт компресії
Практично нестислі	<0,001
Слабостислі	0,001–0,01
Середньостислі	0,01–0,1
Сильностислі	>0,1

Другою важливою характеристикою деформаційних властивостей дисперсних ґрунтів є модуль деформації (E):

$$E = \beta \frac{1+e}{a},$$

де: a – коефіцієнт компресії; β – безрозмірний коефіцієнт, що залежить від відносної поперечної деформації ґрунту, який приймають для пісків – 0,8; для супісків – 0,7; для суглинків – 0,5 і для глин – 0,4. Обраховується модуль деформації (загальної) для певного інтервалу навантажень, у межах якого зберігається лінійна залежність між загальною деформацією ґрунту і тими напруженнями, які її викликають. Модуль деформації широко використовується при розрахунках деформацій основ споруд.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

При дії значних навантажень на ґрунти в них виникають дотичні напруження, які намагаються змістити одну частину ґрунту відносно другої, що може призвести до порушення міцності основи, або до втрати стійкості схилу. В обох випадках умовою міцності є опір зсуву, який зумовлюється силами внутрішнього тертя в незв'язних ґрунтах; тертям і зчепленням у зв'язних ґрунтах. У породах з жорсткими зв'язками опір зсуву залежить виключно від міцності кристалізаційних зв'язків між зернами. У цих породах явище зсуву – сколювання – для інженерно-геологічної практики значення не має.

Причиною виникнення тертя в дисперсних ґрунтах є шорсткість поверхні часток. Зчеплення залежить від водно-колоїдних зв'язків, сил молекулярного притягання між частками і від природних цементів, що зв'язують частки. Опір зсуву піщаних часток в основному залежить від тертя, що виникає при переміщенні одних зерен відносно інших. У глинах цей процес носить складніший характер. Опір зсуву в них пояснюється як тертям, що виникає при переміщенні часток, так і частковим дробленням цих часток, опором водно-колоїдних зв'язків, природним цементом і силами молекулярного притягання. Значний вплив на опір зсуву має вода, особливо в глинистих ґрунтах.

Опір ґрунтів зсуву в певному діапазоні навантаження (від десятків часток до цілих одиниць МПа) може бути виражений лінійною залежністю, що була встановлена К.Кулоном ще в 1773 р.:

$$\tau = Ptq\varphi + c ,$$

де: τ – граничне зсувне напруження, МПа ; P – нормальний тиск на ґрунт, МПа ; $tq\varphi$ – коефіцієнт внутрішнього тертя; φ – кут внутрішнього тертя; c – зчеплення, МПа .

Величини φ і c є параметрами залежності опору ґрунтів зсуву, необхідні для інженерних розрахунків міцності і стійкості масивів ґрунтів та тиску їх на огорожі й підземні споруди.

Показники опору ґрунтів зсувним зусиллям визначаються в лабораторних і польових умовах.

Характеристики властивостей ґрунтів, які визначаються на окремих зразках чи в окремих точках масиву гірських порід, далеко не завжди відповідають тим значенням (якби їх можна було визначити якимось чином), які б характеризували масив у цілому. А це дуже важливо, тому що під інженерними спорудами працює масив порід, а не окремий зразок чи точка випробовування. За визначенням Г.А.Голодковської, під *масивом гірських порід* розуміють геологічне тіло, яке утворює тек-

тонічну структуру або частину її, що сформувалося в певній геолого-структурній і палеогеографічній обстановці й характеризується тільки йому притаманними геологічними, гідрогеологічними та інженерно-геологічними закономірностями.

Важливим теоретичним і практичним аспектом інженерно-геологічного вивчення масивів гірських порід є врахування закономірностей просторової зміни складу, будови і властивостей порід. Якщо розглядати масив ґрунтів як певне геологічне тіло, то вирішення цієї проблеми може бути здійснено з позицій теорії мінливості, запропонованої Г.К.Бондариком. Застосування цієї теорії в інженерній геології базується на тому, що зміна властивостей порід у будь-якому геологічному тілі підкоряється певним закономірностям, які можуть носити детермінований або випадковий характер. Нині розроблено різні методи описування мінливості інженерно-геологічних властивостей порід, що передбачають широке використання ЕОМ.

11. Фізико-геологічні процеси і явища

Під *фізико-геологічними процесами* ми будемо розуміти всі природні процеси, які виникають і розвиваються під впливом природних факторів. Відомо, що всі геологічні процеси вивчаються одним із розділів загальної геології – динамічною геологією. Динамічна геологія вивчає всі процеси, які відбуваються в природі незалежно від людини, і робить це для вирішення, головним чином, проблем загальногеологічного характеру. Інженерна геологія вивчає геологічні процеси у зв'язку з діяльністю людини, у зв'язку зі зміною природних умов під впливом цієї діяльності з тим, щоб дати рекомендації, як не допустити виникнення небажаних для людини геологічних процесів, змінити хід існуючих процесів у бажаному напрямку, отримати дані, необхідні для проектування різних інженерних заходів. У розвитку геологічних процесів і явищ необхідно виділяти основні діючі фактори і головні елементи середовища, які взаємодіють між собою, з іншими факторами, зі спорудами і будівельними роботами. Залежно від значення діючі фактори можуть бути головною причиною і приводом, своєрідним поштовхом, який безпосередньо спровокував виникнення процесу в потенційно-підготовленому середовищі. Залежно від основної направленості дії факторів усі процеси і явища поділяються на *екзогенні*, що виникають як результат дії на природну обстановку зовнішніх факторів; і *ендогенні*, пов'язані з проявом внутрішніх сил Землі.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Основоположник інженерної геології Ф.П.Саваренський, вивчаючи геологічні процеси і явища, установив визначальні фактори, які мають вирішальне значення при виникненні і подальшому розвитку процесів і на цій основі запропонував їх класифікацію. З деякими змінами і доповненнями ми нею і скористаємося в розділі інженерної геодинаміки:

Визначальні фактори	Процеси і явища
Діяльність кліматичних факторів	Вивітрювання, сезонне та багаторічне промерзання
Діяльність вітру	Еолові процеси
Діяльність поверхневих вод	Площинний змив, струмениста ерозія, яругоутворення, селі, діяльність річок, морів, озер
Діяльність поверхневих та підземних вод	Просідання, карст, болота
Діяльність підземних вод	Суфозія, пливуні
Діяльність сил гравітації на схилах	Зсуви, обвали, осипи, снігові лавини
Діяльність внутрішніх сил Землі	Землетруси, вулканічна діяльність

11.1. Процеси і явища, пов'язані з кліматичними факторами

Вивітрювання гірських порід – це сукупність фізичних, фізико-хімічних і біохімічних процесів, які змінюють склад, стан і властивості гірських порід верхньої частини земної кори під впливом агентів вивітрювання. До основних агентів вивітрювання слід віднести: коливання температури; механічну та хімічну дію поверхневих і підземних вод з розчиненими в них киснем, вуглекислим та іншими газами; життєдіяльність рослин та організмів; техногенні фактори. Процеси вивітрювання, переважно руйнуючи гірські породи, приводять до формування одного з континентальних типів порід – *елювію*, – який являє собою кору вивітрювання (комплекс гірських порід, що сформувався у верхній частині літосфери під дією процесів вивітрювання). Крім елювію, до складу кори вивітрювання входять і *ілювіальні утворення* (продукти, що вносяться в кору вивітрювання водою при інфільтрації). Зона, в якій відбувається вивітрювання, називається зоною вивітрювання або зоною гіпергенезу. Процеси вивітрювання характеризуються інтенсивністю вивітрювання, під якою розуміють швидкість вивітрювання, характер перетворення корінної породи в елювію і потужність кори вивітрювання. Інтенсивність залежить від цілого низки причин і в першу чергу від інтенсивності дії аген-

тів вивітрювання, а також від геологічної будови, складу гірських порід, ступеня їх тріщинуватості.

Залежно від визначального агента вивітрювання і характеру перетворень у гірських породах виділяють три види вивітрювання: фізичне, хімічне і біохімічне.

Фізичне вивітрювання призводить в основному до механічного руйнування породи, що змінює її гранулометричний склад, результатом чого є уламкові ґрунти. Основним агентом у цьому процесі є температурні коливання як добові, так і сезонні. Значний вплив має при цьому вода, яка заповнює тріщини і при замерзанні розклинає їх, порушуючи монолітність порід. Фізичне вивітрювання наймасштабніше себе виявляє в районах з різко континентальним кліматом (пустелі, напівпустелі, високогір'я).

Хімічне вивітрювання проявляється у зміні хімічного складу гірських порід у результаті розчинення, окиснення, гідратації й дегідратації мінералів, що входять до складу порід. Найінтенсивніше хімічне вивітрювання відбувається в зонах підвищеної вологості з м'яким теплим кліматом, тобто в тропіках і субтропіках.

Біохімічне вивітрювання – це результат руйнування гірських порід у процесі життєдіяльності рослин, тварин і мікроорганізмів. Такий процес спостерігається практично повсюдно, але найбільш інтенсивно себе проявляє в умовах м'якого клімату. У природних умовах усі ці види вивітрювання дуже часто пов'язані між собою. Одночасно з процесами фізичної дезінтеграції гірських порід починаються спочатку незначною мірою, поступово збільшуючись, процеси хімічного розкладу іноді з участю організмів.

Характер зміни гірських порід під впливом процесів вивітрювання має певну закономірність, яка виражається у вертикальній зональності кори вивітрювання. Існують різні схеми розчленування кори вивітрювання залежно від направленості їх вивчення. Ми зупинимося на інженерно-геологічній схемі розчленування кори вивітрювання, запропонованій Г.С.Золотарьовим. Згідно з цією схемою виділяються зони: I – верхня "дисперсна"; II – середня уламкова; III – нижня тріщинна. Кожна зона залежно від характеру вивітрювання порід, клімату, залягання і завдань поділяється на декілька горизонтів (рис. 20).

Дисперсна зона вивітрювання характеризується практично повним перетворенням мінерального складу, текстури і властивостей материнських порід, залежно від яких і від кліматичних факторів переважають різні вторинні мінерали, виносяться або накопичуються гіпс, кар-

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

бонати, оксиди заліза тощо. За будовою, механічними властивостями, розмивністю і водопроникністю глинисті утворення дисперсної зони є відносно однорідними і їх поділяють на два горизонти залежно від наявності дрібної дресви, щільності й вологості. Глинисті породи цієї зони легко розмиваються і зсуваються, у зв'язку з чим вони зберігаються в основному на вододільних поверхнях, які перекриваються новими накопиченнями і мають малу потужність.

Уламкова зона, для якої характерні процеси фізичної дезінтеграції й частково хімічне перетворення порід, має складну будову, і для неї типовим є в розрізі значні зміни міцності, деформованості тощо. Тут виділяються чотири горизонти за ступенем вивітрілості: за розмірами дресви, кількістю глинистих мас, озалізненням, загіпсуванням, текстурою, щільністю тощо. У породах уламкової зони інтенсивно розвиваються процеси ерозії, абразії, зсуви, осипання і т. ін.

Тріщинна зона вивітрювання різноманітна за своїм характером, розповсюдженням у масиві й іншими особливостями, які залежать від материнських порід, інтенсивності й розмірів тектонічних тріщин та розломів, ерозійного розчленування, розвантаження природних напружень, складу й руху підземних вод.

Будова і залягання кори вивітрювання істотно відмінна на різних геоморфологічних елементах – схилах, терасах, вододільних поверхнях тощо, за наявності чи відсутності покривних делювіальних, алювіальних або інших відкладів.

Назви та індекси зон вивітрювання	Характерні особливості	Принциповий переріз	Кліматичні області	Процеси вивітрювання					
				коливання температур	зволоження та висихання	розпуш. біогенним факт	гідроліз	окислення	вилугування
I. Дисперсна Повного хімічного перетворення гірських порід	Глини, суглинки та супіски (з включенням щебеню в нижніх шарах), які змінюються в результаті процесів вилугування, карбонатації, утворення гідроксидів заліза. Можливий розподіл на 2-3 горизонти		гумідна	■	■	■	■	■	■
			помірна	■	■	■	■	■	■
			різко континентальна	■	■	■	■	■	■
II. Уламкова Переважає фізична дезінтеграція та часткове хімічне перетворення гірських порід	За ступенем роздробленості та хімічного перетворення, за кількістю мінеральних новоутворень та фізико-механічними властивостями поділяється, як правило, на 4 горизонти, що позначені "А", "Б", "В" та "Г"		гумідна	■	■	■	■	■	■
			помірна	■	■	■	■	■	■
			різко континентальна	■	■	■	■	■	■
III. Тріщинна Роздроблення масиву гірських порід тріщинами в зонах тектонічних рухів	Спостерігається на значних глибинах. Можливе утворення зон вивітрювання незначної потужності вздовж великих тріщин								

Рис. 20. Принципова схема інженерно-геологічного розчленування кори вивітрювання (за Г.С.Золотарьовим, 1983): 1 – інтенсивність дії процесів вивітрювання: а – значна; б – середня; в – слабка; 2 – мінеральні новоутворення: а – гіпс; б – гідроксиди заліза

При вивченні процесів вивітрювання в інженерно-геологічних цілях важливо отримати не тільки якісну характеристику процесу і його наслідків, але й оцінити кількісно як сам процес, так і стан вивітрілих порід. Для цього запропонована ціла низка показників, серед яких назвемо ступінь вивітрілості порід (за Г.С.Золотарьовим) – B_c :

$$B_c = \frac{F_n - F_o}{F_n - F_a}$$

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

де F – характерні показники вивітрілих порід; наприклад, щільність, пористість, опір одновісному стисканню, зчеплення тощо. Індекси "н", "о" і "а" відносяться відповідно до невивітрілих порід, порід, що оцінюються, і максимально вивітрілих.

За цим показником, який обраховувався за різними характеристиками складу і властивостей, вивітрілі породи поділяють на чотири категорії: дуже вивітрілі $0,9 < B_c < 1$; вивітрілі $0,7 < B_c < 0,9$; середньовивітрілі $0,3 < B_c < 0,7$; маловивітрілі $0 < B_c < 0,3$.

Найдостовірнішим методом вивчення швидкості вивітрювання порід слід вважати натурні спостереження на дослідних ділянках, а також на відкосах котлованів, дорожніх виїмок і т. ін. При цьому складається графік нарощування потужності дисперсної або уламкової зон вивітрювання в часі, що і дає можливість оцінити швидкість процесу.

Основні завдання інженерно-геологічного вивчення процесів вивітрювання і вивітрілих порід полягають у:

- встановленні закономірностей будови і розповсюдження зон вивітрювання;
- встановленні віку елювіальних відкладів і швидкості вивітрювання;
- встановленні класифікаційних ознак стану і властивостей порід;
- розробці регіональних схем розчленування кори вивітрювання;
- виявленні зв'язку процесів вивітрювання з іншими фізико-геологічними процесами;
- оцінці ступеня вивітрілості порід;
- оцінці вивітрілих порід для визначення глибини розробки;
- встановленні можливості використання вивітрілих порід як будівельних матеріалів.

Для вирішення цих питань проводять описування загальних ознак вивітрілих порід та встановлюють зони вивітрювання, спостерігають за швидкістю вивітрювання, виконують польові та лабораторні дослідження для визначення глибини розробки порід, проводять спостереження, необхідні для вибору захисних заходів.

Серед сучасних заходів, які можна рекомендувати для боротьби з процесами вивітрювання та поліпшення ґрунтових умов на територіях, де ці процеси вже мали місце, можна назвати:

- планування територій та відвід поверхневих і підземних вод від захищеної ділянки;
- покриття гірських порід непроникними для агентів вивітрювання матеріалами (пісок, глина, суміші, асфальт і т. ін.);

- штучна нейтралізація агентів вивітрювання (підвищення мінералізації підземних вод тощо);
- залишки ціликів у котлованах, кар'єрах над масивами, що захищаються;
- розробка вивітрілих порід до більш надійних;
- просочування порід різними в'язкими матеріалами для підвищення їхньої міцності й стійкості проти дії агентів вивітрювання (цементация, бітумізація, нафтування і т. ін.).

Сезонна та багаторічна мерзлота – явище досить розповсюджене на нашій планеті і в багатьох випадках є вирішальним фактором при освоєнні територій. Сезонне промерзання і відтаювання гірських порід – це явище, коли породи змінюють температуру від плюсової до мінусової залежно від пори року. Багаторічна мерзлота – це явище, коли породи зберігають мінусову (від'ємну) температуру протягом багатьох років. Деякі відомості про багаторічну мерзлоту ми наводили в розд. "Гідрогеологія". Треба відмітити, що ми розрізняємо породи мерзлі й морозні. Мерзлі – це породи, які мають мінусову температуру і вміщують лід (воду). Морозні – це породи, які мають від'ємну температуру і не вміщують льоду (суха мерзлота). Стан і властивості мерзлих ґрунтів головним чином залежать від кількості і характеру розподілу льоду в них. У скельних і напівскельних породах лід заповнює тріщини і пустоти у вигляді жил, шарів і прошарків. У крупноуламкових, піщаних і глинистих (дисперсних) ґрунтах лід зустрічається у вигляді чужорідних тіл (шарів, прошарків), або у вигляді окремих кристалів та їх скупчень, які відіграють роль цементу, мінералу, породоутворюючого компонента. При цьому розрізняють такі типи льоду в межах мерзлої зони:

- похований лід – захоронені сніжники, поверхневий лід;
- повторно-жилний лід – утворюється при повторному заповненні морозобійних тріщин водою і снігом (глибина їх може досягати від 1 м до 30–40 м, ширина – до 80 м);
- ін'єкційний лід – утворюється при замерзанні підземних вод, що проникають у товщу мерзлих порід;
- конституційний лід – утворюється при промерзанні вологих дисперсних порід; він може бути як лід-цемент – коли кристалики льоду заповнюють пори і тріщинки у вологих породах; і лід сегрегаційний (або міграційний) – утворюється при замерзанні вологи, що мігрує до фронту промерзання

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Характер промерзання дисперсних ґрунтів відбувається по-різному. Так, при замерзанні піщаних ґрунтів волога переміщується до фронту промерзання, а при промерзанні водонасичених пісків відбувається віджимання води від фронту промерзання. При замерзанні ж глинистих ґрунтів чи вологих, чи водонасичених волога переміщується до фронту промерзання.

За фізичним станом мерзлі породи можна поділити на:

- твердомерзлі – породи, в яких мінеральні частки скелета зцементовані льодом у монолітну масу (поводять себе як скельні ґрунти);
- пластично-мерзлі – породи, в яких, крім льоду-цементу, присутня вода, що не замерзла (знаходяться в напівтвердому стані);
- пухкомерзлі – це дрібно- і грубоуламкові ґрунти, які мають від'ємну температуру, але не зцементовані льодом.

Вміст льоду в гірських породах оцінюється двома показниками: відносною льодистістю (i) і коефіцієнтом льодонасичення (G):

$$i = \frac{q_l}{q_e},$$

де q_l – маса льоду; q_e – маса всієї води.

$$G = \frac{W - W_{нз}}{1 + W},$$

де W – природна вологість ґрунту; $W_{нз}$ – кількість води, що не замерзла.

Серед фізико-геологічних процесів, пов'язаних з промерзанням і відтаюванням ґрунтів, крім розглянутих у розділі, треба відмітити полігонально-жильні утворення, які виникають на основі морозобійного розтріскування порід. Полігональна форма створюється сіткою тріщин або канавоподібних заглиблень і пов'язана з полігональною системою жильного льоду або ґрунтових жил.

Широкий розвиток на схилах гір мають накопичення кам'яного матеріалу, які мають ознаки руху. Це "кам'яні річки" або куруми, утворення яких відбувається під впливом цілого комплексу процесів – пучення кам'яного матеріалу на поверхню, вимивання мілкозему з-під крупноуламкового шару порід, замерзання води в утворених пустотах, сповзання брил по поверхні цього льоду. Механізм утворення і руху курумів на схилах дуже складний і не достатньо вивчений.

Вивчення природи мерзлих ґрунтів, їх термічного режиму, властивостей, а також процесів і явищ, які виникають при промерзанні й відтаюванні

ґрунтів, дозволили рекомендувати певні варіанти виконання будівельних робіт і умови експлуатації споруд. Серед них слід назвати:

- будівництво споруд без урахування мерзлого стану ґрунтів; це стосується скельних і напівскельних мерзлих ґрунтів та інших порід, які не дають після відтаювання значних осідань;
- будівництво споруд з дотриманням умов збереження термічного режиму протягом усього періоду їх експлуатації, цей варіант використовують у випадку високої льодистості ґрунтів;
- будівництво споруд, які допускають деформації основи в умовах відтаювання ґрунтів (грубоуламкові ґрунти);
- будівництво з попереднім відтаюванням ґрунтів і використанням різних методів їх меліорації.

Для зменшення або упередження негативного впливу на господарську діяльність процесів і явищ, пов'язаних з промерзанням і відтаюванням ґрунтів, також рекомендуються деякі заходи. Так, для боротьби з пученням ґрунтів проводять осушувальні роботи; зменшують глибину промерзання за допомогою засипки теплоізоляційним матеріалом (шлак); у тілі споруд (наприклад, дорожні насипи) передбачають прошарки (20-25 см) із крупноуламкового матеріалу для запобігання руху вологи до фронту промерзання; заміняють пучинисті ґрунти піском, гравієм, шлаком; закріплюють ґрунти електродімічними методами.

Для боротьби з полоями будують земляні вали вздовж річок, а при полях ґрунтового походження – мерзлотні пояси, тобто глибокі канали, які створюють біля будівельного майданчика пояс із мерзлого ґрунту і не допускають утворення полоїв у межах ділянки.

Боротьба із соліфлюкцією проводиться шляхом закріплення поверхні схилів рослинністю, планування їхньої поверхні, створення спеціальних огорож.

11.2. Процеси і явища, пов'язані з діяльністю вітру

Геологічна робота вітру проявляється в декількох видах, це:

- дефляція – видування і розвіювання дрібнозернистого матеріалу;
- коразія – обточування частками твердого матеріалу, що переноситься вітром;
- транспортування – перенесення піднятого вітром матеріалу;
- акумуляція – накопичення матеріалу, що переноситься, у вигляді певних рельєфних форм.

У природних умовах ці види діяльності вітру тісно пов'язані між собою, проявляються одночасно і є компонентами єдиного складного процесу. Співвідношення між ними в різних місцях і в різний час може бути різним. Усі процеси, які зумовлюються діяльністю вітру, усі форми рельєфу і відклади, що є результатом його дії, називаються *еоловими*.

Найсприятливішими умовами для розвитку процесів видування і переносу будуть:

- оголені поверхні землі, вирівняні або нахилені, складені сухими пилюватими суглинками, пісками;
- вітровий потік тривало орієнтований, який має швидкість більше 4 м/с (до 40–50 м/с);
- відкрита місцевість без перешкод для переносу пилювато-піщаного матеріалу.

Такі умови дуже часто спостерігаються в пустелях; напівпустелях, на берегах океанів, морів, річок, де найбільше і розвинені еолові процеси.

За даними Б.Н.Сенкевича, гранулометричний склад пісків, що переносяться вітром, характеризується однорідністю, обкатаністю і переважанням фракцій 0,1–0,25 мм (до 80–90 %). Основна маса піщаних часток переноситься в шарі до 2 м над поверхнею землі. При швидкості вітру до 7 м/с близько 90 % піщаних часток переносяться в шарі 5–10 см над поверхнею; при швидкості вітру 15–20 м/с пісок піднімається на декілька метрів. Пилюватий матеріал може підніматися на 3–4 км і переміщатися на десятки і сотні кілометрів.

Процес переміщення піщаних зерен відбувається у вигляді стрибків від декількох сантиметрів до декількох метрів по криволінійним траєкторіям. Приземляючись, вони б'ються об інші піщинки і приводять їх таким чином у рух. Так відбувається процес переміщення піщаних мас на кілометри, десятки і навіть сотні кілометрів.

Для оцінки маси твердого матеріалу, який переноситься вітром, Б.Н.Сенкевичем було запропоновано емпіричну формулу для розрахунку маси матеріалу в смузі 1 см за 1 с:

$$Q = \left[\frac{1}{(1-\nu)q\rho_n} V_{1.0} \right]^n, \text{ г/см}^2/\text{с},$$

де: $V_{1.0}$ – швидкість вітру на висоті 1 м над поверхнею, см/с;

ν – кінематичний коефіцієнт в'язкості вітрового потоку, см²/с;

q – прискорення сили тяжіння, см/с²;

ρ – щільність ґрунту, г/см³;

n – показник розподілу часток за розмірами, масою і формою. Для ґрунтів, що вміщують частки крупніше 0,05 мм в кількості 60–70 %

$$n = 2 + \lg(q) + \lg(\rho_n);$$

якщо таких часток більше 70 %, то

$$n = 1 + \lg(q) + \lg(\rho_n).$$

Як правило, еолові піски відзначаються хорошим сортуванням матеріалу, хорошою обкатаністю зерен, мають часто поверхню зерен із засмаглістю.

За складом це переважно мілкозерністі піски з переважанням фракцій 0,25–0,1 мм. За мінералогічним складом переважають кварцові піски, іноді бувають польовошпатові.

Еоловий лес – це своєрідний генетичний тип континентальних відкладів, що формується за рахунок руйнування і переносу продуктів інших типів.

Місця розвитку еолових відкладів відзначаються досить значною глибиною залягання ґрунтових вод.

Характерними формами рельєфу, що утворюються в результаті процесів дефляції, є котловини видування, ніші, борозни і траншеї, а також здування верхнього ґрунтового шару.

За рахунок коразії в міцних породах можуть виникати заглиблення, ніші, жолоби та інші подібні мікроформи рельєфу, утворюючи останці химерної форми із порід, які руйнуються.

На територіях активної еолової діяльності широко розповсюджені акумулятивні форми рельєфу. Закономірності формування піщаного рельєфу в пустелях і напівпустелях тісно пов'язані з режимом вітру, динамікою атмосфери та її циркуляцією, потужністю пісків і ступенем оголеності їх.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Найбільш розповсюдженими формами тут є: бархани, барханні ланцюги, барханні гряди (рис. 21). *Бархани* – це пологі піщані горби серпоподібної форми в плані й асиметричні в розрізі. У більшості випадків вони переміщуються в напрямку вітру, що постійно віє, зі швидкістю від 5 до 70 м за рік. Швидкість переміщення поодиноких барханів значно більша, ніж барханів, що утворюють ланцюги. Висота барханів досягає 60–70 м, ширина в крилах – десятки і сотні метрів.

Дюни формуються на берегах океанів, морів, озер і річок. Вітер з водойм підхоплює сухий пісок і переносить його в бік берега, де окремі нерівності рельєфу, рослинність або інші перепони затримують його частково або повністю, утворюючи піщані горби, які об'єднуються в піщані вали, витягнуті вздовж берега. Висота їх становить 20–25 м і більше. Простягатися паралельно берегу вони можуть на десятки кілометрів. У розрізі дюни, як і бархани, асиметричні з більш крутою підві트로вою поверхнею.

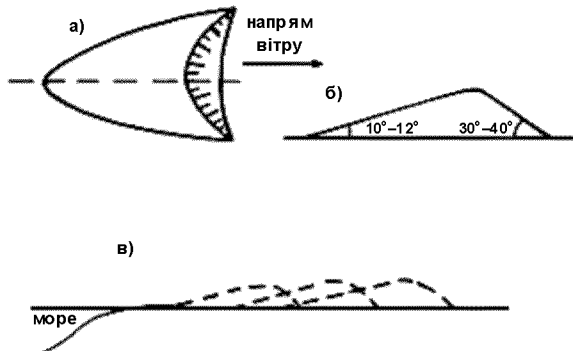


Рис. 21. Схема розвитку еолових форм рельєфу:
а – бархани в плані; б – бархани в розрізі; в – розвиток дюн

У пустелях, на берегах морів, озер і річок процеси транспортування і акумуляції еолового матеріалу охоплює величезні території. У результаті під час руху барханів і дюн переміщуються колосальні маси піску, які засипають дороги, іригаційні канали і споруди, населені пункти, сільськогосподарські угіддя. Тому будівництво і експлуатація в цих районах будь-яких споруд чи інші види господарської діяльності вимагають постійної боротьби з пісками, що рухаються. Вибір ефективних заходів боротьби має враховувати кліматичні й геоморфологічні особливості територій, тому що вони значною мірою визначають закономірності розвитку та інтенсивність еолових процесів і явищ. Серед сучасних заходів слід назвати такі:

- агролісомеліоративні – передбачають закріплення рухомих піщаних мас висаджуванням дерев, кущів, висівом трав у наборі, який би відповідав мікрорельєфу, складу і режиму вологості ґрунтів;
- штучні перешкоди у вигляді щитів різних типів і висоти. Щитовий захист часто використовується в сполученні з насадженням дерев, кущів, висівом трав, що дозволяє ефективніше і на довший термін закріпити рухомі піщані маси;
- закріплення верхнього шару пісків з допомогою в'язучих матеріалів, наприклад, бітумною емульсією;
- зміна складу поверхневого шару пісків шляхом добавки мулісто-органічної маси з наступним глибоким переорюванням і лісопосадками;
- метод безакумуляційного переносу піщаних мас при захисті до-ріг, каналів; коли вздовж цих споруд будується смуга певного профілю, який би створював умови аеродинамічної труби. Вітровий потік, потрапляючи в цю смугу, збільшує швидкість руху і весь піщаний матеріал виносить за межі смуги. Поверхня профілю має бути закріплена в'язучими матеріалами.

Вивчення закономірностей процесів розвіювання і переносу піщаних мас, формування акумулятивних еолових форм, а також можливі заходи боротьби визначають коло інженерно-геологічних завдань у загальному комплексі досліджень в аридних зонах. До них слід віднести:

- літологічну характеристику рухомих пісків, їхній об'єми, розміри і розповсюдження еолових форм;
- встановлення режиму вологи верхнього шару рухомих пісків, визначення місць і глибини залягання ґрунтових вод, приуроченість їх до мікрогеоморфологічних елементів;
- вивчення характеру і режиму переміщення піщаних мас (барханів, дюн та інших еолових форм).

11.3. Процеси і явища, пов'язані з діяльністю поверхневих вод

Геологічна діяльність поверхневих вод різноманітна та багатогранна. Дійсно, у всіх видах руху атмосферних вод, починаючи з краплини, що падає, і закінчуючи морською хвилею, участь бере деяка маса води m , яка рухається з певною швидкістю V . Вода, стікаючи по схилах, захоплює і змиває дрібні частки ґрунту; потрапляючи в річки – розмиває береги або підрізає круті схили; обрушується у вигляді хвиль на береги озер, морів і

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

океанів, руйнуючи їх і змінюючи обриси берегової лінії; насичує пухкі ґрунти на схилах гір і стікає в долини у вигляді грязекам'яних потоків. Інтенсивність таких процесів та геологічні наслідки їх залежать від величини кінетичної енергії потоку, що рухається:

$$K_k = \frac{mV^2}{2},$$

де: K_k – кінетична енергія потоку, Дж; m – маса води; V – швидкість руху води, м/с.

Процеси змиву або *площинної ерозії*, як прийнято називати розмив і руйнування поверхні землі стікаючими водами, на оголених похилих поверхнях розповсюджені досить широко і приносять багато неприємностей, особливо сільському господарству. У деяких районах водна ґрунтова ерозія виводить із сівозміни до 10–30 % орних земель (Закарпаття, Молдова тощо). Випадаючи на поверхню землі, води тонким шаром розтікаються по ній, захоплюючи глинисті й пілуваті частки, і руйнує ґрунтовий шар. Продукти руйнування накопичуються в нижній частині схилів і біля підніжжя, утворюючи генетичний тип відкладів – делювіально-пролювіальні. На крутих схилах окремі струмочки зливаються в більші, іноді в бурхливі потоки, збільшуючи масу води та її швидкість. Це призводить до масштабнішої геологічної роботи. На схилах з'являються значно більші борозни, вимоїни, жолоби. Це другий етап ерозійної діяльності поверхневих вод – *струмениста* ерозія. Небезпека появи її на схилах полягає в тому, що, як правило, вона передує яругоутворенню і часто є його безпосередньою причиною.

Яругоутворення – це екзогенний процес розмиву гірських порід на схилах з утворенням поодиноких, витягнутих уздовж схилів депресій або цілих систем від'ємних форм рельєфу – ярів. Іншими словами, яр – це форма рельєфу, що утворилася на схилі й являє собою відносно глибоку, витягнуту долину тимчасових потоків. Довжина ярів коливається від десятків до сотень і тисяч метрів; глибина – від декількох до 25–30 м і більше. Яругоутворення веде до прорізання схилів глибокими вимоїнами, змиву ґрунтового шару, ускладнює сільськогосподарські роботи на схилах і вододілах, порушує експлуатацію доріг і дорожніх споруд, призводить до вимивання і виносу великої кількості ґрунту у водотоки і водойми, що розміщуються вниз за течією.

Інтенсивність розвитку ярів, як і більшості ерозійних процесів, залежить як від гідрологічних факторів, так і від кліматичних, геоморфологічних, геолого-гідрогеологічних, геоботанічних. Вплив клімату обумовлюється в першу чергу інтенсивністю і характером опадів, станом порід

приповерхневої зони. Так, найінтенсивніше яри розвиваються в напівпустелях з рідкими, але з дуже сильними зливовими дощами. Характер рельєфу визначає ухили схилів, на яких відбуваються процеси яругоутворення, а це у свою чергу впливає на швидкість потоків, що стікають по схилах, та їхню живу силу. Інтенсивність росту ярів суттєво відмінна в різних гірських породах. Найінтенсивніше ростуть яри в лесоподібних супісках і суглинках, опір розмиву яких різко знижується при зволоженні, наприклад, у період сніготанення або затяжних дощів, що змінюються зливами. Інтенсивність росту ярів також суттєво залежить від наявності чи відсутності підземних вод. Зволоження ґрунтів підземними водами, як правило, зменшує опір їх розмиву, а отже, збільшує інтенсивність процесу. Якщо у своєму розвитку яр розкриває водоносні горизонти, то це призводить до поповнення води в потоці, тобто до інтенсифікації процесу яругоутворення. Наявність рослинності на території, на якій спостерігаються процеси яругоутворення, як правило, веде до зменшення їх інтенсивності і навпаки.

Інтенсивність ерозійних процесів можна оцінювати за зміною ступеня розчленування території, за показником, який являє собою відношення приросту за рік, десятиріччя, століття тощо загального об'єму ярів, що ростуть, до площ їхніх водозборів, які визначаються за повторними аеро- або фототеодолітними знімками з натурним геологічним дешифруванням еталонних ділянок.

При значному розвитку ярів і балок місцевість набуває розчленованого яружно-балочного рельєфу. Для характеристики такого розчленування рельєфу користуються коефіцієнтом яружно-балочного розчленування, який являє собою відношення сумарної довжини ярів, балок, долин річок до площі території, на якій вони зафіксовані. Якоюсь мірою цей показник дає приблизне уявлення про інтенсивність процесів яругоутворення і про стан території. Так, наприклад, коефіцієнт яружно-балочного розчленування для більшості територій Прикаспійської низини становить близько $0,001 \text{ км/км}^2$, а для південно-західної частини України (Придністров'я) – $1,67 \text{ км/км}^2$.

Яр у геоморфологічному відношенні є складною формою рельєфу. В його будові виділяють такі елементи (рис. 22): *вершину* – місце на схилі чи вододілі, до якого дійшов яр у своєму розвитку; *ложе* – заглиблення, по якому стікає вода і вище якого круто вверх піднімаються схили, найнижчі відмітки ложа приурочені до тальвегу; *устя* (гирло) – закінчення яру, розміщене в нижній частині схилу; *базис ерозії* – відмітка, що збігається з рівнем ріки, озера або іншого виходу водостоку.

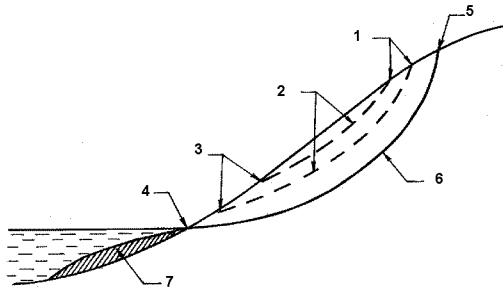


Рис. 22. Морфометричні елементи яру на різних стадіях розвитку: 1 – вершина; 2 – ложе; 3 – устя; 4 – базис ерозії; 5 – вододіл; 6 – положення профілю рівноваги; 7 – конус виносу

Яр у своєму розвитку проходить чотири стадії:

- стадію борозни – початкову стадію яругоутворення, в якій в результаті струменевої ерозії на схилі утворюється борозна. Таке заглиблення має V-подібну форму невеликого простягання і глибини 30–50 см;
- стадію врізання висячого яру вершиною (устя "висить" над базисом ерозії) – активну стадію розвитку яру. У вершині утворюється уступ як наслідок розмиву водою, що стікає. Схили круті, майже вертикальні, ухили дна значні. Яри часто розгалужуються, в усті утворюються конуси виносу;
- стадію вироблення яром профілю рівноваги – яр своєю вершиною досягає вододілу, а устям – базису ерозії. Дно (талweg) яру розширюється, він приймає U-подібну форму. Схили виположуються. При розкритті водоносних горизонтів по дну протікає струмок;
- стадію затухання – перетворення яру в балку. Активний процес росту припиняється повністю. Схили похилі, часто заростають травою, кущами, деревами. Ширина балок велика, ухили дна незначні.

Нерідко в одному яру можна спостерігати всі стадії його розвитку; у вершині – інтенсивну ерозію, вимоїни і яри, що ростуть, у середній частині – локальний прояв розмиву (старі яри) і в гирловій частині – практичне припинення процесів ерозії.

На активізацію яружної ерозії й схилового змиву суттєво можуть впливати техногенні фактори, особливо в місцях розчленованого рельєфу і розповсюдження порід, що легко розмиваються. Це може бути неорганізоване скидання вод різного походження (поливних, господарських тощо); розорювання схилів, знищення рослинності; зміна рівнів і режиму річок і озер при створенні водосховищ, каналів і т. ін.

Заходи боротьби з водною ерозією і утворенням ярів можна розділити на дві групи: профілактичні та інженерні.

До профілактичних заходів, які рекомендується використовувати на першій стадії яругоутворення, відносяться: заборона вирубки лісів, поздовжнього розорювання схилів і виконання земляних робіт на схилах; заборона випасу худоби і неорганізованого скиду поверхневих вод вниз по схилу. При наявності неглибоких виміїн і "лисин" на схилах виконуються дрібні роботи щодо засипання і вирівнювання перших і ліквідації других шляхом висіву трав і насадженням кущів.

На другій і третій стадіях яругоутворення виконується повний комплекс інженерних заходів – агромеліоративних і гідротехнічних. З цією метою на вододілах і у верхній частині схилів насипають водоутримуючі вали і споруджують водоперехоплюючі рови. У відгалуженнях ярів будують комплекс водовідвідних споруд для організованого скиду атмосферних вод на дно яру і для гасіння енергії розмиву. На дні яру споруджується система загат з метою утримання твердого стоку і припинення розмиву дна. Усі ці роботи супроводжуються фітомеліоративними заходами, які полягають у посіві трав, посадці кущів і дерев.

Геологічну діяльність річок з інженерно-геологічного погляду треба оцінювати в трьох аспектах: ерозійна діяльність; транспортування продуктів розмиву; акумулятивна діяльність. Як результат цієї діяльності – річка формує долину, при цьому співвідношення між цими видами діяльності залежить від багатьох природних та антропогенних факторів, від віку річки.

Долини річок – це області, де головним чином зосереджені життя та діяльність людини: населені пункти і транспортні артерії, промислові та гідротехнічні об'єкти. Тому природно, що геологічні процеси та явища на берегах річок та схилах долин загрожують стійкості місцевості, спорудам та нормальній життєдіяльності людей. Вивчення та прогнозування цих процесів має значний практичний та науковий інтерес.

Співвідношення явищ змиву, розмиву, переносу пухкого матеріалу та його акумуляції на різних ділянках і в часі неоднакове на різних стадіях формування долини. Остаточо вони формують поздовжній та поперечний профіль річкової долини.

При формуванні річкових долин основне значення має *донна та бокова ерозія*. Донна ерозія проявляється в розмиві русла річки, у врізанні річкового потоку в глибину, бокова – у підмиві й руйнуванні берегів і розробці долини в ширину.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Донна ерозія приводить до вироблення нормального профілю рівноваги річки, тобто до утворення плавної кривої поверхні дна русла: круто нахиленої у верхів'ях і майже горизонтальною біля гирла.

Але при детальному вивченні поздовжнього профілю річки завжди можна виділити ділянки вирівнювання і ділянки з крутим ухилом.

Вирівнювання профілю річки спостерігається на ділянках:

- складених слабкими гірськими породами, що легко розмиваються;
 - опускання земної поверхні у зв'язку з новітніми тектонічними рухами;
 - інтенсивного накопичення матеріалу внаслідок зменшення швидкості течії річки при її підпорі, створеному обвалами, зсувами або селевими виносками;
 - понижень і котловин, що знаходяться на закарстованих ділянках.
- Збільшення крутизни профілю річки спостерігається на ділянках:
- складених міцними корінними породами;
 - підняття земної поверхні у зв'язку з новітніми тектонічними рухами;
 - утворенні завалів русла обвалами, зсувами, селевими виносками.

Долини річок на ділянках вирівнювання широкі, бокова ерозія переважає над донною, тут утворюються меандри, спостерігається підмив і руйнування берегів. Схили долини пологі, терасовані, однобічного чи двобічного розвитку, потужність пухких відкладів значна.

На ділянках крутих ухилів долини річок вузькі, часто каньйоноподібні. Тут переважає донна ерозія, потужність пухких відкладів незначна. На таких ділянках зустрічаються водоспади, пороги, шивери, у руслах річок переважає грубий уламковий матеріал. Схили долин круті, тераси відсутні.

У долинах великих річок ерозійних чи акумулятивних терас може бути 8–12 і більше. Наявність терас показує характер розвитку ерозійних процесів, зміну ерозійних циклів акумулятивними. Рахунок терас і визначення їхньої висоти ведеться від рівня заплави – найнижчої тераси, що часто заливається паводками.

Ерозійні тераси формуються при низькому постійному базисі ерозії. У результаті ерозії долина поглиблюється і розширюється.

При різкому підвищенні базису ерозії глибинна (донна) ерозія закінчується, долина заповнюється до певного рівня алювіальними відкладами (рис. 23).

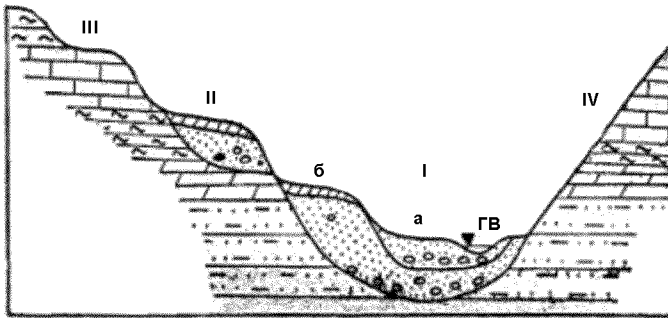


Рис. 23. Тераси в річкових долинах:

I – тераси акумулятивні: а – вкладена; б – притулена; II – тераса ерозійна цокольна; III – тераса скульптурна; IV – корінний схил долини

Інтенсивність ерозійної діяльності річок змінюється протягом року. В осінньо-зимовий період рівень річок найнижчий. У період повеней (довгочасних чи короткочасних) річковий потік заливає заплави, збільшуються витрати, швидкість течії й інтенсивніше розвивається ерозія берегів, бо збільшується жива сила річки.

Жива сила річки, або робота, яку може виконати річка (за І.В.Мушкетовим, 1903), залежить від маси води (m) і швидкості течії (V):

$$P = \frac{mV^2}{2}$$

Порівнюючи величину живої сили річки (P) з вагою пухкого матеріалу (G), можна зробити висновки про вид та інтенсивність руслової ерозії та акумуляції:

У випадку:

$P > G$ – переважає ерозія;

$P = G$ – рівновага між ерозією та акумуляцією;

$P < G$ – переважає акумуляція.

Ці співвідношення змінюються для однієї й тієї ж річки в часі й по ділянках.

Робота річок визначається такими факторами:

- особливістю гідрологічного режиму річок;
- геоморфологічними особливостями території;
- геологічною будовою та складом і властивостями гірських порід;
- розвитком супутніх інженерно-геологічних процесів.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Гідрологічний режим річок визначається головним чином кількістю атмосферних опадів (x), величиною річкового стоку (y) та величиною сумарного випаровування із суші та водоймища (z):

$$x = y + z .$$

З цього рівняння видно, що головним джерелом живлення річок є атмосферні опади, але така закономірність справедлива не для всіх річок. Залежно від географічного положення та кліматичних особливостей річки поділяються з переважаючим впливом:

- дощового живлення;
- снігового живлення;
- льодовикового живлення.

Щодо впливу геоморфологічних особливостей треба вказати, що рівнинний рельєф не сприяє розвитку ерозії, а на схилах гір є умови для формування значних витрат, швидкостей потоків і розвитку ерозійних процесів. А на ділянках долин річок спостерігається інтенсивніший розмив на вгнутих берегах, бо проявляється дія відцентрових сил. Уздовж таких берегів спостерігаються глибші ділянки русла, більші швидкості.

Крім того, має місце кореолісове прискорення, горизонтальна складова якого в північній півкулі Землі направлена праворуч відносно напрямку руху, а в південній півкулі – ліворуч.

Значний вплив на розвиток ерозійних процесів мають особливості геологічної будови території. Так, наприклад, у Криму поверхневий стік знижується до нуля у зв'язку з розвитком карсту. Це спостерігається і в районах значної тектонічної подрібненості, поширення тріщинуватих та уламкових порід.

Крім того, для прогнозу розвитку ерозії порівнюють швидкості течії річки з допустимими (нерозмивними) швидкостями для гірських порід, що складають певні ділянки берега чи русла річки.

Важливе значення мають також супутні процеси: вивітрювання, зсуви, суфозія та інші, а ще важливіше – інженерно-господарська діяльність людини.

На основі детального вивчення інженерно-геологічних карт та карт четвертинних відкладів долини річки, поздовжніх та поперечних профілів, гістограм річки, а також додаткових вишукувань ведеться прогнозування підмиву та руйнування берегів річки, виділяються найнебезпечніші ділянки, оцінюється загроза для будівель і споруд на берегах.

Для захисту берегів річок від підмиву і руйнування виконуються профілактичні та капітальні протиерозійні заходи.

До профілактичних заходів відносяться стаціонарні й режимні спостереження, охоронні заходи із забезпечення стійкості схилів, пляжів та берегозахисних споруд.

Капітальні заходи передбачають будівництво спеціальних споруд:

- для захисту берега використовується кам'яна накидка, кладка залізобетонних плит, берегоукріплювальних стінок, задерніння берегів;
- для регуляції руслового потоку з метою зміни напрямку, швидкостей та ухилів використовуються дамби, буни, траверси. Потік, зустрічаючи на своєму шляху перешкоду, змінює напрямок, відхиляється від берега, частково знижуючи швидкість. Між спорудами йде накопичення матеріалу, формується берегова мілина;
- для регуляції ухилів, швидкостей, витрат, захисту від повені будують греблі й формують водосховища, що у свою чергу поліпшує умови судноплавства, а в разі доцільності споруджуються гідроелектростанції.

Формування берегів морів, озер і водоймищ значною мірою відображає всю ту активну взаємодію водоймищ і суші, яка спостерігається в природі. Розвиток берегів відбувається при сумісному впливі різних геологічних, гідрологічних та інших природних і техногенних факторів.

Береги морів, озер і водосховищ постійно змінюють свої обриси під впливом хвилеприбійних явищ, приливів та відливів уздовж берегових та направлених течій, а також унаслідок фізичного та хімічного впливу води й організмів, що в ній живуть, на гірські породи, які складають береги. У той же час уздовж берегів проходить накопичення пухкого матеріалу, що утворюється внаслідок руйнування берегів, а також приноситься направленими течіями і річками. Такі накопичення утворюють акумулятивні форми рельєфу і також змінюють обриси берегів.

Процес зміни обрисів берегів морів та озер у результаті їх руйнування під дією головним чином хвилеприбою називається абразією. Формування берегів водосховищ називаються переробкою, оскільки до їх створення береги формувалися під дією інших природних явищ, в інших природних умовах.

Сукупність взаємопов'язаних геологічних явищ і процесів, що мають місце в прибережній зоні морів, озер і водосховищ, являють собою значний теоретичний і практичний інтерес, оскільки тут проектується і будуються різноманітні гідротехнічні споруди, будівлі й споруди міст, селищ, курортів тощо.

При характеристиці та оцінці стійкості берегів різноманітних водойм користуються певними поняттями і термінами, у тому числі такими, як:

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

берегова лінія, берег, береговий уступ, тераси, підводний береговий схил тощо.

Береговою лінією називається лінія, уздовж якої дотикається суходіл і водоймище. Її положення не залишається постійним, а змінюється у зв'язку із сучасними і новітніми рухами земної кори та евстатичними коливаннями рівня океану, особливостями режиму водоймища – хвильових явищ, приливів та відливів, змін водного режиму. Зміщення берегової лінії в бік суходолу може вимірюватися десятками, сотнями метрів і навіть кілометрами і десятками кілометрів.

Порівняно вузька смужка суходолу, що примикає до берегової лінії, на якій зосереджені форми рельєфу, створені водоймищем при сучасному середньому його рівні, називається *берегом*. З боку суходолу до берега може примикати *береговий уступ*, зона "піднятих" *терас, терасованих рівнин* та давніших берегових уступів, що утворюють зону узбережжя. Дно водоймища, що примикає до берегової лінії, утворює *підводний береговий схил*.

Залежно від переважаючих геологічних явищ та процесів у береговій зоні береги можуть бути абразивними або акумулятивними. Абразивні береги мають крутий береговий схил, складені головним чином корінними породами, які інтенсивно розмиваються. Тут виділяються – хвилеприбійна ніша, пляж, вузька смуга змінної ширини, складена галькою та гравієм, підводна абразивна мілина та підводна акумулятивна мілина. Акумулятивні береги, як правило, мають пологий береговий схил, складені пісками та гравієм. Тут виділяються – надводна акумулятивна тераса, береговий вал, пляж, підводна акумулятивна берегова мілина з підводними валами або барами, що піднімаються вище рівня води і відгороджують лагуни.

Основним фактором формування та розвитку берегів є хвилеприбій, при цьому найважливішими є вітрові хвилі, оскільки вони мають найбільшу руйнівну силу порівняно з хвилями іншого походження (притягання Місяця, землетруси, зсувні явища, рух водного транспорту тощо). Хвилі, що виникають під дією вітру, поширюються на значні відстані за межі області дії вітру, несучи значний запас енергії.

Енергія роботи, що виконується хвилями, знаходиться в прямій залежності від висоти та довжини хвилі (В.П.Зенкович, 1962), і визначається з рівняння:

$$E = \frac{1}{8} h^2 L ,$$

де: E – сумарна енергія по фронту хвилі; h, L – розміри хвилі.

Основними умовами формування берегів водоймищ є:

- геологічні: характеристика гірських порід, умови їх залягання, орієнтація тектонічних структур, новітні та сучасні рухи земної кори, розподіл пухкого матеріалу в береговій зоні та його склад;
- геоморфологічні: рельєф підводного берегового схилу та узбережжя, орієнтація берегової лінії, положення акумулятивних форм рельєфу;
- гідрологічні: розміри водної поверхні, режим рівня води, льодовий режим, інтенсивність хвилеприбійних явищ, обумовлених переважаючими вітрами, рухом водного транспорту, повеневі явища, направлені берегові течії тощо;
- умови, що виникають у зв'язку з розвитком сучасних геологічних явищ і процесів, їх проявом і активністю;
- умови, що виникають у зв'язку з інженерно-господарською діяльністю людини: будівництво споруд у береговій зоні, оранка на схилах, інтенсивність судноплавства, режим експлуатації водосховища тощо.

Формування берегів водосховищ після їх наповнення проходить в умовах, що різко відрізняються від природних умов, в яких формувалися береги до створення водосховищ.

Вивченню питань, пов'язаних з прогнозом переробки берегів водосховищ, присвячено багато робіт, що пов'язано зі складністю та різноманітністю явищ, які мають місце при переробці берегів. Найбільш відомими є методи, запропоновані Н.Є.Кіндрат'євим, Г.С.Золотарьовим, Є.Г.Качугіним, Л.Б.Розовським, Є.К.Гречищевим. Геологічні фактори є визначальними в методах Г.С.Золотарьова, Є.Г.Качугіна та Л.Б.Розовського. У методах Н.Є.Кіндрат'єва, Є.К.Гречищева більше уваги приділяється гідрологічним факторам.

Метод Г.С.Золотарьова передбачає врахування геологічних, геоморфологічних та гідрологічних даних. Він застосовується для рівнинних і гірських водосховищ, розташованих у різних географічних умовах, і в цьому відношенні є достатньо універсальним. За цим методом переробку берега можна прогнозувати на два терміни: через 10 років після наповнення водосховища і на кінцевий термін, тобто коли швидкість руйнування берега не буде мати практичного значення.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Суть методу полягає в наступному. Для всіх типових в інженерно-геологічному відношенні ділянок широкої частини водосховища готуються розрахункові геологічні перерізи (рис. 24).

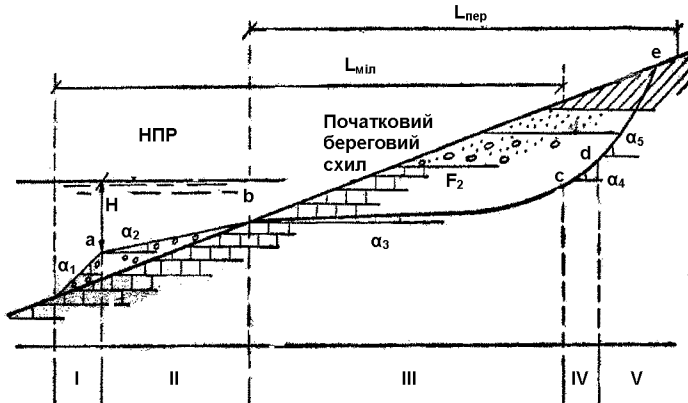


Рис. 24. Розрахункова схема для прогнозу переробки берегів водосховищ за методом Г.С.Золотарьова: I – схил підводної мілини; II – акумулятивна частина підводної мілини; III – абразійна частина підводної мілини; IV – зона накату; V – надводний схил; $L_{пер}$ – ширина зони переробки; $L_{міл}$ – ширина підводної мілини

Побудова прогнозних профілів на цих перерізах починається з визначення глибини розташування бровки уступу берегової мілини – точки *a*. Спочатку довільно визначити цю точку важко, тому побудову профілю прогнозу повторюють двічі-тричі, поки положення точки *a* не буде обґрунтовано відповідним чином, про що буде сказано далі. Рекомендується для ділянок, складених легкорозмивними пісками та суглинками, для 10-річного терміну глибину розташування точки *a* приймати такою, що дорівнює 1,5 висотам хвиль 20 %-вої забезпеченості, тобто яка повторюється 20 разів у 100 років. Для кінцевого терміну переробки глибину розташування точки *a* приймають: для легкорозмивних порід рівною 2,5-3,0 висотам хвилі 5 %-ної забезпеченості; для важкорозмивних щільних глин, мергелів та аналогічних порід – 2,0-2,5 висотам хвилі, що повторюється 1-2 рази за 100 років. Для водосховищ з незначною переробкою глибину розташування точки *a* для 10-річного терміну відкладають від лінії нормального підпертого рівня (НПР), а для кінцевого – від горизонту переробки без льодового періоду в маловодний рік.

Від точки a під кутом α_1 проводять лінію, що окреслює уступ підводної мілини, а під кутом α_2 її поверхню. Лінію під кутом α_2 доводять до точки b (пересікання з початковою поверхнею схилу). Від точки b до точки c (до пересікання з лінією НГР) під кутом α_3 намічають поверхню абразійної частини мілини. Кут α_3 визначають залежно від ступеня розмивання порід, терміну прогнозу та висоти хвилі. Вище точки c визначають зону нахату хвилі. Висоту зони нахату розраховують за формулою Н.Н.Джунковського:

$$h_{\text{хв}} = 3,2khtg\alpha,$$

де: k – коефіцієнт, що залежить від шорсткості відкосу; h – висота хвилі; α – кут нахилу відкосу.

Кут α_4 , тобто кут нахилу берега в зоні нахату, визначають за даними лабораторних досліджень, польових спостережень або за таблицями.

Після першої побудови профілю прогнозу переробки берега для 10-річного та кінцевого термінів визначають співвідношення площ акумулятивної частини мілини F_1 та частини схилу, що розмивається F_2 .

Якщо це співвідношення (F_1/F_2) відповідає прийнятому відсотку акумуляції, то побудова і прогноз вважаються достатньо правильними, в іншому випадку виконують додаткові побудови, переміщуючи точку a ближче або подалі від берега.

Таким чином, профіль прогнозу знаходять методом підбору. При прогнозуванні профілю переробки спочатку треба визначити тип підводної берегової мілини (абразійна чи абразійно-акумулятивна).

Метод Є.Г.Качугіна враховує енергію хвилеприбою та ступінь розмивання гірських порід. Основою цього методу є емпірична формула:

$$Q = Ek_p k_b t^e \gamma,$$

де Q – кількість розмитої породи за час t років;

E – середня енергія хвилеприбою на даній ділянці;

k_p – коефіцієнт розмивання гірських порід;

k_b – коефіцієнт, що враховує висоту берега;

t – термін розмиву, роки;

e – показник, що залежить від затухання швидкості розмиву;

γ – щільність ґрунту.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Розрахунок переробки берега виконується на певний проміжок часу. Як правило, прогнози виконуються на терміни: 1 рік, 10 років і на кінцевий момент. Для визначення коефіцієнтів k_p , k_b , v складено спеціальні таблиці та графіки.

Сельові потоки

Селями слід називати паводки, що виникають на гірських річках та тимчасових водостоках, які несуть багато уламкового та глинистого матеріалу. Як усіяк паводки селі раптові й короткочасні (до 3-5 годин).

Вміст твердого матеріалу в тілі селю становить 10–60 %. Залежно від складу твердого матеріалу селі можуть бути:

- водокам'яні;
- грязекам'яні;
- грязеві.

Селеві потоки утворюють певний тип континентальних відкладів – пролювій.

Поширено селі в гірських місцевостях, у тому числі в Криму і Карпатах.

Ерозійна та акумулятивна діяльність селів супроводжується руйнуванням територій та споруд, приносить значну шкоду, а інколи і людські жертви. Селі на своєму шляху руйнують все: мости, дороги, комунікації, трубопроводи, греблі, ГЕС тощо.

У зоні дії селів під постійною загрозою знаходяться багато населених пунктів, наприклад: Алма-Ата, Лос-Анджелес, м. Перу. 8 липня 1921 р. на Алма-Ату пішов грязекам'яний сіль об'ємом 3,5 млн м³, подібний сіль об'ємом близько 4,0 млн м³ пройшов 15 липня 1973 р.

Лос-Анджелес 1 березня 1938 р. постраждав від селю об'ємом 11 млн м³, в якому загинуло 200 людей. У Перу в 1970 р. в селевих катастрофах загинуло близько 50 тис. людей.

Сель, як будь-який паводок, пов'язаний з інтенсивним стоком поверхневих (дощових і талих) вод, які розмивають та переносять уламковий матеріал, що накопичується у водозбірному басейні гірської річки або тимчасового водостоку.

Оскільки селі короткочасні й розвиваються в гірських, різко пересічних місцевостях, кількість випаровування (z) та інфільтрації (u) порівняно з кількістю опадів і талих вод (x) дуже мала, відповідно масштаб цього явища визначається кількістю атмосферних опадів і талих вод.

Баланс річки, водостоку $Q = x - (z + u)$.

Велика жива руйнівна сила селів виникає під впливом гравітаційних сил, які обумовлюють переміщення величезних водокам'яних та грязекам'яних мас з великими швидкостями.

Для високогір'я, що вище верхньої межі поширення лісів, тобто на відмітках вище 2500 м, характерно значне поширення продуктів вивітрювання, накопичення уламкового матеріалу, а також льодовикових відкладів. Крім дощових вод, значну роль відіграють талі води, а також води льодовикових озер, що прориваються. Селі дуже небезпечні, мають великі об'єми і величезну руйнівну силу.

У середньогір'ї на відмітках 1200–2500 м наповнення паводків твердим уламковим матеріалом відбувається за рахунок розмиву і змиву різноманітних утворень: накопичень обвалів, зсувів, делювію, елювію тощо.

Селі утворюються за рахунок дощів зливового характеру. Вони тут також достатньо небезпечні.

У низькогір'ї на відмітках 1000–1200 м утворення селів відбувається за рахунок делювіальних, елювіальних, алювіальних відкладів та зливових дощів. У цих відкладах більше глинистих часток, тому тут утворюються, як правило, грязекам'яні селі.

Крім геологічних умов, що визначають тип і склад уламкового матеріалу, значний вплив на формування селів мають тектонічні особливості місцевості. Давні тектонічні рухи обумовлюють тектонічну роздрібненість гірських порід. Сучасні тектонічні рухи підтримують контрастність рельєфу та його енергію, а також призводять до землетрусів, при яких накопичується уламковий матеріал.

Значний вплив на розвиток селів має інженерно-господарська діяльність людини, у результаті якої (вирубання лісу, оранка земель, будівництво на схилах і в долинах, добуток корисних копалин тощо) порушується природна рівновага.

Для того, щоб ясніше уявити небезпеку і динаміку розвитку селів, розглянемо один із прикладів: Ісикський сіль.

У долині річки Ісик в 60 км від м. Алма-Ати на висоті 1800 м над рівнем моря знаходилося озеро, що виникло близько 8000 років тому, довжиною близько 2,0 км, шириною до 800 м, глибиною до 57 м і об'ємом близько 18 млн м³.

З розповідей очевидців відомо, що 7 липня 1963 р. в неділю стояла тепла сонячна погода. О 13 годині небо над озером потемніло, почувся гуркіт грому, із міжгір'я вирвався грязекам'яний вал висотою близько 12 м, рівень води в озері почав підніматися, потім ще йшли ваги, які штурмували давню дамбу – завал. О 22 годині бурний потік з озера висотою 35-40 м прорвав водоутримуючий завал, утворивши 60-метровий каньйон, і ринувся в долину річки, змітаючи все на своєму шляху.

Досвід боротьби із селями показує, що ефективність досягається при застосуванні комплексу заходів, крім того, у кожному випадку по-

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

трібен особливий підхід залежно від характеристик водозбірної басейну, умов водного живлення, розташування ділянок накопичення твердого матеріалу.

До комплексу протиселевих заходів входять:

- режимні спостереження в межах водозбірної басейну та селе-небезпечних районів;
- організація охоронних зон;
- виконання лісомеліоративних робіт;
- виконання робіт з регуляції поверхневого стоку на схилах водозбірної басейну;
- спорудження регулюючих та затримуючих споруд у руслах потоків;
- будівництво каналів, селеспусків;
- будівництво захисних, огороджувальних споруд;
- виконання профілактичних робіт.

Роботи треба вести систематично і своєчасно, за спеціальним проектом, що ґрунтується на інженерно-геологічних матеріалах, що регламентують порядок, послідовність виконання тимчасових і постійних заходів.

11.4. Процеси і явища, пов'язані з діяльністю поверхневих та підземних вод

Визначальним фактором процесів просідання, карсту, заболочування та інших є розчинна, розпушуюча та вилугувуюча дія поверхневих і підземних вод. При цьому велике значення мають також літолого-петрографічний склад порід і тип структурних зв'язків у цих породах.

Просіданням називаються вертикальні зміщення, деформації, опускання денної поверхні певної ділянки, які виникають у результаті процесу ущільнення лесових ґрунтів при їх замочуванні.

Будівлі та споруди, зведені на лесових ґрунтах, при зволоженні або підтопленні в результаті просідання значно деформуються і навіть руйнуються. Доменні печі просідають на 1-2 м, будинки нахилиються і руйнуються, просідання різко проявляється на іригаційних каналах після першого пуску води.

Лесові ґрунти значно розповсюджені у світі й займають близько 10 % поверхні суші (Західна Європа, Україна, Північний Кавказ, Середня Азія, Китай, Північна та Південна Америка), леси приурочені до зони степів, лісостепів і напівпустель. потужність лесових ґрунтів досягає 100 м у Середній Азії й більше 100 м у Китаї.

В Україні лесу немає в Карпатах, Кримських горах, Поліссі і в долинах річок.

Лесові ґрунти – це континентальні, четвертинні відклади, що утворилися в Україні після Дніпровського зледеніння (700–300 тис. років тому). Їх генезис еоловий. Вітром переносився матеріал, що виносився талими водами льодовика. Накопичення лесів відбувалося ритмічно, бо періоди потепління змінювалися періодами похолодання. До ритму (або циклу) відносять послідовно накопичені лес, лесоподібні суглинки та похований рослинний шар ґрунту. Таких циклів в Україні 5-6.

У вивченні лесів України значний вклад зробили київські вчені: М.Ф.Веклич і В.Ф.Краєв.

Особливістю гранулометричного складу лесів є значний вміст пилу (0,05–0,001 мм) – 50–85 %, піщаних часток (0,05 мм) – до 10 %, глинистих (0,001 мм) – 10–14 %. Характерною є висока пористість – 44–55 %, наявність макропор, які видно неозброєним оком, низька вологість – 7–12 %. У лесів відсутня шаруватість, характерною є карбонатність у вигляді трубочок або вкраплення, рідше присутні зростки гіпсу та вкраплення оксидів марганцю (темні точки). Лесові ґрунти мають світло-жовтий, палево-жовтий та жовто-бурий колір.

Поведінка лесових ґрунтів характеризується показниками *відносного просідання* ε_{sl} та *початковим тиском просідання* P_{sl} , які встановлюються компресійними випробуваннями або штамповими навантаженнями.

При компресійних випробуваннях для визначення відносного просідання використовують методику однієї кривої, а з 1962 р. – методику двох кривих (рис. 25).

Початковий тиск просідання P_{sl} – це такий тиск, до якого при замочуванні лесовий ґрунт не просідає, що обумовлено величиною структурної міцності у водонасиченому стані. Залежність відносного просідання від тиску має вигляд (рис. 26).

Згідно з діючими нормами лесові ґрунти класифікують за величиною відносного просідання:

- як непросідаючі при $\varepsilon_{isl} < 0,01$;
- як просідаючі при $\varepsilon_{isl} > 0,01$,

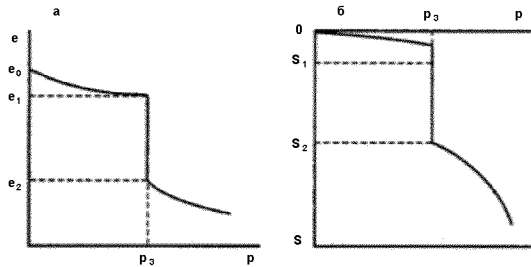


Рис. 25. Деформаційні криві просідання лесових порід:

a – за лабораторними випробуваннями $e = f(p)$; за польовими штамповими дослідями $s = f(p)$; p_3 – навантаження, при якому відбулося замочування лесу

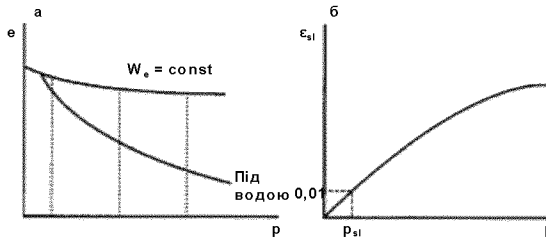


Рис. 26. Визначення величини відносного просідання ϵ_{sl} методом двох кривих

(*a*) та початкового тиску просідання p_{sl} (*б*)

а також за величиною просідання під дією власної ваги S_{slq} при водонасиченні майданчика:

- перший тип ґрунтових умов при $S_{slq} < 5$ см;
- другий тип ґрунтових умов при $S_{slq} > 5$ см.

Другий тип ґрунтових умов має місце в лесових ґрунтах у Херсонській, Миколаївській, Одеській, Запорізькій, Дніпропетровській областях. При зведенні будівель і споруд, тобто при додатковому навантаженні, характер просідання на таких територіях значно ускладнюється.

Для забезпечення стійкості будівель і споруд потрібні спеціальні заходи, вибір яких залежить від:

- потужності лесової товщі та її будови;
- глибини залягання, характеру і величини зони просідання;
- конструктивних особливостей будівель;
- цільового призначення будівель, можливості техногенного підтоплення;
- присутності поблизу інших споруд;

- терміну будівництва;
- порівняльного аналізу різних варіантів засобів;
- наявності механізмів та матеріалів, технічної можливості виконання вибраних заходів.

Головними з існуючих спеціальних заходів є такі:

- прорізання просідаючої товщі лесових ґрунтів;
- приведення тиску від споруди відповідно до міцнісних і деформаційних властивостей замочених лесових ґрунтів;
- ущільнення лесових ґрунтів шляхом трамбування, використання енергії вибуху;
- попереднє замочування ґрунтів строком 6-8 місяців;
- технічна меліорація ґрунтів, наприклад, силікатизація;
- термічна обробка лесових ґрунтів;
- глинізація лесових ґрунтів;
- запобігання зволоження ґрунтової основи;
- пристосування конструкцій споруд до можливих нерівномірних просідань: спеціальні шви, армовані пояси;
- найважливішою умовою, що забезпечує стійкість споруд на лесових ґрунтах, є висока якість будівельних робіт.

Карстотворення – це сукупність геологічних процесів і створених ними явищ у земній корі й на її поверхні, що викликається хімічним розчиненням гірських порід і виражається в руйнуванні і зміні їх структури і стану, у створенні особливого рельєфу місцевості й гідрологічного і гідрогеологічного режиму. Можна сказати інакше, що *карст* – це сукупність геологічних процесів розчинення і виносу з масиву гірських порід поверхневими і підземними водами частини їх з утворенням характерних геологічних явищ у вигляді: підземних форм (каверни, понори, канали, печери, провалля, проходи); своєрідного рельєфу (лійки, кари, котловини, яри); особливих континентальних субтеральних утворень (залишкові, хемогенні, водно-механічні та ін.).

Д.С.Соколов розкрив і обґрунтував основні умови розвитку карсту:

- наявність розчинних гірських порід (карбонатних, сульфатних, галогенних), доступних для проникнення в них поверхневих і підземних вод;
- водопроникність порід, що карстуються (тріщини, пори, пустоти тощо);
- вода, що рухається в масиві гірських порід;
- агресивність, розчинна спроможність поверхневих і підземних вод, що зумовлюється їхнім хімічним складом, температурою, розчиненими вуглекислим газом, сірководнем та ін.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Крім цих основних необхідних для розвитку карсту факторів, є ще ціла низка таких, що певним чином можуть впливати на інтенсивність і направленість процесів карстоутворення. До них слід віднести: неоднорідність літологічного складу гірських порід; тріщинуватість масивів порід; характер тектонічних структур; наявність неотектонічних рухів; геоморфологічні особливості території розвитку карстових процесів; кліматичні умови; техногенні фактори.

У розвитку процесів карстоутворення, формуванні певних підземних та наземних форм існують певні закономірності, пов'язані в першу чергу із закономірностями руху природних вод. Гідродинамічна зональність підземних вод зумовлює таку ж гідродинамічну зональність і карсту. Гідродинамічна зональність карсту простежується у вертикальному і горизонтальному напрямку, обумовлена рельєфом, літологічним розрізом масиву порід і положенням базису дренажу карстових вод.

У загальному випадку в однорідному за літологією і водопроникністю масиві порід, що карстуються, рівнинно-платформних областей виділяють такі гідродинамічні зони (рис. 27): *вертикальні* (за Д.С.Соколовим) – I – зона аерації; II – зона змінного зволоження; III – зона повного водонасичення; IV – зона глибинної циркуляції підземних вод; *горизонтальні* (за А.Г.Ликошиним) – А – присхилова зона; Б – придолинна зона; В – приводільна зона. Така схема зональності характерна для умов стабільного рівня дренажу підземних вод, при його зміні формується нова зональність, як правило, накладена на попередню.

Інтенсивність карстових процесів у різних зонах не однакова, що обумовлено різним водообміном у них і розчинною спроможністю підземних вод, яка змінюється на шляху їхнього руху. У гірсько-складчастих областях вирішальну роль у формуванні гідродинамічної зональності карсту відіграють структурно-тектонічні особливості – розломи із зонами дроблення, розчленування рельєфу, інтенсивність новітніх рухів та ін. Тут, як правило, поверхневий стік переважає над підземним, що також вносить свої корективи.

Відповідно до наведеної зональності формуються і карстові порожнини. Так, для зони аерації характерні вертикальні форми; для зони змінного зволоження – вертикальні й горизонтальні; для зони повного насичення – горизонтальні порожнини, а в зоні глибинної циркуляції взагалі процеси розвиваються дуже повільно.

Одним з важливих завдань інженерно-геологічного вивчення карсту є характеристика швидкості розвитку, залежно від якої визначається його небезпечність, дається оцінка ступеня закарстованості масиву порід і стійкості різних споруд і використання територій. Існують декілька методів такої оцінки. Н.В.Родіонов рекомендує оцінювати швидкість

карстових процесів показником активності карсту (A), який являє собою відношення кількості розчиненої та винесеної речовини за 1000 років (v) до загального об'єму масиву порід, що карстуються (V), вираженого у відсотках:

$$A = \frac{v}{V} 100\% .$$

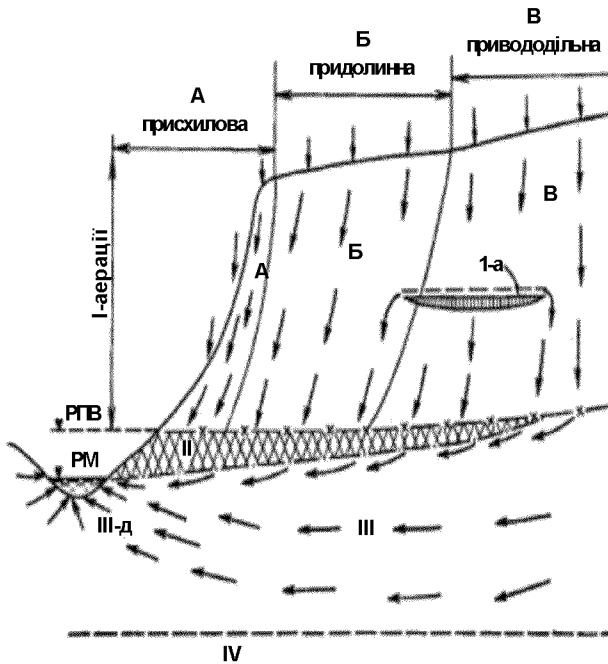


Рис. 27. Гідродинамічні зони карсту. Вертикальні (за Д.С.Соколовим): I – аерації з "висячими" водами (а); II – сезонних коливань; III – повного водонасичення з підзоною (д) – безпосереднього дренавання водосток; IV – уповільненого руху підземних вод з локальним розвантаженням по великих тріщинах та розривах. Горизонтальні (за О.Г.Ликошиним): А – присилова, інтенсивного водообміну; Б – придолинна; В – привододільна

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Такий показник, наприклад, для деяких районів Башкортостану становить 1,67 %; для району Сочі – 0,49 %; для Криму – 0,08 %; для Середньої Азії – 0,001 %.

З.А.Макеев запропонував оцінювати інтенсивність розвитку карсту за кількістю провалів, що утворюються на певній ділянці за певний проміжок часу. Він запропонував таку класифікацію закарстованих територій за ступенем стійкості:

- території дуже нестійкі – з числом лійок 5–10 на 1 км² за рік;
- території нестійкі – 1–5 лійок на 1 км² за рік;
- території середньої стійкості – 1 лійка на 1 км² за 20 років;
- території стійкі – 1 лійка на 1 км² за 20–50 років;
- території дуже стійкі – за останні 50 років лійок не спостерігалось.

Звичайно, ці показники на високу точність не претендують і можуть служити для орієнтовних порівняльних оцінок.

Об'єктивнішою є пропозиція за оцінкою швидкості сучасних карстових процесів і потім за ступенем їх небезпеки, якщо вони ґрунтуються на даних про водний баланс відповідно до реальної гідродинамічної зональності, що склалася, тобто інтенсивністю водообміну різних частин масиву, який карстується; на величинах і складі мінералізації підземних вод за сезонами року для тих же гідродинамічних зон. В останні роки з'являються роботи, в яких розглядаються можливості та ефективність використання ймовірно-статистичних методів оцінки і прогнозу карстових процесів.

Для узагальнення відомостей про карст і використання накопиченого досвіду його дослідження існує цілий ряд класифікацій, які базуються на різних ознаках як самого процесу, так і його наслідків.

Прикладом може бути класифікація за складом порід, що карстуються:

- карбонатний карст;
- сульфатний карст;
- сульфатно-карбонатний карст;
- соляний карст.

Інша класифікація базується на ознаці положення порід, що карстуються, відносно сучасного базису ерозії:

- сучасний карст – породи знаходяться вище базису ерозії;
- давній карст – породи залягають нижче базису ерозії.

Є класифікація, що враховує наявність над породами, що карстуються, покривних відкладів:

- середньоземноморський (голий) карст – покривні відклади відсутні (Крим);
- кавказький (задернований) карст – незначний покрив (Кавказ);

- середньоевропейський (покритий) карст – покрив складає елювій порід, що карстуються (Уфимське плато);
- камський (перекритий) карст – покрив складають алювіальні відклади (долина Ками);
- російський (закритий) карст – покрив складають осадові породи, що не карстуються (Російська платформа);
- середньоатласький (підвулканічний) карст – породи, що карстуються, перекриті виверженими утвореннями (Атлаські гори).

Є ще цілий ряд класифікацій, але на них ми не зупиняємося.

Інженерно-геологічне вивчення карсту, як правило, має виконуватися в нерозривному зв'язку з вивченням хіміко-мінералогічного складу і структурно-текстурних особливостей порід, тектоніки району, геоморфологічних особливостей місцевості, умов циркуляції підземних вод, зміни положення базису ерозії в ході загальної геологічної історії певної території. Тому вивчення карсту має бути комплексним, виконуватися з використанням різних методів досліджень, особливо геофізичних.

Враховуючи той факт, що карст становить значну загрозу для існуючих споруд, а також негативно впливає на освоєння територій взагалі, рекомендується ціла низка заходів, які дозволяють зменшувати цей негативний вплив, або нейтралізувати його зовсім. До таких заходів слід віднести:

- регулювання поверхневого стоку шляхом планування територій;
- дренаж підземних вод, іноді зі штучним засоленням;
- заповнення карстових порожнин різним матеріалом для запобігання провалів (глина, бетон тощо);
- створення в стелі закарстованих порід штучно закріпленого шару для сприйняття та компенсації навантажень;
- спорудження гідрозавіс для відводу підземних вод від масивів, в яких розвивається карст;
- підсилені конструкції споруд для компенсації нерівномірних деформацій основ.

При оцінці інженерно-геологічних умов деяких територій важливу роль відіграють наявні на ній болота. Згідно з прийнятим кадастром виділяють: *болота* – постійно надмірно зволожені ділянки поверхні землі з обводненням шаром торфу грубізною більше 0,3 м; *заболочені території* – надмірно зволожені ділянки за рахунок поверхневих чи підземних вод з дуже малим прошарком торфу або без нього з характерною вологолюбною рослинністю, де і відбувається накопичення рослинної маси.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Утворення заболоченості й подальше її перетворення в болото відбувається в таких умовах:

- переважно в зонах надмірного і рідко в зонах змінного зволоження, в яких атмосферні опади суттєво більші, ніж випаровування;
- малорозчленованого, вирівняного рельєфу і в пониженнях, де стік поверхневих вод практично відсутній або незначний порівняно з водністю території;
- на територіях з близьким (менше 0,5 м) заляганням ґрунтових вод або в зоні їх виклинювання на пологих делювіальних схилах при незначному випаровуванні.

За умовами живлення та геоморфологічного положення болота діляться на:

- верхові (мохові), живлення яких відбувається за рахунок атмосферних вод, приурочені переважно до широких вододільних просторів;
- перехідні, живлення яких відбувається за рахунок атмосферних і підземних вод, приурочені до пологих делювіальних схилів, а також до сполучень і притилових понижень надзаплавних річкових терас, де виклинюються ґрунтові води або їх рівень знаходиться безпосередньо біля поверхні землі;
- низинні, живлення яких відбувається за рахунок атмосферних, підземних і поверхневих вод, приурочені переважно до широких заплав річок.

При сільськогосподарському освоєнні боліт і заболочених територій, при лінійному будівництві, будівництві населених пунктів, при створенні водосховищ завдання і методи гідрогеологічних, ґрунтоботанічних, гідрологічних та інженерно-геологічних досліджень будуть різні, як і заходи з меліорації й забезпечення надійної експлуатації об'єктів. Поклади торфу як складової болотних відкладів мають вивчатися й оцінюватися як органічні корисні копалини і тільки після висновків про недоцільність розробки їх, можна вважати їх як ґрунти.

Треба розрізняти саме *торф* – породу, що вміщує більше 60 % рослинних залишків, і *заторфовані* породи, якщо вміст рослинних залишків становить 40–60 %. Оцінку торфу дають за ступенем розкладу органіки – вмістом гумусу.

З інженерно-геологічного погляду болота як явище і болотні утворення як можливі основи чи середовище для споруд оцінюються як несприятливі і завжди вимагають дуже серйозного вивчення і певних заходів з метою запобігання ускладнень при будівництві й експлуатації споруд.

Завдання гідрогеологічних та інженерно-геологічних досліджень в областях розвитку боліт визначаються заходами: з інженерної підготовки територій, обґрунтування вибору і розміщення раціональних видів

споруд та їхніх фундаментів і із забезпечення виконання будівельних робіт. Основними заходами, що забезпечують стійкість лінійних споруд, є відсіпка уламково-піщаного ґрунту для дорожніх насипів і під трубопроводи, майданчиків під опори ЛЕП, насосних станцій і т. ін. Для споруд з концентрованими навантаженнями при значних потужностях болотних відкладів рекомендуються пальові фундаменти. При сільськогосподарському використанні територій рекомендується осушення з покращенням аерації ґрунтів і регулюванням поверхневого стоку, частіше всього використовують системи комбіновані – осушувально-зрошувальні.

11.5. Процеси і явища, пов'язані з діяльністю підземних вод

З діяльністю підземних вод пов'язані суфозійні, пливунні та інші процеси.

Суфозійні явища спостерігаються в тому випадку, коли фільтраційний потік у гірських породах при певних умовах може привести в рух дрібні частинки, що знаходяться в складі уламкових, тріщинних чи закарстованих порід і винести їх.

Розвиток суфозії характеризує фільтраційне руйнування, фільтраційну нестійкість гірських порід, або заповнювача тріщин чи карстових порожнин.

Крім механічної, спостерігається і "хімічна суфозія", під якою розуміють процес вилугування солей з гірської породи, але це вже не власне суфозія, а один з видів хімічного вивітрювання.

Суфозія розвивається повільно (роки, десятки років), але розповсюджена широко і проявляється різноманітно.

Розвиток суфозії спостерігається при великих швидкостях фільтраційного потоку, який вимиває часточки і розмиває породу, або при значному гідродинамічному тиску: спочатку відбувається суфозія, а при подальшому зростанні гідродинамічного тиску приводиться в рух значна маса гірських порід.

Якщо в основі схилу є вихід водонасичених піщано-галечних порід і має місце суфозія, то щільність породи в результаті виносу дрібних частинок зменшується. Це може призвести до ущільнення порід під

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

навантаженням, у результаті чого можуть утворитися тріщини, заколи, порушується стійкість схилу, проявляються зсуви.

Суфозія може збільшити водопроникність порід, заповнювача тріщин і карстових пустот, що може активізувати карстові процеси, витрати води на фільтрацію під греблями.

І навпаки, суфозійні процеси можуть призвести до порушення нормальної роботи дренажних та фільтраційних споруд у результаті їх кальматації.

Як показують дослідження, суфозія розвивається в гірських породах при

$$K_n = \frac{d_{60}}{d_{10}} > 20 \text{ та при } I > 5.$$

Для визначення початкової швидкості потоку, за якої починається суфозія, користуються формулою Зіхарда:

$$V_{\text{поз}} = \frac{\sqrt{K_\phi}}{15}.$$

К.Терцагі, вивчаючи фільтраційну стійкість пісків, показав, що руйнування їх фільтраційним потоком можливе при градієнті:

$$I_p = (\rho_m - 1)(1 - n),$$

де: ρ_m – щільність мінеральної частини;

n – пористість.

Із сказаного можна зробити висновок про те, що при проведенні інженерно-геологічних вишукувань і прогнозу розвитку суфозії необхідно детально вивчати:

- неоднорідність гранулометричного складу порід, які є потенційно фільтраційно нестійкими;
- гідравлічні характеристики фільтраційного потоку;
- наявність умов для виносу дрібних частинок, тобто умов для розвантаження (вихід водоносних горизонтів на денну поверхню).

Для попередження розвитку суфозії, тобто для зменшення швидкостей та градієнтів фільтраційного потоку необхідно:

- зменшувати рівні ґрунтових вод, влаштовувати дренажні системи;
- влаштовувати протифільтраційні завіси;
- виконувати технічну меліорацію ґрунтів тощо.

Пливунами називається явище, що спостерігається при розробці котлованами та іншими виробками водонасичених дрібнозернистих пилуватих пісків, а саме їх опливання.

Швидкість опливання може бути катастрофічно великою, і це може призвести до зсувів та провалів.

У Петербурзі в 1974 р. при будівництві лінії метрополітену зона пливунів на глибині близько 80 м проходила способом заморожування. На одній з ділянок проморожування було виконано частково, і це призвело до прориву пливуну й утворення мульди на поверхні землі.

Пливунні ґрунти часто мають недостатню щільність і тому відрізняються слабкістю та ненадійністю як основа інженерних будівель та споруд.

Пливуні поширені досить часто і серед покривних, і серед корінних порід. Відомо багато випадків виявлення пливунів при проходці свердловин і котлованів у заплаві й першій надзаплавній терасі р. Дніпро. Залягають вони у вигляді шарів та лінз потужністю до 3–5 м.

У природних умовах при відкриванні гірськими виробками пливуні мають світло-сірий, зеленувато-сірий або синювато-сірий колір. На повітрі їхній колір змінюється, вони стають світлішими, жовтуватими в результаті окиснення закисних форм заліза та інших мінеральних сполук.

Пливунні породи, завантажені в самоскид глинами, перетворюються при перевезенні в однорідну масу, тобто пливуні схильні до тиксотропних перетворень.

При бурінні свердловин у пливунях утворюються пробки висотою до 10–15 м, в яких заклинюється бурильне обладнання, тому пливуні треба проходити швидко, без зупинок, дотримуючись певних правил.

У гранулометричному складі типових пливунів переважають тонкозернисті (0,1–0,05 мм), або дрібнозернисті (0,25–0,1 мм) піски, крім того, для них характерний високий вміст пилюватих фракцій (0,05–0,002 мм) і обов'язкова присутність глинистих часток (менше 0,002 мм). При цьому вміст пилюватих фракцій більше, ніж сума всіх піщаних фракцій, крім домінуючої.

Основна маса глинистої частини складається з глинистих мінералів групи гідрослюд чи каолініту, чи монтморилоніту, глауконіту, а також оксидів кремнезему та заліза.

Тонко- і дрібнозернисті частинки складаються із зерен кварцу з домішками польових шпатів та слюд.

Дослідження фізико-механічних властивостей пливунів у природному стані потребують спеціальних технічних засобів, а відбір монолітів та випробування не завжди доступні.

Результати досліджень указують, що пливуні мають низьку щільність (1,14–1,58 т/м³), підвищену пористість (36–58 %), підвищену вологоємність, незначну водопроникність та водовіддачу.

У природному стані кут відкосу $\varphi = 3-9^{\circ}$, а у висушеному стані $\varphi = 25-30^{\circ}$.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Схильність до текучості виявляється навіть при незначних величинах сили тяжіння, гідростатичного і гідродинамічного тиску.

Поняття про природу пливунності змінювалося з накопиченням експериментальних даних.

Терцагі К. (1933) пояснював пливунність винятково дією на ґрунти гідродинамічного тиску.

Лебедев А.Ф. (1935) прийшов до висновку, що явище пливунності пов'язано не тільки з гідродинамічним тиском, а й з особливостями гранулометричного складу ґрунтів.

Маслов М.М. (1959) вважав, що явище пливунності пов'язано не тільки з гідродинамічним тиском і особливостями гранулометричного складу, а також з особливостями їхніх властивостей і стану.

Радіна В.В. (1972) зробила відкриття про вплив мікроорганізмів на пливунні властивості. Мікроорганізми впливають на мінеральний склад, дисперсність, структуру та напружений стан.

Невідоме раніше явище утворення пливунів являє собою накопичення бульбашок газоподібних продуктів життєдіяльності мікроорганізмів у водонасиченому дисперсному ґрунті, що приводить до підвищення тиску в рідкій фазі ґрунту і є енергетичним фактором рухливості ґрунту.

У випадках необхідності будівництва інженерних споруд на ділянках поширення пливунів потрібно проводити детальні інженерно-геологічні дослідження, при яких вивчаються:

- глибина, умови залягання, склад і стан пливунних гірських порід, а також особливості перекриваючих та підстеляючих гірських порід;
- геоморфологічні умови ділянки поширення пливунів, місця виходів пливунних порід на денну поверхню на схилах, відкосах, в ярах;
- склад та фізико-механічні властивості, особливо щільність та ступінь прояву тиксотропних властивостей, водовіддача та водопроникність;
- гідрогеологічні особливості ділянки, тобто глибина залягання рівня підземних вод, наявність напірних вод, напори, напрямок ґрунтового потоку тощо.

При проходці пливунних порід застосовуються спеціальні заходи, у тому числі:

- проходка за допомогою спеціального кріплення, яким випереджають забій;
- проходка за допомогою спеціальних щитів і при підвищеному тиску повітря;
- проходка пливунних порід після заморожування їх до -20°C .

11.6. Процеси і явища, пов'язані з дією сил гравітації на схилах

З дією сил гравітації на схилах пов'язані зсуви, обвали, осипи, снігові лавини та інші процеси і явища.

Зсувом називається маса гірських порід, що сповзла чи сповзає вниз по схилу або відкосу під впливом сили тяжіння, гідродинамічного тиску, сейсмічних та деяких інших сил.

Зсуви руйнують схили і відкоси (штучні схили), змінюють їхні обриси, створюють специфічний зсувний рельєф, зсування проходить по одній або декільком поверхням ковзання.

Зсуви дуже різноманітні за розмірами, масштабом, видом зміщення мас гірських порід, причинами порушення їхньої рівноваги, динамікою розвитку процесу та іншими ознаками.

Кожен зсув створює певну зсувну ділянку, яка займає частину схилу та місцевості, що до нього прилягає, інколи на високих схилах зсуви виникають на різних висотах, створюючи два і більше ярусів.

Природні схили і відкоси мають певний ступінь стійкості, при порушенні рівноваги проходить зміщення мас гірських порід. Якщо після цього причини зміщення усунено частково, зсув розвиватиметься далі до моменту врівноваження сил зсувних та утримуючих.

Будівництво споруд та експлуатація їх у районах поширення або можливого утворення зсувів є складною проблемою. Найбільше проблем виникає при будівництві лінійних об'єктів (магістральних трубопроводів, доріг, комунікацій) у зсувонебезпечних гірських районах. Так, наприклад, при прокладанні трас магістральних трубопроводів через Карпати вибирається з декількох той варіант траси, де зсувів менше і захисні заходи виконати простіше, враховується при цьому і вартість труб та іншого обладнання, і складність будівельних робіт, і небезпека екологічного забруднення, і багато інших факторів.

Багатовіковий досвід показує, що зсуви – це грізне і часто грандіозне геологічне явище, об'єм тіла зсуву інколи досягає 200–300 млн м³ (Вайонт – 240 млн м³).

Зсувні ділянки відрізняються певними морфометричними особливостями. Маса гірських порід, що сповзає, створює тіло зсуву, механізм руху тіла зсуву буває різним. У випадках, коли сповзає блок чи блоки гірських порід, зсув називається структурним. Пластичними називаються зсуви, які нагадують переміщення в'язкої рідини. У природних умовах можна спостерігати перехідні і комбіновані типи зсувів (рис. 28).

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Поверхня, по якій проходить відрив зсувних мас та сповзання їх, називається поверхнею ковзання. Зсуви можуть мати одну або декілька поверхонь ковзання, що визначає складність їхньої будови і структуру.

Форма поверхні ковзання в однорідних породах частіше плавновгнута, близька до круглоциліндричної; у неоднорідних породах вона визначається поверхнею корінних порід, межею вивітрілих порід, поверхнею шару чи прошарків ґрунту, поверхнею тріщин тощо.

Місце виходу поверхні ковзання на денну поверхню у верхній частині схилу називається вершиною, а в нижній частині – підосвою.

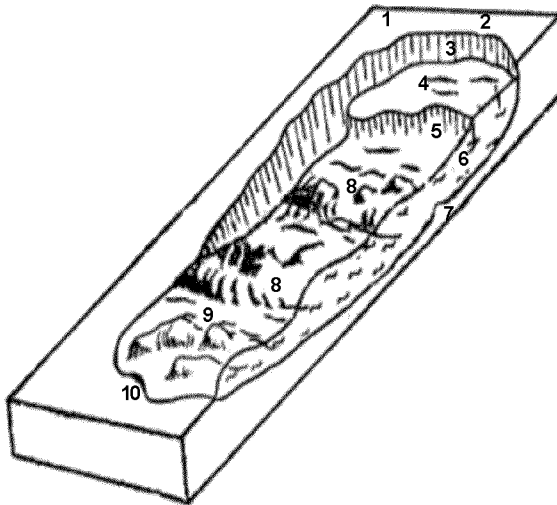


Рис. 28. Будова зсуву:

1 – зсувний цирк; 2 – бровка головного уступу; 3 – уступ головний; 4 – вершина зсуву; 5 – уступ внутрішній; 6 – тіло зсуву; 7 – поверхня ковзання; 8 – нерівності рельєфу поверхні (вали, бугри та ін.); 9 – тріщини поперечні та поздовжні; 10 – підосва зсуву

Утворення зсуву, як правило, починається з утворення тріщин відриву у верхній частині схилу, у результаті зміщення по цих тріщинах утворюється в рельєфі головний уступ висотою до кількох метрів; утворюється також зсувний цирк – виїмка на схилі, що має вигляд амфітеатру.

У плані зсуви можуть мати різні обриси: циркоподібні, фронтальні та глетчероподібні (рис. 29).

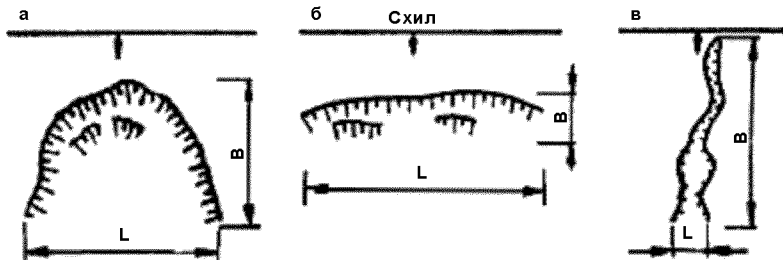


Рис. 29. Форми обрисів зсувів у плані:
а – циркоподібний; б – фронтальний; в – глетчероподібний

Важливою особливістю морфології зсувних ділянок є водопрояв у різних формах. Джерела підземних вод з'являються в різних зонах, а накопичення води в западинах призводить до утворення мочажин, заболочення території, інколи утворені джерела підземних вод характеризуються значним дебітом.

Зсуви відрізняються значною різноманітністю за розмірами, віком, будовою, причинами, механізмом та динамікою процесу. Відповідно і класифікацій зсувів запропоновано дуже багато. Для прикладу розглянемо класифікації, що висвітлюють головні риси й особливості зсувів.

Павлов А.П. поділив зсуви на деляпсивні (зсковзні) і детрузивні (штовхаючі). Ємельянова Е.П. запропонувала декілька класифікацій, у тому числі за геологічними умовами зародження зсувів: у горизонтальних шарах гірських порід, по нахилених поверхнях послаблення і зсуви у поверхневих утвореннях; за формою в плані зсуви поділяє на прості і складні. Саваренський Ф.П. за особливостями місцезнаходження поверхні ковзання поділяє зсуви на асеквентні (по поверхні ковзання зміщуються однорідні ґрунти), інсеквентні (поверхню ковзання перетинаються декілька шарів ґрунтів) і консеквентні (поверхня ковзання збігається з поверхнею корінних порід). Ломтадзе В.Д. поділяє зсуви на структурні, пластичні й структурно-пластичні.

У межах кожного схилу або відкосу обов'язково діють зсувні зусилля, обумовлені гравітаційним полем Землі, але для порушення рівноваги мас гірських порід і відповідно до реалізації дії зсувних сил необхідні певні причини. Найчастіше головними причинами утворення зсувів є:

- збільшення крутизни схилу чи відкосу при підрізаннях їх, підробці та вимиванні;

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

- послаблення міцності порід унаслідок зміни фізичного стану при зволоженні, набуханні, розпушуванні, вивітрюванні, зміні природного складу;
- дія гідростатичних та гідродинамічних сил на гірські породи, що приводить до розвитку фільтраційних деформацій: суфозії, випору, переходу в пливунний стан;
- зміни напруженого стану гірських порід у бортах річкових долин, бортах кар'єрів тощо;
- зовнішні дії: завантаження схилу, динамічні й сейсмічні коливання тощо.

Крім конкретних причин порушення рівноваги мас гірських порід на схилах, утворенню і розвитку зсувів сприяють певні природні й штучні умови, а саме:

- кліматичні особливості району;
- гідрологічний режим водоймищ та річок;
- рельєф місцевості;
- геологічна будова схилів та відкосів;
- сучасні та новітні тектонічні рухи та сейсмічні явища;
- гідрогеологічні умови району;
- розвиток супутніх екзогенних процесів та явищ;
- особливості фізико-механічних властивостей гірських порід;
- інженерна діяльність людини.

Для захисту територій від руйнування зсувами, надання їм та розташованим на них будівлям і спорудам стійкості та забезпечення нормальних умов експлуатації найчастіше застосовуються наступні заходи:

- регулювання поверхневого стоку;
- дренажування водонасичених гірських порід;
- перерозподіл мас гірських порід на схилах;
- захист від розмивання схилів і подошви схилів;
- закріплення мас гірських порід підпирними та анкерними спорудами;
- штучне поліпшення властивостей гірських порід;
- лісомеліоративні роботи;
- профілактичні заходи (спостереження за динамікою розвитку зсуву, виділення охоронних зон, спостереження за роботою протизсувних заходів, проведення додаткових заходів).

При виборі заходів треба керуватися такими міркуваннями:

- заходи вибираються відповідно до основної причини зсування, яку треба виявити;
- ефективність заходів досягається на основі детального вивчення геологічної будови, структури зсуву, умов залягання поверхні ковзання і положення водоносних горизонтів;

- стабілізація зсуву досягається при застосуванні комплексу заходів;
- вибір оптимального варіанта комплексів захисних заходів здійснюється з обґрунтуванням технічної можливості виконання та економічної доцільності.

Осипи, обвали, снігові лавини

Осипи – це накопичення, які утворюються при скатуванні по схилу уламків гірських порід різних розмірів: від дресви до великого каміння при переважанні щебенистих фракцій скельних порід. Характерною особливістю осипів є їхня рухливість. При накопиченні щебеню до такого стану, коли кут відкосу осипу стає більшим, ніж кут природного відкосу, властивий матеріалу, що його складає, осип зміщується і рухається доти, поки в результаті природного зменшення кута відкосу встановлюється рівновага. Рух осипів може посилюватися під впливом землетрусів і зливових дощів. За своїми розмірами та формами осипи бувають досить різноманітні.

Осипи розвиваються на крутих схилах, як правило, крутизною більше 40° , де відслонюються корінні породи. У нижній частині схилу осипи утворюють суцільні конуси, довжиною до 50–80 м. Кут відкосу осипу та розмір уламків залежать від складу, будови та ступеня вивітрілості гірських порід, на яких утворюється осип.

Осипи в пухких піщаносуглинистих відкладах відрізняються від осипів у скельних породах тим, що вони утворюють суцільний шлейф уздовж схилу завдовжки до 2,0–2,5 км, розчленований лише окремими промоїнами.

За ознакою рухливості осипи поділяються на діючі, затухаючі та нерухомі. Діючі осипи оголені й позбавлені будь-якої рослинності, затухаючим властивий слабкий розвиток рослинності, нерухомі осипи повністю задерновані й можуть бути вкриті лісом. Осипи в пошаровому перерізі переміщуються з різною швидкістю; швидкість верхнього шару може досягати 1 м/рік і більше, нижніх шарів – значно менше.

Визначення швидкості руху осипів може бути проведено за величиною коефіцієнта рухливості осипи:

$$K = \frac{\alpha}{\varphi},$$

де: α – кут поверхні осипи, а φ – кут природного відкосу уламкового матеріалу.

Швидкість руху осипів важливо знати для розробки заходів боротьби з ними. При будівництві гірських доріг невеликі й навіть середні осипи

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

пи можна розчистити та закріпити на деякий час за допомогою фашин, шпунтів та іншими способами.

Обвали – це відокремлення маси гірських порід на крутому схилі з кутом більше кута природного відкосу, що відбувається внаслідок втрати стійкості схилу під впливом різноманітних факторів (вивітрювання, ерозії, абразії тощо).

Обвали являють собою різновид гравітаційного руху гірських порід без участі води, хоч вона все ж таки сприяє їх виникненню, тому обвали найчастіше проявляються в періоди дощів і танення снігу. Виникненню обвалів сприяють також сейсмічні поштовхи, підривні роботи та інші види діяльності людини.

Можливість виникнення обвалів визначається особливостями схилів, міцністю гірських порід та наявністю в підніжжі схилів обвальних накопичень. Обвали часто виникають на схилах, порушених тектонічними процесами та процесами вивітрювання. Розмір окремих блоків, що відриваються від масиву, становить в алевролітах 1–1,5 м, у гранітах, гнейсах, пісковиках – 3–5 м, у базальтах до 15 м у поперечнику.

Дальність падіння уламків гірських порід при обвалах залежить від багатьох факторів, у тому числі від висоти і крутизни схилу.

Небезпека обвалів оцінюється з двох позицій:

- як пряма загроза населеним пунктам та окремим інженерним спорудам;
- як можливість загачування річок та утворення озер, які у випадку прориву можуть затопити навколишню місцевість.

У природних умовах спостерігаються і катастрофічні обвали, об'ємами мільйони і мільярди кубічних метрів. Один з таких обвалів стався в 1911 р. на Памірі, тут у результаті обвалу 2,2 млрд м³ порід і загачування річки утворилося Сарезьке озеро довжиною 80 км і глибиною до 500 м. Таким же шляхом утворилося озеро Ріца на Кавказі.

Боротьба з обвалами дуже складна, тому заходи з попередження обвалів залежно від масштабу процесу, як правило, зводяться до:

- проведення інженерно-геологічних спостережень та виявлення небезпечних ділянок, проведення профілактичних робіт;
- штучне закріплення тріщинуватого масиву (цементація, використання скріпів);
- спорудження підірних та уловлювальних стінок тощо;
- обвалювання небезпечних ділянок за допомогою вибухових пристроїв.

Сніговими лавинами називають раптові падіння або сповзання значних мас снігу вниз по крутих схилах.

Матеріалом для лавин є сніг, який накопичується, як правило, протягом одного зимового періоду, кількість кам'яного матеріалу в лавині незначна і становить частки відсотків.

Особливістю лавин є те, що, проносячись схилом, покритим снігом, лавини весь час збільшуються у своєму об'ємі та прискорюють свій рух, цим пояснюється значна руйнівна сила снігових лавин.

Рух снігових лавин починається, як правило, на схилах крутизною більше 22° (Г.К.Тушинський, 1970), але трапляються випадки, коли сніг у вигляді фірну утримується на схилах крутизною більше 55° , і навпаки, рух мокрого снігу починається при ухилах у 15° .

Значна кількість снігу ще не є обов'язковою умовою утворення лавини, необхідно, щоб сніг був для цього "підготовлений". Так, підготовка відбувається в результаті перекристалізації снігу при його сублімації. Процес перекристалізації, а у зв'язку з цим розпушування снігу, особливо інтенсивно відбувається в нижній частині снігового покриву, оскільки підйом парів іде від нижніх шарів до верхніх унаслідок різниці температур на 25°C і більше.

Виділяються різні типи процесів перекристалізації снігу й пов'язані з ними типи лавин: кавказький, хібінський і сибірський.

Кавказький тип лавин характеризується тим, що в потужній товщі снігу різниця температур у нижніх і верхніх шарах доходить до 20°C (при температурі біля землі близько 0°C). Проходить інтенсивний рух парів і сублімація снігу, у нижній частині (потужністю 60–70 см) сніг стає пухким, а доверху сніг ущільнюється у зв'язку з утворенням глибинного інею. Виникають так звані "сухі" лавини з пухкішого, ніж звичайно, снігу.

Хібінський тип лавин характеризується відсутністю суворих зим і утворенням глибинного інею. Лавини утворюються в основному після завірюх.

Сибірський тип визначається великими і довгочасними морозами, у результаті чого проходить інтенсивна перекристалізація снігу при значному послабленні нижнього шару снігу. Великих снігопадів не трапляється. Тому виникають тільки сухі лавини високо в горах.

За характером руху виділяються три типи лавин: снігові лавини, лоткові та стрибаючі лавини.

Снігові лавини зісковзують з поверхні крутих і трав'янистих схилів. Частіше снігові лавини мають місце на південних схилах, де сковзання свіжого снігу йде по насту, утвореному раніше.

Лоткові лавини рухаються певними улоговинами на схилі, у підніжжі схилу утворюється конус виносу.

Стрибаючі лавини "роблять стрибок" з ділянки схилу, іноді прямо до дна долини.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Усі три типи снігових лавин можуть призвести до значних руйнувань, людських жертв та великих матеріальних збитків. Ще більші руйнування від снігових лавин спостерігаються в тому випадку, коли до них приєднуються гірські льодовики.

Снігові лавини дуже небезпечні й при падінні у водосховища. Вони призводять до утворення великих хвиль, що переливаються через греблю, руйнування греблі.

Під час руху лавини виникають руйнування також і від потужної хвилі повітря, що супроводжує сповзання лавини.

11.7. Процеси і явища, пов'язані з внутрішніми силами Землі

Землетруси – це катастрофічно швидкі, практично миттєві струси земної поверхні, пов'язані з процесами всередині земної кори. Час від часу в окремих ділянках земної кори у зв'язку з глибинними фізичними і хімічними процесами, що тут відбуваються, виникають дуже великі напруження. Вони можуть бути викликані зближенням або розходженням окремих плит земної кори, а також вертикальними зміщеннями деяких блоків. Накопичуючись упродовж певного відрізка часу, напруження врешті-решт розряджаються шляхом стрімких і миттєвих переміщень ділянок земної кори. Землетруси мають осередок (гіпоцентр) – ділянки, де на глибинах звичайно від декількох кілометрів до декількох десятків кілометрів напруження накопичуються. Від цих осередків пружні хвилі розповсюджуються до земної поверхні, викликаючи більш-менш сильні коливання її та руйнування. Проекція осередку (гіпоцентру) на поверхню Землі називається епіцентром землетрусу.

Землетруси є одним з найспустотливіших стихійних лих для людини. Вони небезпечні не тільки руйнівною силою, але й несподіваністю свого прояву, тому що невідомо ні місця ні часу виникнення сейсмічно-го поштовху.

Територіально землетруси приурочені до сейсмічно активних зон, які є областями молодшої альпійської складчастості, та іншими зонами перебування земної кори.

Історія знає дуже багато прикладів катастрофічного прояву землетрусів. Так, у 1755 р. в районі м. Лісабон у результаті землетрусу на місці набережної утворилася затока глибиною до 200 м, загинуло більше 50 тис. жителів, зруйновано близько 15 тис. будівель. У 1923 р. в Токіо землетрус зруйнував більше 127 тис. будівель і призвів до загибелі більше 150 тис. жителів; і взагалі в Японії за останні 1500 років зафіксовано більше 2 мпн

землетрусів, з них сильних – 233. У 1948 р. відбувся Ашхабадський землетрус силою до 10 балів, у земній корі утворилися тріщини довжиною до 100 м і шириною 0,5 м, відбувся зсув з амплітудою до 1,9 м. У 1949 р. в Таджикистані землетрус силою до 10 балів став причиною зсуву об'ємом близько 800 млн м³. У результаті Ташкентського землетрусу 1966 р. силою до 9 балів загинуло більше 600 тис. осіб. У 1971 р. в штаті Каліфорнія в результаті землетрусу силою до 11 балів загинуло близько 20 тис. осіб і утворилося близько 1000 зсувів. У 1988 р. у Вірменії (Спітак) десятки тисяч людей загинуло, зруйновано цілий ряд населених пунктів. Можна наводити ще сотні прикладів прояву цих грандіозних сил природи, які приносять людству незліченні біди і горе.

На земній кулі можна виділити дві найактивніші тектонічні зони, в яких землетруси дуже часті й сильні. Це так звані Тихоокеанська і Середземноморська трансазіатська тектонічні зони. До першої зони віднесені: Камчатка, Куріли, Японія, Тайвань, Філіппіни, Індонезія, Нова Гвінея, Анди, Мексика, Кордильєри, Аляска, Алеутські острови. До другої зони належать: Піренеї, Апенніни, Альпи, Карпати, Балкани, Мала Азія, Крим, Кавказ, Памір, Гіндукуш, Гімалаї.

Руйнівний ефект будь-якого землетрусу визначається енергією, яка вивільняється, глибиною його осередку (гіпоцентру), амплітудою і періодом сейсмічної хвилі, відстанню від епіцентру, геологічними, геоморфологічними, гідрогеологічними, інженерно-геологічними та іншими факторами. Для визначення й оцінки землетрусу потрібно розглянути деякі окремі характеристики цього складного процесу.

Причини землетрусів, види землетрусів. Основні й найсильніші землетруси пов'язані з коливальними рухами земної кори і приурочені до тектонічно активних поясів і зон. Такі землетруси називають *тектонічними* (залежно від глибини осередку – плутонічні). Деяко менші за своїми енергетичними характеристиками (відносно) землетруси *вулканічні*, причиною яких є сучасна вулканічна діяльність. З великими обвалами в горах, у карстових печерах тощо пов'язані землетруси *денудаційні*. Їхній вплив найчастіше носить місцевий характер. *Техногенні* землетруси пов'язані з інженерно-господарською діяльністю людини (вибухові роботи).

За глибиною положення гіпоцентру землетруси розділяють на:

- мілкофокусні – з глибиною гіпоцентру 3–10 км;
- середньофокусні – з глибиною гіпоцентру 10–20 до 40 км;
- глибокофокусні – з глибиною гіпоцентру 40–100 до 600–650 км.

За повторністю землетруси поділяються на чотири розряди:

I – відбуваються один раз у 3–30 років;

II – відбуваються один раз у 30–300 років;

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

III – відбуваються один раз у 300–3000 років;

IV – відбуваються один раз у 3000–30000 років.

При вивченні землетрусів дуже важливо встановити умови їх виникнення і характер збуджувальних сил у земній корі, які безпосередньо викликають сейсмічні поштовхи. У своїй основі сейсмічний поштовх – явище механічне. Він утворюється в результаті вивільнення енергії при розриві пластів порід під дією тектонічних сил. Вважається, що спочатку з ростом напружень відбувається однорідне розтріскування породи. Коли концентрація тріщин у деякому об'ємі досягає критичної величини, тріщиноутворення лавинно наростає і стягується у вузьку зону майбутнього головного розриву. Взаємодія двох чи декількох великих тріщин руйнує бар'єр міцності породи, що ще залишався, і відбувається "розпорювання" магістрального розриву. Напруження миттєво скидається, виникає пружна віддача – розправлення стиснутих порід, що породжує пружні хвилі, які розповсюджуються в усі боки від місця розриву. Коливальні рухи часток середовища, що виникають в осередку землетрусу, розповсюджуються в товщах гірських порід літосфери і в цілому всередині Землі у вигляді *сейсмічних* хвиль. За видом деформацій сейсмічні хвилі поділяються на поздовжні, поперечні й поверхневі; а за характером розповсюдження на прямі, відбиті, заломлені тощо.

Поздовжні хвилі (їх ще називають хвилями стискання і розтягування) характеризуються максимальною швидкістю розповсюдження (від 2–5 до 8 км/с); переносять найбільші запаси енергії; це хвилі об'ємні – вони змінюють об'єм середовища; коливання часток середовища при цьому відбувається в напрямку, що збігається з напрямком хвилі (незалежно від стану середовища).

Поперечні хвилі – викликають зміну елементів середовища без зміни його об'єму; це хвилі зсуву і кручення; коливальні рухи часток відбуваються перпендикулярно до напрямку руху хвилі; розповсюджуються вони тільки у твердому середовищі зі швидкістю в 1,7–1,8 рази меншою за швидкість поздовжніх хвиль.

Поверхневі хвилі – утворюються при виході поздовжніх і поперечних хвиль на поверхню Землі. Це звичайні хвилі тяжіння, які викликають деформування поверхні Землі.

При проходженні пружних хвиль через границі розділу середовища в ньому виникають вторинні хвилі – відбиті, заломлені і т. ін. Вони розповсюджуються з меншими швидкостями, ніж хвилі, що їх породили, і несуть незначний запас енергії. Отже, сейсмічні поштовхи можна розглядати як гармонійні коливання, які виявляються за допомогою спеціальних приладів – сейсмометрів і сейсмографів. Ці прилади маятникового типу і встановлю-

ють на сейсмічних станціях. Сейсмограф дозволяє визначити амплітуду і період коливання і записати їх у вигляді сейсмограми.

Зіставляючи записи різних сейсмічних станцій з урахуванням географічних координат станцій, можна визначити і нанести на карту епіцентр землетрусу.

Силу землетрусів оцінюють по-різному. Так, існує дванадцятибальна шкала Інституту фізики Землі РАН і MSK-64, де кожному струсу (балу) присвоєно свою назву (слабке, сильне, руйнівне, катастрофічне тощо) і дана характеристика тих пошкоджень, що викликані цими землетрусами. Крім того, силу струсу (кожного балу) оцінюють ще і максимальним відносним зміщенням сферичного пружного маятника сейсмометра (ГОСТ 6249-52) – x_0 , або величиною сейсмічного прискорення – a , що являє собою зміщення часток породи на поверхні Землі за одиницю часу, і яке визначається аксельрометром:

$$a = A - \frac{4\pi^2}{T^2}, \text{ мм/с}^2,$$

де A – амплітуда коливання сейсмічної хвилі, мм;

T – період коливання, с².

Оцінюють силу землетрусів за коефіцієнтом сейсмічності (струсу) K :

$$K = \frac{a}{g},$$

де a – сейсмічне прискорення; g – прискорення сили тяжіння. Виражають коефіцієнт сейсмічності в частках одиниці або у відсотках.

Об'єктивнішою характеристикою землетрусу є його енергетична оцінка, тобто оцінка кількості енергії, що виділяється при землетрусі:

$$E = \rho^2 r V \left(\frac{A}{T} \right)^2,$$

де: ρ – щільність гірських порід; V – швидкість розповсюдження сейсмічної хвилі; A – амплітуда коливання; T – період коливання. Енергія землетрусу (E) оцінюється в ергах або джоулях (1 джоуль = 10 ергів). Величина енергії руйнівних землетрусів досягає 10^{12} – 10^{13} джоулів, а катастрофічних – 10^{17} – 10^{20} Дж. На практиці частіше користуються не величиною енергії (E), а логарифмом цієї величини $K = \lg E$. Показник K прийнято вважати характеристикою енергетичного класу землетрусу; для слабких землетрусів він близько 0, а для катастрофічних – 18–20.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Енергію, яка вивільняється в центрі землетрусу, оцінити дуже важко, а тому у світовій практиці, прийнятій нині, її оцінюють умовною енергетичною характеристикою, яку називають *магнітудою* (M):

$$M = \lg \frac{A}{A^*} = \lg A - \lg A^*,$$

де: A – максимальна амплітуда зміщення часток гірської породи, визначеної за сейсмограмою для даного землетрусу на умовній відстані 100 км від епіцентру, мкм; A^* – амплітуда зміщення часток гірської породи при еталонному (стандартному) дуже слабкому землетрусі, мкм.

Величина магнітуди змінюється від 0 до 9 (8,8). Існує спеціальна шкала магнітуд – шкала Ріхтера. Експериментально встановлено, що при $M = 0$ енергія землетрусу може досягати 10^5 Дж; для катастрофічних ($M = 8,8$) енергія сягає 10^{18} – 10^{20} Дж.

Через магнітуду можна визначити енергетичний клас землетрусу:

$$\lg E = 12 + 1,8M = K.$$

Залежність між шкалою магнітуд і міжнародною дванадцятибальною шкалою виражається формулою:

$$M = 1,3 + 0,6F,$$

де F – бал міжнародної шкали.

Як правило, землетруси силою 1–5 балів не мають практично негативних наслідків. Землетруси силою 6 і більше балів вимагають більш точної оцінки їхньої інтенсивності, а також використання спеціальних заходів при проектуванні й будівництві.

Інтенсивність прояву землетрусів значною мірою залежить не тільки від енергії струсу, але й від цілого ряду природних і антропогенних факторів. Вирішальну роль відіграє склад і фізичний стан гірських порід. Якщо прояв землетрусу в гранітах взяти за еталон, то в гравелістичних ґрунтах сейсмічність зросте в 1,5 рази; у глинистих – в 1,2–2,1 рази. Крім того, сейсмічність території підвищується при водонасиченні гірських порід, при глибині підземних вод 0–1 м сейсмічність підвищується на 1 бал; при глибині 1–4 м – на 0,5 бала; при глибині більше 10 м не підвищується.

Суттєву роль у формуванні інтенсивних коливань на поверхні Землі при землетрусах відіграє положення відносно певних елементів. Так, при описуванні наслідків катастрофічних землетрусів відмічаються факти значного підвищення руйнівної дії на споруди, які розміщувались на підвищених останцях кристалічних порід, ізольованих горбах, на крутих схилах гір, ярів і на урвистих берегах. Експериментальні дані для однієї з ділянок куполоподібного підвищення, складеного вулканогенними туфами, показали, що збільшення амплітуди зміщення і швидкості коливання часток від основи до вершини купола зростають у 6–8 разів. У більш розчленованій місцевості

зростає можливість схилових процесів. На зміну сейсмічності територій суттєво може впливати і наша господарська діяльність. Так, при обводненні гірських порід (нагнітання води у свердловини), або їх осушенні чи зниженні пластового тиску відбувається зміна природного напруженого стану порід, що звичайно відображається на сприйнятті цими породами тих додаткових напружень, які виникають при землетрусах.

З метою врахування сейсмічності територій при різних видах інженерно-господарської діяльності для території земної кулі в цілому і для окремих більш обмежених, але досить значних за розмірами ділянок, складено карти сейсмічної активності, виконано сейсмічне районування з урахуванням сейсмічної активності в балах від 6 до 9 (наприклад, для Криму (рис. 30).

При вирішенні різних практичних завдань, пов'язаних з проектуванням і будівництвом міст, окремих будівель, виникає необхідність в уточненні сейсмічності кожної конкретної території залежно від складу й умов залягання порід, їхніх фізико-механічних властивостей, розповсюдження тектонічних порушень, глибини залягання підземних вод. З цією метою виконується мікросейсмічне районування, результатом якого є карти масштабів 1:10000 (рідше 1:25000). Уточнення сейсмічної активності територій можна виконувати різними методами, безпосередньо спостерігаючи за коливаннями гірських порід (зміщення і т. ін.).

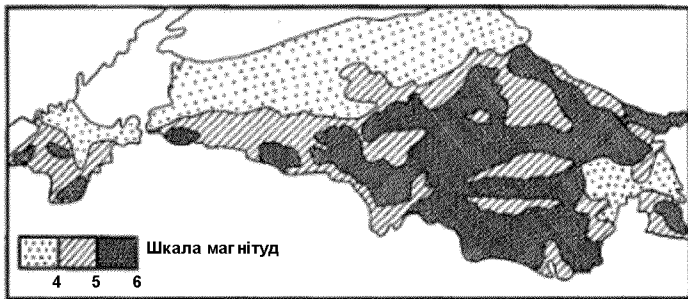


Рис. 30. Сейсмічне районування Криму та Кавказу

Важливим моментом у вивченні сейсмічних явищ є їх прогноз. Під прогнозом землетрусів ми розуміємо встановлення місця, часу і сили прояву. У вирішенні питань визначення місця прояву землетрусу та його сили на сьогоднішній день досягнуто певні успіхи, а передбачення часу – це ще проблема. У практиці прогнозування землетрусів склалися два напрями, це:

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

- комплекс геодезичних, геофізичних, геохімічних досліджень геологічного середовища сейсмічноактивних районів;
- накопичення даних реєстрації землетрусів та статистична обробка їх.

Враховуючи ту небезпеку, яку несуть у собі сейсмічно активні території для різних видів господарської діяльності людей, при дослідженнях і будівництві в таких районах слід дотримуватися цілого ряду принципів, основними з яких будуть:

- проведення мікросейсмічного районування для уточнення приросту бальності й виконання розрахунків споруд з урахуванням сейсмічних сил;
- вибір оптимальної ділянки або траси споруди, на які найменше впливають сейсмічні поштовхи;
- рекомендації різних заходів, направлених як на поліпшення несучої спроможності, міцності й стійкості ґрунтових основ, так і на збільшення опору споруд діям на них інерційних сил, які збуджуються сейсмічними поштовхами;

При виборі оптимальних умов для розміщення майбутньої споруди потрібно:

- уникати ділянок, складених пухкими обводненими або водонасиченими ґрунтами;
- уникати ділянок з різкорозчленованим рельєфом і в районах розвитку схилкових або карстових процесів;
- фундаменти багатопверхових споруд слід робити заглибленими шляхом улаштування підвальних приміщень;
- великі території, які забудовуються, ретельно планувати і розділяти їх смугами зелених насаджень, бульварів, широких вулиць і площ;
- траси трубопроводів, доріг, ЛЕП прокладати подалі від урвистих схилів або місць тектонічних порушень;
- схили виїмок і насипів більше 4 м необхідно робити пологішими ніж розрахункові.

12. Інженерно-геологічні процеси і явища

Між фізико-геологічними та інженерно-геологічними процесами є багато спільного і багато відмінного. Відмінності полягають, у першу чергу, у тому, що в більшості випадків інженерно-геологічні процеси відрізняються від природних:

- значно більшою інтенсивністю виявлення;
- швидшим проходженням у часі;
- різноманітнішим характером у певній природній обстановці.

Ці процеси, як правило, приурочені до ділянок будівництва або охоплюють території в безпосередній близькості до них. Інженерно-геологічні процеси часто накладаються на природні геологічні й можуть активізувати їх або сприяти затуханню. Мало схожості ми спостерігаємо між процесами, які відбуваються в штучних підземних виробках, і обвалюванням склепіння карстових печер; між перетворенням берегів водосховищ і природних водойм; процесами ущільнення порід у ґрунтовій основі споруд і процесами накопичення осадових і літифікації гірських порід тощо. На характеристиці таких процесів ми і зупинимось.

Ущільнення гірських порід в основі споруд

У природних умовах напружений стан масивів гірських порід визначається природним тиском, який дорівнює:

$$\text{для однорідної товщі} - \sigma_g = \gamma H ;$$

$$\text{для шаруватої товщі} - \sigma_g = \sum_i^n \gamma_i h_i .$$

При будівництві споруд на масив гірських порід передається додаткове навантаження (створюється додаткове напруження), яке викликає ущільнення порід на деяку глибину (у межах так званої активної зони). Величина таких додаткових навантажень від споруд коливається від часток до десятків мегапаскалів, що може викликати досить суттєві деформації.

Осідання земної поверхні під дією додаткового навантаження називається *осадкою*. Осадка – це зовнішній прояв внутрішніх деформацій в геологічному середовищі при навантаженні спорудами. За своїм механізмом ці деформації можуть бути трьох видів: пружні, структурні й структурно-адсорбційні. Пружні деформації характерні в основному для нетріщинуватих скельних порід і виражаються в переміщенні вузлів кристалічної решітки в мінералах, що складають гірську породу. Вони, як правило, невеликі, зворотні й практичне значення можуть мати тільки для великих концентрованих навантажень (греблі, мостові переходи, вежі та ін.). Це можна бачити з наведеного прикладу:

Греблі	Породи основи	Висота, м	Тиск, МПа	Осадка, мм
Нурекська ГЕС	пісковики, алевроліти	300	0,5	125
Братська ГЕС	трапи, пісковики, алевроліти	125	2,9	72
Усть-Ілімська	трапи	102	2,0	45
Фонтана (США)	кварцити	146	3,5	59

Структурні деформації обумовлені переміщенням твердих часток породи в напрямку тріщин і пор, які їх розділяють. Це призводить до

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

зменшення об'єму масиву і зростання його щільності. Цей вид деформації характерний для тріщинуватих і пухких порід (піски).

Структурно-адсорбційні деформації пов'язані як із зміною товщини водяних плівок на контактах між частками гірської породи, так і з переміщенням самих часток відносно одна одної. Найбільше значення цей вид деформацій має для глинистих порід.

Осадку споруди можна визначити методом пошарового підсумовування ущільнення окремих шарів, виходячи з уявлення про лінійно-деформований простір:

$$S = \beta \sum_i^n \frac{\sigma_{pi} h_i}{E_i},$$

де: σ_{pi} – додатковий тиск i -го шару; h_i – потужність i -го шару; E_s – модуль деформації; n – кількість шарів; β – безрозмірний коефіцієнт роботи фундаменту (0,8).

У практиці будівництва найчастіше зустрічаються випадки нерівномірного деформування, а отже, й осадок, які для окремих типів споруд можуть бути допустимі тільки в певних межах. Часто, оцінюючи природну основу, ми ведемо розрахунок за гранично допустимою величиною її деформування. При цьому під гранично допустимою величиною деформації природної основи розуміють таку величину деформування, яка призводить до порушення умов експлуатації надфундаментної будівлі.

Іноді тиск на природну основу буває настільки великим, порівняно з міцністю породи, що порода руйнується і видавлюється з під фундаменту – явище випирання ґрунтів (приклад з Трансконським елеватором, Канада).

Природний напружений стан гірських порід змінюється також при проходці виїмок. При цьому:

- знижується природне навантаження на масив, що сприяє розущільненню порід;
- у дні й відкосах котлованів, кар'єрів відслонюються породи, для яких можуть інтенсифікуватися процеси вивітрювання;
- порушуються умови поверхневого і підземного стоків тощо.

Зменшення природного навантаження викликає зміну структури, щільності гірських порід. Зовнішнім проявом розущільнення глинистих порід може служити підйом дна виїмки, тобто процес розущільнення часто супроводжується *набуханням*.

У результаті розущільнення скельних порід часто відбувається розкриття тріщин, збільшуються об'єм, водо- і газопроникність.

Особливий напружений стан масивів гірських порід формується при проходці в них гірничих виробок. Розрахунок стійкості стелі (покрівлі) й стін, закладеної в товщі порід гірничої виробки, пов'язаний з визначенням напруженого стану гірських порід, який створюється під час проходки гірничої виробки і носить назву *гірничого тиску*. Раніше вважалося, що гірничий тиск дорівнює вазі порід, які залягають над виробкою. Потім були висунуті гіпотези про розвантажувальну арку тиску, про консольну плиту (балку) та ін. У 1900 р. М.М.Протод'яконов запропонував гіпотезу про склепіння природної рівноваги, згідно з якою над виробленим простором формується склепіння природної рівноваги, яке має форму параболи. Величина тиску на стелю (кріплення) оцінюється вагою гірської породи, що знаходиться всередині цього склепіння (рис. 31).

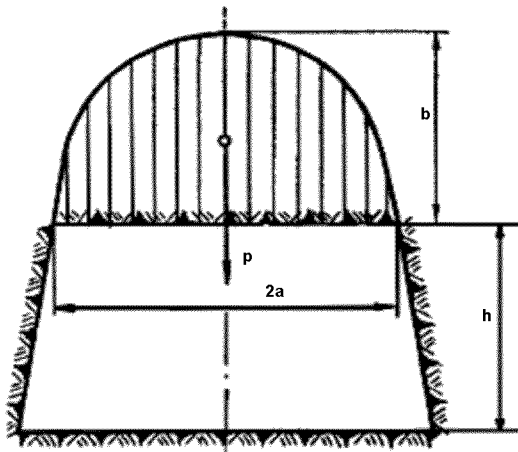


Рис. 31. Схема для визначення гірничого тиску за М.М.Протод'яконовим

$$P = \frac{4}{3} ab\gamma ,$$

де: a – проріз виробки по стелі, м; $b = \frac{a}{f_{кр}}$ – висота склепіння для тер-

рміну до 1 року; $b = \frac{2a}{f_{кр}}$ – висота склепіння для терміну більше 1 року;

$f_{кр}$ – коефіцієнт міцності, за Протод'яконовим, змінюється в межах від 0,3 до 20; γ – щільність гірської породи.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

У подальшому професором Цимбаревичем було доведено, що ця формула справедлива тільки для порід з певною міцністю (пісковики, сланці тощо). У менш міцних породах при визначенні ширини склепіння слід враховувати розміри призми обрушення, яка утворюється під кутом внутрішнього тертя φ , тоді:

$$a_1 = a + h \operatorname{ctg} \frac{90 + \varphi}{2}.$$

Значний внесок у вирішення питання гірничого тиску зроблено В.Д.Слесарьовим, К.В.Руппенейтом, М.І.Розовським, А.Салустовичем, Ж.С.Єржановим.

Крім розрахунків, за емпіричними формулами гірничий тиск можна оцінювати за:

- абсолютною величиною деформацій елементів гірничої виробки, що визначаються шляхом точних маркшейдерських замірів (нівелювання);
- відносним зміщенням окремих елементів, яке визначається з допомогою телескопічної штанги, обладнаної масштабною лінійкою з мм-шкалою;
- величиною відносного зміщення, заміряним безпосередньо за допомогою механічних, гідравлічних динамометрів та тензометрів.

Коли величина гірничого тиску перевищує міцність гірських порід, над виробленим простором не тільки формується склепіння природної рівноваги, але й відбувається руйнування гірських порід на значну відстань від виробки, або і на всю потужність товщі порід, що перекривають виробку. Це явище називається *зрушення* гірських порід. Основні види зрушення можуть бути у вигляді: прогинання; обвалювання; зсування по нашаруванню; видавлювання і пластичне розтікання.

Після завершення процесу зрушення в товщі гірських порід у загальному випадку спостерігаються такі зони: зона прогинання; тріщинувата зона й зона обвалювання (обрушення).

Якщо зрушення гірських порід відбувається на всю товщу, що перекриває гірничу виробку, і досягає денної поверхні, відбувається процес зрушення поверхні землі і формується *мульда зрушення*, глибина і розміри якої залежать від розмірів виробленого простору, глибини закладання виробки, від характеру гірських порід над виробленим простором.

Зміна напруженого стану гірських порід відбувається не тільки при розкритті масивів гірничими виробками, кар'єрами, будівельними котлованами, але й при експлуатації великих водозаборів, розробці нафтових і газових родовищ. При цьому відбувається осушення значних товщ гірських порід, або зниження пластового тиску, що призводить до

ущільнення порід, а в багатьох випадках до осідання поверхні землі. Такі явища спостерігаються на водозаборах Токіо та Осаки (18–50 см/рік); Мехіко – з 1880 р. до 1960 р. осідання поверхні на окремих ділянках досягло 7–8 м.

На нафтових родовищах Каліфорнії, у районі Грозного, на Апшеронському півострові, родовищах Західного Сибіру спостерігаються осідання поверхні землі від 0,5 до 2,5 м.

Враховуючи розміри таких деформацій та їх нерівномірність у просторі, при складанні проектів освоєння таких територій обов'язково потрібно враховувати можливість прояву їхнього негативного впливу на майбутні споруди.

З інженерно-геологічних явищ потрібно відмітити так звану "збуджену" *сейсмічність*. Причиною такого явища, на думку багатьох дослідників, є різні види інженерно-господарської діяльності, які змінюють напружено-деформований стан гірських порід і сейсмічність верхньої частини земної кори. У першу чергу сюди відноситься:

- будівництво в гірсько-сейсмічних областях глибоких водосховищ (Нурекське, Інгурське, Саянське тощо);
- інтенсивний видобуток нафти і газу зі зниженням пластового тиску підземних вод;
- закачування під великим тиском на значні глибини промислових стоків і вод при розробці нафтових родовищ;
- виконання потужних підземних і наземних вибухів різного призначення.

Найдієвішим фактором виникнення збуджених землетрусів можливо є зниження міцності масивів гірських порід по розломах і зонах ослаблення в результаті зростання порово-тріщинного тиску при передачі напору від водосховища і відносне збільшення тангенціальних напружень. Будівництво водосховищ, закачування води в глибокі свердловини і вибухи активізують землетруси, але збуджена сейсмічність знімає частину напружень у земній корі і тим самим запобігає або відсуває появу максимального руйнівного землетрусу. Якщо достовірно встановити природу, механізм і закономірності розвитку збуджених землетрусів, то з'явиться можливість активного контролю й управління процесами росту напружень, визначатимуться шляхи і методи найраціональнішого режиму їх розвантаження.

Що стосується переформування берегів водосховищ, то ми їх розглянули раніше.

3. ОСНОВНІ ЗАВДАННЯ І ВИДИ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ ТА ІНЖЕНЕРНО- ГЕОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Кінцевим продуктом будь-яких гідрогеологічних та інженерно-геологічних досліджень, який використовують проектувальники, будівельники, експлуатаційники, а також самі гідрогеологи та інженер-геологи на наступних етапах відповідних робіт, є гідрогеологічна та інженерно-геологічна інформація. Як і будь-який виробничий процес, гідрогеологічні та інженерно-геологічні роботи виконуються за певними правилами, які регламентуються методичними та нормативними документами. Розробкою і дослідженнями правил і прийомів таких робіт займаються наукові напрямки – методика, відповідно, гідрогеологічних або інженерно-геологічних досліджень. Методика гідрогеологічних чи інженерно-геологічних досліджень являє собою систему знань про завдання, методи і технологію вивчення геологічного *середовища*, яке вміщує підземні води, а також взаємодію з спорудами і будівельними роботами, в зв'язку з його раціональним використанням і вирішенням екологічних проблем. Методика розглядає питання і методи отримання та обробки відповідної інформації. В своєму розвитку методика безперервно вдосконалюється при накопиченні досвіду. Різноманітність і складність гідрогеологічних і інженерно-геологічних умов виключає повну стандартизацію методів досліджень. Створити всеохоплюючу методологію досліджень – обов'язкове. Необхідно визначити принципово напрямки і головні питання програми досліджень. Завжди потрібний творчий підхід в обґрунтуванні видів, об'ємів та послідовності виконання дослідних робіт.

13. Гідрогеологічні дослідження

Гідрогеологічні дослідження проводяться з метою вивчення поширення підземних вод у товщі земної кори, визначення умов їх живлення, руху і розвантаження, встановлення типів підземних вод, їх якісного складу і ресурсів, а також вивчення їхнього режиму для визначення розрахункових гідрогеологічних параметрів. При цьому оцінюються перспективи практичного використання підземних вод або можливості боротьби з їхнім негативним впливом на господарську діяльність. Основними видами гідрогеологічних досліджень є гідрогеологічна зйомка, розвідувальні та дослідні роботи, режимні спостереження.

Гідрогеологічна зйомка є комплексним видом досліджень, що вирішує такі питання: поширення та умови залягання підземних вод; умови живлення, руху і розвантаження; ресурси підземних вод; якість підземних вод; перспективи використання. Залежно від вивченості району і поставлених завдань гідрогеологічна зйомка виконується в різному масштабі: дрібно-масштабна 1:1000000 – 1:500000; середньомасштабна 1:200000 – 1:100000; великомасштабна 1:50000 – 1:25000 і більше. Зйомочні роботи виконуються в три періоди: підготовчий – вивчення архівних і фондкових матеріалів, складання проекту досліджень і формування робочої групи; польовий – основний період виконання всіх запроектованих робіт; камеральний – завершальна обробка матеріалів польових досліджень і складання технічного звіту з необхідними графічними додатками (карти, розрізи, схеми, графіки тощо).

Польові дослідження охоплюють великий комплекс спостережень, зміст і об'єми яких залежать від цільового завдання, складності геологічної будови, гідрогеологічних особливостей територій і т. ін. Основними спостереженнями є звичайно гідрогеологічні, які ведуться за всіма природними виходами підземних вод, а також місцями розкриття їх свердловинами, колодзями та іншими виробками. Це дає можливість судити про наявність підземних вод у даному районі, про кількість водонесних горизонтів, їхній взаємозв'язок, якісний склад підземних вод, їхній дебіт і т. ін.

Для одержання гідрогеологічних параметрів, необхідних для розв'язання певних гідрогеологічних завдань, виконуються дослідні роботи. Основними методами досліджень будуть: метод дослідних відкачок, метод наливів у шурфи, метод наливів і нагнітань у свердловини, ви-

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

значення напрямку руху і дійсної швидкості руху підземних вод тощо. Дослідні відкачування є одним з основних видів польових гідрогеологічних досліджень. Залежно від цільового призначення і методики їх проведення відкачки поділяють на пробні, дослідні й дослідно-експлуатаційні. Пробні відкачки проводяться протягом 2–7 змін з окремих свердловин при одному зниженні рівня. Проводяться ці відкачки, як правило, з усіх гідрогеологічних свердловин, і їх результати використовують для попередньої оцінки дебіту свердловини і водозбагаченості водоносного горизонту.

Дослідні відкачки проводять з окремих свердловин і кущів свердловин (одна центральна і декілька спостережних), а також з групи свердловин. Окремі відкачування проводять в основному для визначення залежності дебіту свердловин від зниження рівня і для визначення коефіцієнта фільтрації в процесі попередніх гідрогеологічних досліджень. При проведенні кущових відкачок кількість кущів та їх розміщення визначаються ступенем однорідності водоносного горизонту, граничними умовами і цільовим призначенням відкачок. Дослідні відкачки проводять при декількох зниженнях рівня води залежно від цільового призначення самої відкачки і складності гідрогеологічних умов. Так, наприклад, при визначенні залежності між дебітом і зниженням відкачування проводять при 2–3 зниженнях.

Дослідно-експлуатаційні відкачки необхідні для визначення стійкості дебіту і якості підземних вод протягом певного часу. Ці відкачки проводять при максимальному дебіті, близьких до експлуатаційних. Тривалість їх досягає одного-двох, а іноді й декількох місяців. Усі дані відкачування фіксуються в журналах відкачування, зокрема статичні й динамічні рівні води в центральній і спостережних свердловинах, а також витрати.

При проведенні будь-яких відкачок слід обов'язково обробляти одержані результати безпосередньо на місці проведення робіт. Обробка ця полягає в побудові графіків коливання рівнів води в часі, графіків залежності дебіту від зниження, графіків залежності знижень рівня води в спостережних свердловинах від дебіту в центральній свердловині. За цими графіками перевіряють правильність ведення відкачування. Наприклад, якщо крива залежності дебіту від зниження має вигляд кривої I або кривої II, зображених на рис. 32, то відкачування ведеться правильно, якщо ж має вигляд кривої III, то відкачка проводиться неправильно. У цьому випадку потрібно з'ясувати причини, що призвели до помилки, а потім повторити відкачку.

Розрахунки коефіцієнтів фільтрації ґрунтуються на теорії припливу води до свердловин. Наприклад, визначення коефіцієнта фільтрації за

даними відкачки з окремої досконалої свердловини у випадку напірного сталого руху підземних вод здійснюється за формулою:

$$K = \frac{0,366Q \lg \frac{R}{r_0}}{mS},$$

де: Q – витрата свердловини, м³/добу;

S – зниження рівня, м;

m – потужність водоносного горизонту, м;

R – радіус впливу свердловини, м;

r_0 – радіус свердловини, м.

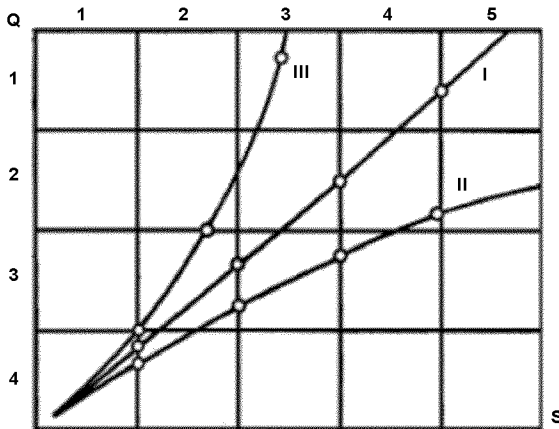


Рис. 32. Графік залежності між дебітом Q і зниженням рівня S у дослідній свердловині

Для визначення коефіцієнтів фільтрації порід зони аерації користуються методами наливів у шурфи. Серед таких методів слід назвати: метод А.К.Болдирева; метод Г.М.Каменського; метод Н.С.Нестерова. Суть методів наливу полягає у визначенні коефіцієнта фільтрації за кількістю води, що фільтрується через певну площу за певний час.

З метою вивчення умов живлення підземних вод на різних ділянках їх розповсюдження; умов дренавання, напрямку і швидкості руху підземних вод та закономірності зміни їх у часі; вивчення взаємозв'язку окремих елементів режиму підземних вод, а також особливостей ре-

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

жимоутворюючих факторів; вивчення закономірностей зміни режиму під впливом діяльності людини тощо проводяться *режимні* спостереження. Стационарні режимні спостереження ведуться гідрогеологічними режимними станціями, які організуються іноді як тимчасові (при будівництві водосховищ, каналів, меліоративних систем і т. ін.) і постійнодіючі. Пунктами для спостережень є свердловини і джерела. Спостереження проводяться з певною частотою, яка визначається конкретними завданнями.

Одним із важливих завдань, що вирішується при розв'язанні питань водопостачання, розробки родовищ корисних копалин, зрошення та інших, є *оцінка запасів підземних вод*. При цьому розрізняють *природні* запаси та *експлуатаційні*. Під природними запасами розуміють кількість води у водоносному горизонті в природних, не порушених експлуатацією водозаборів, умовах. Експлуатаційні запаси – це кількість води, яку можна одержати раціональними в техніко-економічному відношенні водозабірними спорудами при заданому режимі експлуатації та при якості води, що задовольняє вимоги протягом усього розрахункового терміну роботи водозабору. Гідрогеологічною основою для вирішення питань оцінки запасів, як правило, є дані гідрогеологічної *розвідки*, хоч на добре вивчених ділянках може бути достатньо даних та пошукових робіт і навіть архівних та літературних джерел.

14. Інженерно-геологічні дослідження

Метою будь-яких інженерно-геологічних досліджень є вивчення природних (у тому числі й геологічних) умов району або ділянки розміщення споруди для отримання необхідних вихідних даних, які б забезпечили розробку технічно правильних і економічно найдоцільніших рішень при проектуванні та будівництві. Основні завдання інженерно-геологічних досліджень зводяться до:

- обґрунтування технічної можливості й економічної доцільності будівництва в даному районі;
- порівняння можливих варіантів розміщення об'єктів, що проектується;
- обґрунтування компонування будівель і споруд на вибраному варіанті;
- обґрунтування розрахункових схем взаємодії основ і споруд;
- проведення авторського нагляду за виконанням будівельних робіт.

Для вирішення цих питань потрібно володіти достатньою інженерно-геологічною інформацією. Методи отримання такої інформації мо-

жуть бути найрізноманітніші – практично це майже всі методи геологічного вивчення з використанням геофізичних методів, а також ще цілий ряд спеціальних інженерно-геологічних лабораторних і польових випробовувань. Методи отримання інженерно-геологічної інформації на практиці комплектуються в окремі *види* інженерно-геологічних досліджень. Відповідно до СНиП II-9-78 це будуть:

- збирання, аналіз і узагальнення матеріалів попередніх робіт;
- інженерно-геологічна рекогносцировка;
- інженерно-геологічна зйомка;
- інженерно-геологічна розвідка;
- інженерно-геологічне випробовування.

Кожен з цих видів досліджень відрізняється не тільки складом робіт, але й їхнім об'ємом, методикою досліджень, приладами, обладнанням і, природно, детальністю і достовірністю оцінки умов проектування та будівництва. Таким чином, кожен з цих видів досліджень може вирішувати тільки певне коло питань, пов'язаних з проектуванням.

Практика проектування різних видів споруд показує, що економічно вигідно і технічно доцільніше виконувати проектування споруд не відразу, а поступово, уточнюючи конструкцію, необхідні матеріали, способи виконання робіт та їхню вартість. У нас прийнята система *стадійного* проектування, схема якого встановлюється для кожного виду будівництва. Кожна така стадія передбачає досягнення певної мети, якій підпорядковані й інженерно-геологічні дослідження, що забезпечують проєктантів вихідними матеріалами про природні умови. Стадійність же взагалі – це практичне втілення одного з основних принципів розвідувальних робіт – принцип послідовного наближення, введеного в практику геологорозвідувальних робіт В.М.Крейтером. Основна суть його – поступове нарощування знань про розвідуваний об'єкт. Наприклад, гідротехнічне будівництво виконується в чотири стадії: схема комплексного використання річки (СКВР); стадія техніко-економічного обґрунтування (ТЕО); стадія технічного проєкту (ТП); стадія робочого проєкту (РП). Для цивільного будівництва буде своя схема, яка включає: стадію схеми районного планування; стадію генерального плану; стадію проєкту детального планування; стадію проектування окремих споруд, яка може бути виконана в одну стадію (техноробочий проєкт) або в декілька стадій (техніко-економічне обґрунтування, технічний проєкт, робочий проєкт).

Основою для постановки інженерно-геологічних досліджень є технічне завдання, яке повинно включати такі дані:

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

- місце розташування об'єкта, його призначення, стадії проектування, коротку характеристику основних параметрів;
- передбачувану глибину закладання фундаменту і підземних частин будівель;
- випробування ґрунтової основи методами статичних і динамічних навантажень;
- перелік документації і матеріалів, які необхідно видати, точність і достовірність інформації;
- необхідні будівельні матеріали;
- терміни і порядок представлення звітних матеріалів – поетапних і в цілому по об'єкту;
- особливі умови.

До технічного завдання додаються топома матеріали (карти, плани) з показом контурів об'єкта.

Відповідно до технічних завдань складається програма (проект) інженерно-геологічних досліджень; узгоджується із замовником і затверджується керівником дослідної організації.

Іноді для вирішення поставлених завдань достатньо архівних, фондових або літературних даних. Якщо їх замало – вони можуть бути доповнені даними інженерно-геологічної рекогносцировки (зйомки, розвідки).

Інженерно-геологічна *рекогносцировка* – це комплексний метод обстеження місцевості з метою отримання даних про основні риси її інженерно-геологічних умов. Це основний вид досліджень для ТЕО, а також для техніко-економічного порівняння варіантів. Проводиться вона з допомогою маршрутів, які намічаються після попереднього огляду території (аеровізуального, аерофотозйомки тощо). Виконується рекогносцировка в три періоди: підготовчий – отримання техзавдання, збирання матеріалів попередніх досліджень, складання проекту досліджень, організація робочої групи; польовий – проводиться описування всіх елементів геологічного середовища за маршрутами. Основними документами є польова книжка і маршрутна карта; під час камерального періоду складається заключний звіт про інженерно-геологічні умови вивченої території, який включає схематичну інженерно-геологічну карту з колонкою і розрізами та записку.

Інженерно-геологічна зйомка проводиться з метою площинної оцінки інженерно-геологічних умов і вирішує питання пошуку найсприятливіших у геологічному відношенні місць для розміщення споруд. Форма-

льно ми розглядаємо зйомку як комплексний метод наукового пізнання в натурних умовах: геологічної будови, підземних вод, історії геологічного розвитку, фізико-геологічних процесів; який передбачає оцінку сучасного стану території й прогноз його зміни для обґрунтування раціонального будівництва та експлуатації інженерних споруд; використання території, включаючи заходи з охорони навколишнього середовища. На основі матеріалів зйомки вирішуються питання:

- попередньої оцінки стану території та орієнтовного прогнозу зміни інженерно-геологічних умов під впливом природних і техногенних факторів;
- постановки і раціонального проведення детальніших досліджень;
- урахування регіональних особливостей геологічного середовища, які губляться на обмежених територіях;
- встановлення законів екстраполяції та інтерполяції даних детальних досліджень на ключових ділянках на всю територію;
- виявлення в першому наближенні причин деформації інженерних споруд і ефективності захисних заходів.

Склад робіт, які виконуються під час проведення інженерно-геологічної зйомки, масштаб зйомки визначаються проектом (програмою) досліджень з урахуванням складності інженерно-геологічних умов і типу споруд, що проектується, відповідно до нормативних документів з інженерно-геологічних досліджень. За масштабом інженерно-геологічні зйомки поділяють на:

- дрібномасштабні (оглядові) – 1:500000 і дрібніші;
- середньомасштабні – 1:200000 – 1:100000;
- великомасштабні – 1:50000 – 1:25000;
- детальні – 1:10000 і більші.

Виконуються зйомочні роботи в три періоди: підготовчий, польовий і камеральний. Зміст *підготовчого періоду* зводиться до отримання технічного завдання, збирання матеріалів попередніх років, складання проекту зйомочних робіт, організаційно-технічних заходів. *Польовий період* починається з описування місцевості за маршрутами, які намічаються по можливості вхрест простягання шарів гірських порід і основних структурно-тектонічних ліній. Основою для інженерно-геологічної зйомки служать пункти спостережень, кількість яких змінюється залежно від масштабу зйомки, категорії складності інженерно-геологічних

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

умов, а також від наявності геологічної основи даної території необхідного масштабу. Точки (пункти) спостережень наносять на карту інструментально або візуально (опорні – інструментально). Дані маршрутного обслідування дають можливість намітити місця розташування картувальних виробок. Паралельно можуть виконуватися геофізичні дослідження (ВЕЗ, ЕП та ін.), а далі – бурові, гірничопрохідницькі роботи, польові й лабораторні дослідження ґрунтів, стаціонарні спостереження, обстеження стану будівель і споруд. Вибір того чи іншого способу проведення зйомки і визначення в кожному конкретному випадку раціонального комплексу польових методів залежить від конкретних ландшафтно-геологічних умов району робіт, його вивченості, технічної оснащення організації, умов прохідності території, термінів виконання робіт і т. ін.

Камеральний період розпочинається ще в полі, де проводиться поточна обробка матеріалів польових досліджень. Після завершення польових робіт виконується остаточна обробка польових і лабораторних досліджень, складаються необхідні карти, розрізи, графіки, схеми і технічний *звіт* про виконані інженерно-геологічні дослідження.

Інженерно-геологічна *розвідка* також являє собою комплексний вид інженерно-геологічних досліджень, які проводяться в межах сфери взаємодії споруди і геологічного середовища на завершальних етапах досліджень з метою отримання детальної інформації про інженерно-геологічні умови ділянки будівництва, а саме кількісних вихідних даних для розрахунків основ і фундаментів споруд і прогнозу зміни геологічного середовища в процесі будівництва й експлуатації. Основними завданнями інженерно-геологічної розвідки є:

- вивчення геологічної будови досліджуваної території, гідрогеологічних умов, фізико-геологічних процесів і т. ін.;
- визначення фізико-механічних властивостей ґрунтів;
- виділення в розрізі інженерно-геологічних елементів як основних структурних одиниць інженерно-геологічної моделі;
- встановлення узагальнених, нормативних та розрахункових значень показників фізико-механічних властивостей ґрунтів відповідно до виділених інженерно-геологічних елементів;
- складання розрахункової схеми або інженерно-геологічної моделі ґрунтової основи споруди;

- вибір раціональних методів боротьби з небезпечними фізико-геологічними та інженерно-геологічними процесами і явищами.

Методична послідовність виконання розвідувальних робіт може бути такою: у *підготовчий період* проводиться аналіз матеріалів, складається проект розвідувальних робіт, встановлюються межі взаємодії споруди з геологічним середовищем, вибирається система інженерно-геологічної розвідки; під час *польового* періоду виконуються польові й лабораторні дослідження, до складу яких входять проходка гірничих і бурових виробок, геофізичні дослідження, дослідно-фільтраційні роботи, польові й лабораторні дослідження властивостей ґрунтів, режимні та стаціонарні спостереження, спеціальні роботи; *камеральний* період передбачає остаточну обробку матеріалів, складання інженерно-геологічної моделі основи, формулювання висновків про інженерно-геологічні умови ділянки, розробку рекомендацій проектантам і будівельникам.

При проектуванні розвідувальних робіт дуже відповідальним питанням є вибір *системи* інженерно-геологічної розвідки, яка являє собою просторову схему розміщення точок виконання передбачених проектом досліджень. Раціональне розміщення виробок при інженерно-геологічній розвідці не тільки забезпечує правильні й точні оцінки і прогнози, але й значною мірою впливає на вартість досліджень, терміни їх виконання. Тому при виборі схеми розміщення розвідувальних точок та її параметрів слід керуватися такими принципами:

- відповідності розміщення розвідувальних точок (гірничо-бурових виробок) поставленій меті (проектується дорога, гребля, місто і т. ін.);
- попереднього складання робочої гіпотези про інженерно-геологічні умови місцевості;
- поступового згущення мережі розвідувальних виробок.

За детальністю вивчення і точністю оцінки інженерно-геологічних умов, а також за тими завданнями, що вирішуються, інженерно-геологічна розвідка може бути попередньою, детальною і розвідкою в процесі будівництва.

Попередня розвідка включає роботи з простеження й оконтурювання однорідних в інженерно-геологічному відношенні ділянок території, яка вибрана для будівництва, виявлення небезпечних фізико-геологічних та інженерно-геологічних процесів і явищ.

М.М.Костюченко, В.С.Шабатин

Детальна розвідка включає уточнення результатів попередньої розвідки з остаточним оконтурюванням інженерно-геологічних елементів, визначення нормативних та розрахункових значень показників властивостей ґрунтів.

Розвідка в процесі будівництва направлена на виявлення зміни інженерно-геологічних умов, перевірку правильності інженерно-геологічних прогнозів, спостереження за виконанням технічних умов будівництва (геотехнічний нагляд).

Інженерно-геологічне випробовування гірських порід є процесом виявлення складу, стану та інженерно-геологічних властивостей гірських порід, які складають природні основи споруд або тіла земляних споруд. Проводиться випробовування на всіх стадіях і етапах інженерно-геологічних досліджень з метою характеристики складу, стану і властивостей порід з підвищенням детальності при переході на пізніші стадії досліджень. Виконуються випробовування шляхом відбору зразків ґрунтів і подальшого вивчення їхніх властивостей різними методами (лабораторними, польовими), а також шляхом вивчення цих властивостей в природних умовах (на місці залягання ґрунтів). Завершенням процесу випробовування є систематизація, узагальнення експериментальних даних і визначення нормативних (розрахункових) показників фізико-механічних властивостей ґрунтів. З цією метою широко застосовуються математичні методи.

Крім загальних положень методики інженерно-геологічних досліджень, при проведенні розвідувальних робіт для конкретного виду будівництва потрібно враховувати ще низку специфічних вимог, які визначаються саме даним видом будівництва: його масштабами, характером взаємодії з геологічним середовищем, конструктивними особливостями, особливостями експлуатації тощо. Існують ряд методичних і нормативних документів, які регламентують порядок проведення інженерно-геологічних досліджень для всіх масштабних видів будівництва (гідротехнічного, меліоративного, цивільного, шляхового, підземного та ін.). Завдання, види і методи інженерно-геологічного вивчення основ споруд будуть суттєво відрізнятися залежно від ґрунтів, що їх складають, гідрогеологічних умов, типу, параметрів і конструкції споруд, а також від стадії проектування. На першій стадії, коли принципово вирішується вибір конкретної ділянки розміщення споруди, конструкції її підземної частини і тип фундаменту, основним завданням

є вивчення інженерно-геологічного розрізу ґрунтової основи, встановлення кількості й положення рівнів водоносних горизонтів і визначення у вигляді узагальнених показників (за даними лабораторних випробувань, геофізичних досліджень і нормативних довідників) фізико-механічних і фільтраційних властивостей ґрунтів. На стадії робочого проекту основними питаннями будуть:

- детальне вивчення літологічного розрізу основи, деформаційних властивостей кожного шару на рівні розрахункових показників і розмірів зони додаткових напружень;
- вивчення опору зсуву ґрунтів у випадку виконання розрахунків стійкості споруди за несучою здатністю;
- визначення фільтраційних властивостей порід, оцінка водопритливів у котловани;

- оцінка зміни деформаційних і міцнісних властивостей ґрунтів при розкритті їх котлованами і під впливом водовідливу, а також прогноз процесів випору дна і деформації схилів з видачею рекомендацій про найраціональніші з інженерно-геологічного погляду методи виконання будівельних робіт.

Для обґрунтування розрахунків осадок і зсувових деформацій споруд породи ґрунтової основи вивчаються методом натурних досліджень. У всіх натурних фільтраційних і геомеханічних експериментах для прогнозу різних явищ у будівельних котлованах слід створювати умови, найбільш наближені до реальних умов у період будівництва та експлуатації споруд.

ВИСНОВКИ

Таким чином, у цьому підручнику розглянуто основи дуже важливих у забезпеченні розвитку багатьох галузей народного господарства наук – гідрогеології та інженерної геології. Значення підземних вод і гідрогеологічних досліджень на сучасному етапі розвитку промисловості і сільського господарства, коли зростає потреба поліпшення забезпечення водою великих промислових центрів і комплексів, реконструкції та вдосконалення меліоративних систем, забезпечення раціональних методів видобутку корисних копалин тощо все більше зростає. Забір великої кількості води, що перевищує експлуатаційні запаси, може призвести до її виснаження. Останніми роками значного поширення набули процеси якісного виснаження підземних вод, яке відбувається через їх забруднення під впливом діяльності людини. Нераціональне використання і значне виснаження підземних вод може призвести в деяких районах до водного голоду. Тому питання охорони підземних вод набуває особливо великого значення, правильне розв'язання якого буде сприяти подальшому розвитку народного господарства.

Не менш актуальним питанням сьогодення є питання оцінки геологічного середовища з позиції впливу його на інженерно-господарську діяльність людини. Інженерна геологія саме з цих позицій і вивчає геологічне середовище і його динаміку, тобто інженерно-геологічні умови в природній і в зміненій людиною обстановці. Інженерно-геологічні дослідження забезпечують необхідними даними обґрунтування проектів різних видів будівництва, а також інженерних та інших заходів як щодо захисту території і геологічного середовища від негативного впливу інженерних споруд і будівельних робіт, так і для забезпечення стійкості їх в умовах небезпечного чи несприятливого впливу геологічних процесів. Питання ці вирішуються тільки при одночасному аналізі взаємодії геологічного середовища зі спорудами під час будівництва та экс-

плуатації їх. Вирішення таких теоретичних і практичних завдань покликана забезпечити методика інженерно-геологічних досліджень з допомогою різних натурних, експериментальних і аналітичних робіт і відповідних узагальнень, які виконуються цілеспрямовано і в мінімально необхідних видах і об'ємах, постадійно, у певній послідовності у зв'язку з проектуванням, будівництвом, експлуатацією, інженерним і екологічним захистом територій, споруд, земель, міст, родовищ корисних копалин та інших об'єктів від небезпечних геологічних процесів.

ЛІТЕРАТУРА

- Бондарик Г.К.* Общая теория инженерной (физической) геологии. – М., 1981.
- Бондарик Г.К.* Методика инженерно-геологических исследований. – М., 1986.
- Биндеман Н.Н., Язвин Л.С.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. – М., 1970.
- Богомолов Г.В.* Гидрогеология с основами инженерной геологии. – М., 1975.
- Дашко Р.Е.* Механика горных пород. – М., 1987.
- Дэвис С., Де Уист Р.* Гидрогеология. – М., 1970.
- Емельянова Е.П.* Основные закономерности оползневых процессов. – М., 1972.
- Жернов І.Є., Солдак А.Г.* Меліоративна гідрогеологія. – К., 1972.
- Заруба К., Менцл В.* Инженерная геология. – М., 1979.
- Золотарев Г.С.* Инженерная геодинамика. – М., 1983.
- Золотарев Г.С.* Методика инженерно-геологических исследований. – М., 1990.
- Климентов П.П.* Методика гидрогеологических исследований. – М., 1961.
- Климентов Н.А., Богданов Г.Я.* Общая гидрогеология. – М., 1977.
- Лебедев А.В.* Изучение режима и баланс грунтовых вод по стационарным наблюдениям. – М., 1951.
- Ломтадзе В.Д.* Инженерная геология. – Л., 1977.
- Максимович Г.А.* Основы карстоведения. – Пермь, 1963–1969. – Т. 1, 2.
- Нейштадт Л.И., Пирогов И.А.* Методы инженерно-геологического изучения трещиноватых горных пород. – М., 1969.
- Овчинников А.М.* Общая гидрогеология. – М., 1955.
- Овчинников А.М.* Минеральные воды. – М., 1963.
- Попов И.В.* Инженерная геология. – М., 1959.
- Розовский Л.Б., Зелинский И.П.* Инженерно-геологические прогнозы и моделирование. – Одесса, 1975.
- Руденко Ф.А., Попов О.Є.* Гідрогеологія. – К., 1975.
- Саваренский Ф.П.* Инженерная геология. – М., 1939.
- Седенко М.В.* Основы гидрогеологии и инженерной геологии. – М., 1979.
- Сейсмическое районирование территории СССР.* – М., 1980.
- Сергеев Е.М.* Инженерная геология. – М., 1982.
- Силин-Бекчурин А.И.* Динамика подземных вод. – М., 1965.
- Фролов А.Ф., Коротких И.В.* Инженерная геология. – М., 1983.
- Шагоянц С.А.* Типы горизонтальной и вертикальной зональности артезианских вод в бассейнах различных структур и факторы, определяющие их. – К., 1961.
- Щеголев Д.И., Толстихин Н.И.* Подземные воды в трещиноватых породах. – М., 1939.

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА	3
ВСТУП	5
1. ОСНОВИ ГІДРОГЕОЛОГІЇ	11
1. Вода в природі.....	11
1.1. Кругообіг води.....	11
1.2. Вологість повітря	12
1.3. Атмосферні опади	13
1.4. Випаровування	13
1.5. Поверхневий та підземний стік	14
2. Фізичні та водно-фізичні властивості гірських порід.....	15
2.1. Види води в гірських породах	15
2.2. Гранулометричний склад гірських порід	19
2.3. Пористість гірських порід.....	23
2.4. Водно-фільтраційні властивості гірських порід.....	23
3. Фізичні властивості підземних вод.....	25
4. Хімічний склад підземних вод	29
5. Походження та принципи класифікації підземних вод	33
6. Основні типи підземних вод	37
6.1. Верховодка	37
6.2. Ґрунтові води	38
6.3. Напірні (артезіанські) води	44
6.4. Тріщинні води	48
6.5. Карстові води.....	50
6.6. Підземні води багаторічної мерзлоти	52
7. Формування підземних вод та основні закони їхньої динаміки	55
7.1. Формування основних типів підземних вод	55
7.2. Види руху підземних вод	57
7.3. Основні закони фільтрації.....	58
7.4. Швидкість фільтрації підземних вод, визначення швидкості та напрямку руху.....	60
7.5. Визначення водопритливості до водозабірних споруд.....	61
2. ОСНОВИ ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ	65
8. Інженерно-геологічні умови.....	65
8.1. Поняття інженерно-геологічних умов.....	65
8.2. Основні фактори формування інженерно-геологічних умов.....	66

9. Основні типи ґрунтів та фактори формування їхніх інженерно-геологічних властивостей	69
10. Фізико-технічні властивості ґрунтів та їхні показники	75
10.1. Фізичні властивості ґрунтів	76
10.2. Водно-фізичні властивості ґрунтів	78
10.3. Фізико-механічні властивості ґрунтів	81
11. Фізико-геологічні процеси і явища	86
11.1. Процеси і явища, пов'язані з кліматичними факторами	88
11.2. Процеси і явища, пов'язані з діяльністю вітру	95
11.3. Процеси і явища, пов'язані з діяльністю поверхневих вод	98
11.4. Процеси і явища, пов'язані з діяльністю поверхневих та підземних вод	113
11.5. Процеси і явища, пов'язані з діяльністю підземних вод	122
11.6. Процеси і явища, пов'язані з дією сил гравітації на схилах	126
11.7. Процеси і явища, пов'язані з внутрішніми силами Землі	133
12. Інженерно-геологічні процеси і явища	140
3. ОСНОВНІ ЗАВДАННЯ І ВИДИ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ ТА ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ	146
13. Гідрогеологічні дослідження	147
14. Інженерно-геологічні дослідження	150
ВИСНОВКИ	158
ЛІТЕРАТУРА	160

Навчальне видання

КОСТЮЧЕНКО Микола Миколайович
ШАБАТИН Віктор Степанович

ГІДРОГЕОЛОГІЯ ТА ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ

Підручник

Редактор Л.Воронцова

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"



Підписано до друку 19.01.05. Формат 60x84^{1/16}. Вид. № 112. Гарнітура Agial. Папір офсетний.
Друк офсетний. Наклад 100. Ум. друк. арк. 8,37. Обл.-вид. арк. 10,0. Зам. № 25-2380.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"

01030, Київ, б-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43,
☎ (38044) 239 3222; (38044) 239 3172; тел./факс (38044) 234 0105.
E-mail: vydav_polygraph@univ.kiev.ua
WWW: <http://vpc.univ.kiev.ua>

Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.02.