

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Національний аерокосмічний університет ім. М. Є. Жуковського
«Харківський авіаційний інститут»

ҐРУНТОЗНАВСТВО

Навчальний посібник

Харків «ХАІ» 2021

УДК 631.4 (075.8)
Г 66

Колектив авторів:

О. В. Бетін, О. М. Бугаєнко, П. Г. Кирієнко, І. Є. Калган

Рецензенти: канд. техн. наук, с. н. с. Е. Н. Варламов,
канд. техн. наук, с. н. с. В. П. Квасцов

Г 66 **Ґрунтознавство** [Текст]: навч. посіб. / О. В. Бетін, О. М. Бугаєнко, П. Г. Кирієнко, І. Є. Калган. – Харків: Нац. аерокосм. ун-т ім. М. Є. Жуковського «Харків. авіац. ін-т», 2021. – 208 с.

ISBN 978-966-662-877-3

Наведено історію розвитку і основні положення ґрунтознавства. Описано інженерно-геологічні класифікації ґрунтів. Розглянуто склад і структуру ґрунтів, що містять породи різних петрографічних і генетичних типів, загальні властивості скельних і дисперсних ґрунтів, механічні властивості скельних ґрунтів, стисливість дисперсних ґрунтів і опір порід зрушенню, а також фізико-механічні властивості родючих ґрунтів. Викладено способи визначення стисливості й опору порід зрушенню в лабораторних і польових умовах. Описано ґрунтові процеси і режими, що зумовлюють зміну фізико-механічних властивостей ґрунтів.

Для студентів денної й заочної форм навчання за спеціальністю «Екологія і охорона навколишнього середовища».

Іл. 66. Табл. 18. Бібліогр.: 15 назв

УДК 631.4 (075.8)

© Бетін О. В., Бугаєнко О. М., Кирієнко П. Г.,
Калган І. Є., 2021

© Національний аерокосмічний

університет ім. М. Є. Жуковського

«Харківський авіаційний інститут», 2021

ISBN 978-966-662-877-3

ВСТУП

Середовище, що оточує людину, складається з кількох компонентів – біосфери, атмосфери, гідросфери і літосфери. Всі ці компоненти знаходяться в постійному взаємозв'язку.

Літосфера – зовнішня тверда оболонка Землі. Переважальні елементи хімічного складу літосфери: кисень, кремній, алюміній, залізо, магній, натрій, калій. Найважливішим є кисень, на частку якого припадає близько половини маси земної кори. При цьому кисень міцно пов'язаний з іншими елементами в головних породоутворювальних мінералах.

Поверхневий шар літосфери, в якому відбувається взаємодія живої матерії з мінеральною (неорганічною), являє собою *ґрунт*. Залишки організмів після розкладання переходять у *гумус* – родючу частину ґрунту. Складовими частинами ґрунту є мінерали, органічні речовини, живі організми, вода і гази.

Вплив людини на літосферу може бути прямим, безпосереднім і непрямим – через інші компоненти навколишнього середовища. У міру розвитку продуктивних сил цей вплив збільшується.

Тільки внаслідок безпосереднього впливу людини на літосферу нині приблизно 1/6 частина поверхні суші зайнята різними інженерними спорудами (будівлями, кар'єрами, дорогами, водосховищами та ін.). Об'єм ґрунтів, покладених у насипах залізниць і шосейних доріг, можна порівняти з сучасними відкладеннями річок. Унаслідок діяльності людей на поверхні землі опиняються десятки тисяч кубічних кілометрів відвалів порід, які не мають нічого спільного з четвертинними відкладеннями.

Протяжність берегів штучних водосховищ, побудованих тільки в Радянському Союзі, наближається до величини земного екватора. На всьому протязі відбуваються інтенсивні зміни берегів, процеси засолення і заболочування, утворюються зсуви.

Меліоративне та іригаційне будівництво захоплює величезні масиви. Площа зрошуваних земель до кінця ХХ ст. становила близько 200 млн га, і майже така ж площа зазнавала осушення. На цих площах докорінно змінилися водний режим, стан ґрунтів і гірських порід, які утворюють земну поверховість.

Відомо, що зараз більше половини населення планети проживає в містах, а тим часом місто – це територія, де вплив людини на поверхневий шар літосфери найбільш інтенсивний і різноманітний.

Таким чином, під впливом людини змінюються гірські породи, геологічні процеси та особливості територій, важливі при їх народно-господарському освоєнні. Всі ці питання вивчає *інженерна геологія*, яку можна трактувати як науку про геологічне середовище, його

раціональне використання та охорону.

Інженерно-геологічні дослідження проводилися в Росії та в інших країнах вже в XIX столітті, але науки "Інженерна геологія" тоді не існувало. Це поняття почали використовувати в першій чверті XX століття.

Інженерна геологія як наука оформилася вперше в СРСР. На початковій стадії її формування вирішальне значення мало гідротехнічне будівництво, котре було частиною плану електрифікації країни. Велике значення для виникнення і розвитку інженерної геології мали роботи Ф. П. Саваренського, Г. П. Каменського, Н. Ф. Погребова, І. В. Попова, Н. Н. Маслова, М. П. Семенова, В. А. Приклонського та інших вчених, які брали участь у дослідженнях під будівництво гідроелектростанцій на Волзі, Дніпрі, по трасі каналу Волга – Москва та ін. Великий внесок у становлення інженерної геології як науки внесли видатні радянські геологи Е. В. Мілановський, Г. Ф. Мірчінк, Н. С. Шацький та ін. 1929 року була відкрита кафедра інженерної геології в Ленінградському гірничому інституті, а 1931 року – в Московському геологорозвідувальному інституті. Час виникнення кафедр свідчить про те, що інженерна геологія оформилася як самостійна наука на початку 30-х років.

Інженерна геологія вивчає широке коло геологічних питань, пов'язаних з оцінюванням природних умов будівництва різних споруд, виконання гірських робіт при розробленні родовищ корисних копалин і прогнозуванням тих явищ, які можуть виникнути під впливом споруд і гірничих робіт. Завданням інженерної геології є також рекомендація заходів, що забезпечують стійкість споруд та земляних мас.

В інженерній геології виділяються великі самостійні теоретичні і практичні розділи, тісно пов'язані між собою, але які мають власні об'єкти вивчення і є самостійними науковими дисциплінами.

До *теоретичних розділів* інженерної геології належать: ґрунтознавство (вивчення породи), інженерна геодинаміка (вивчення процесів) і регіональна інженерна геологія (вивчення території).

У *межах практичних розділів* інженерної геології втілюють у життя її теоретичні розробки стосовно різних видів інженерно-господарської діяльності людини. Серед них виділяють інженерну геологію міст, інженерну геологію родовищ корисних копалин, меліоративну інженерну геологію, інженерну геологію шельфу та ін.

Ґрунтознавство є однією зі складових частин інженерної геології. Свою назву воно отримало від слова "ґрунт" (від німецького слова "der grund" – основа).

Як відомо, ґрунт і гірські породи використовують як основу фундаментів інженерних споруд, як середовище, в якому зводять різні споруди

(тунелі, шахти, виїмки тощо), та як будівельні матеріали для зведення споруд. Таким чином, під ґрунтами слід розуміти ґрунти і гірські породи, що вивчаються як основи, як середовище або як природні будівельні матеріали для різних споруд.

Предметом вивчення ґрунтознавства є дослідження гірських порід і ґрунтів як об'єктів інженерно-будівельної діяльності людини, інакше кажучи, ґрунтознавство вивчає властивості гірських порід, що визначають їх поведінку під впливом інженерних споруд. Ці властивості прийнято називати *фізико-механічними*. Найважливішими з цих властивостей є міцність, деформованість і мінливість їх у часі під впливом інженерних споруд і природного середовища.

Відомо, що будь-який матеріал характеризується певною межею міцності, тобто граничним опором зовнішнім навантаженням. При перевищенні цієї межі матеріал втрачає міцність, деформується, руйнується. Гірські породи, як і інші матеріали, під впливом зовнішнього навантаження деформуються, а при навантаженні, що перевищує межу міцності, руйнуються. Разом з ними деформуються, а в деяких випадках і руйнуються споруди, які знаходяться на таких породах.

Деякі породи характеризуються великою неоднорідністю і надзвичайною мінливістю своїх властивостей. Наприклад, глини можуть мати властивості твердого тіла, а в міру збільшення вологості набувають властивостей м'якого – пластичного і навіть рідкого тіла. Крім того, властивості порід в окремих невеликих зразках часто різко відрізняються від властивостей тієї самої породи в природних умовах залягання в масиві.

Ці особливості дуже ускладнюють вивчення властивостей порід. Якщо вивчення властивостей металів, дерева і різних штучних будівельних матеріалів сьогодні є відносно простим завданням, то вивчення гірських порід, їх інженерно-геологічних властивостей, навпаки, є вельми складним завданням, що потребує великого обсягу *комплексних польових і лабораторних досліджень*.

Без вивчення змін, що відбуваються в гірських породах під впливом людини, неможливе раціональне використання геологічного середовища – однієї зі складових навколишнього середовища.

Зараз важливість інженерної геології – провідної серед наук, що вивчають геологію навколишнього середовища, – помітно зростає. Разом з тим великого значення набуло ґрунтознавство – один з основних теоретичних розділів інженерної геології.

1 ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ ТА ОСНОВНІ ПОЛОЖЕННЯ ҐРУНТОЗНАВСТВА

1.1 Короткий огляд історії розвитку ґрунтознавства

Потреба оцінювання гірських порід як ґрунтів, безсумнівно, виникла дуже давно. Варто тільки згадати грандіозні споруди рабовласницької і феодальної епох, піраміди Єгипту, гідротехнічні споруди давніх рабовласницьких держав, замки і фортеці феодальної епохи, щоб у цьому переконатися. При капіталізмі ця потреба швидко зростала у зв'язку зі збільшенням продуктивних сил.

Інженерна геологія ввібрала в себе багатовіковий досвід будівельних робіт і вивчення гірських порід і ґрунтів як основ інженерних споруд. Дані, які свідчать про те, що при будівництві споруд ще в XV–XVI століттях на Русі вже враховували особливості та властивості порід, були отримані за нашого часу при розкриванні фундаментів стародавніх фортечних стін і храмів, у процесі будівництва метрополітенів та інших споруд з глибоким закладенням фундаментів. Уже в той час при будівництві фортець враховувались відмінності властивостей піщаних і глинистих ґрунтів, у зв'язку з чим застосовувалися ті чи інші конструкції основ, наприклад пальові основи в стискуваних глинистих породах під кам'яними стінами Китай-міста і Білого міста в Москві. На міцних породах (після видалення зруйнованої вивітрілої зони) фундамент був менших розмірів у плані і закладався неглибоко.

При будівництві гребель у XVII і XVIII століттях, тобто в період, коли закладалися основи російської промисловості, вивчалася поведінка порід у водонасиченому стані і їх водопроникність в основі гребель, вживалися заходи щодо зменшення фільтрації води під греблями шляхом улаштування водонепроникних екранів з глинистих порід.

1816 року з'явилася перша друкована праця, в якій розглядалися питання зміни властивостей порід залежно від вимог гідротехнічного будівництва. Це були "Міркування про влаштування і зміцнення гребель, написані Дмитром Лачіновим для отримання ступеня магістра фізико-математичних наук". Д. Лачінов, інженер за фахом, розглянув властивості глинистих порід і висловив міркування про можливість штучної зміни природних властивостей порід. Дещо пізніше з'явилися роботи інших російських інженерів, присвячені питанням вивчення гірських порід, з яких особливо слід відзначити роботу М. С. Волкова "Про основу кам'яних будівель", опубліковану в "Журналі шляхів сполучення". У ній М. С. Волков вперше пропонує класифікувати гірські породи для будівельних цілей.

Розвиток промислового капіталізму в Росії, що викликав посилене будівництво фабрик, заводів і залізниць, у другій половині XIX століття зумовив подальший розвиток вивчення гірських порід як ґрунтів. Ці дослідження проводили в дореволюційний час переважно фахівці в галузі

будівельної справи. У другій половині XIX століття з'явилася низка робіт (М. Н. Герсєванова, В. Карловича, В. Курдюмова), що містять цінні відомості про інженерно-геологічні властивості порід. З утворенням 1882 р. Геологічного комітету в дослідженнях під спорудження (особливо залізниці) стали брати активну участь російські геологи К. І. Богданович, Д. Л. Іванов, Ф. Ю. Левінсон-Лессінг, Н. В. Мушкетов, С. Н. Нікітін, В. А. Обручов, А. В. Павлов, Н. Ф. Погребов, Н. А. Соколов, С. І. Чернецький і багато інших. Участь геологів внесла у вивчення гірських порід як ґрунтів природно-історичний підхід, причому вони оцінювали великі масиви порід у різних кліматичних умовах головним чином залежно від вимог залізничного будівництва і спорудження тунелів (Ф. Ю. Левінсон-Лессінг, І. В. Мушкетов). При вивченні ґрунтів були введені поняття "генезис", "петрографія", "генетичний підхід" тощо.

Так, *генезис* у геології – походження будь-яких геологічних утворень, а *петрографія* (від грецького слова "petros" – камінь) – наука про гірські породи, їх мінералогічний і хімічний склад, структуру і текстуру, умови залягання, закономірності поширення, походження і зміни в земній корі та на поверхні. Під *генетичним підходом* при вивченні ґрунтів стали розуміти аналіз геологічної історії розвитку території, складеної досліджуваними гірськими породами, для визначення того, що зазнала порода за період з моменту свого формування до наших днів, тобто яким було її "геологічне життя". В основу генетичного вивчення гірських порід в інженерно-геологічних цілях ліг їх поділ на три групи (магматичні, осадові і метаморфічні), які одночасно відображають їх генезис і найважливіші петрографічні особливості.

Разом з тим спрямованість вивчення гірських порід як ґрунтів у будівельників і геологів була різною. Перші недостатньо враховували природні особливості ґрунтів, їх генезис, петрографічні особливості, мінералогічний склад та інші властивості, другі не завжди уявляли необхідні для будівельних розрахунків кількісні цифрові показники інженерно-геологічних властивостей порід, обмежуючись їх загальною якісною характеристикою.

Усунення цієї невідповідності почалося після Жовтневої революції у зв'язку з небаченим розвитком продуктивних сил. Зокрема, ставилися нові вимоги до інженерної геології і ґрунтознавства у зв'язку з ускладненням конструкцій споруд і збільшенням їх розмірів, що викликало більш енергійний вплив конструкцій на породи в підвалинах промислових будівель, великих мостів, гребель, на схилах каналів, виїмок і т. д.

Одночасно з геологами великий вплив на формування ґрунтознавства здійснили вчені-ґрунтознавці П. А. Костичев, Н. М. Сібірцев, В. Р. Вільяме і особливо В. В. Докучаєв, який вперше розвинув вчення про родючі ґрунти як про природні утворення, що розвиваються на породах,

властивості яких формуються під безпосереднім впливом природно-історичної обстановки. Вчення В. В. Докучаєва про географічну зональність ґрунтового покриву мало великий вплив на розвиток регіонального ґрунтознавства і вчення про зональність ґрунтових вод. Воно базувалося на глибокому вивченні природи властивостей ґрунтів, орієнтуючись на новітні уявлення колоїдної хімії, і в ньому ґрунти оцінювалися з урахуванням природного середовища.

Будівництво промислових гігантів у південних частинах СРСР поставило завдання вивчення і оцінювання своєрідних властивостей порід, що виражаються в їх просадочності. Будівництво найбільших гребель і водосховищ потребувало вивчення зміни властивостей порід під впливом фільтрації води, таких як розчинність, розм'якливість, набухання, стисливість, пливунні властивості і т. ін. Освоєння величезних просторів у північних районах країни зумовило необхідність вивчення своєрідних властивостей вічномерзлих порід.

Особливі вимоги висувалися до проведення підземних робіт, розроблення родовищ корисних копалин і до метробудування. Це викликало необхідність інженерно-геологічного оцінювання великих масивів порід, а також подібного оцінювання при будівництві доріг і автомагістралей, для яких потрібна була спеціальна оцінка ґрунтових горизонтів.

У 20-х роках у Радянському Союзі почалося велике будівництво доріг і пов'язані з ним роботи з вивчення ґрунтів як основ для будівництва шосейних доріг і залізниць. Ряд ґрунтознавців та геологів були залучені до вирішення завдань, пов'язаних з цим видом будівництва. Так зародилося дорожнє ґрунтознавство. Засновниками є П. А. Земятченський, М. М. Філатов, В. В. Охотін і Н. Н. Іванов.

На відміну від цих настанов радянських ґрунтознавців, за рубежом, переважно у США, дорожні дослідження обмежувалися накопиченням суто емпіричних, розрізнених даних про "хороші" і "погані" з дорожньої точки зору ґрунти, не пов'язаних один з одним і з загальними законами ґрунтоутворення. Відповідні ділянки доріг приймалися як стандартні еталони при дорожніх дослідженнях без погодження з загальними закономірностями формування і зміни ґрунтів у корі вивітрювання і з їх кліматичною зональністю.

Одночасно з вивченням ґрунтів у зв'язку з дорожнім будівництвом широко розвивалися інженерно-геологічні дослідження, пов'язані з проектуванням і будівництвом цивільних, промислових та інших споруд. Ці дослідження і їх результати знаходяться в нерозривному зв'язку з іменами Ф. П. Саваренського, В. А. Приклонського, Н. В. Коломенського, І. В. Попова, Ф. В. Котлова та ін. Об'єктом дослідження тут були вже не ґрунти, а гірські породи, переважно осадові.

Зокрема, проводилися великі роботи з вивчення інженерно-геологічних умов у зв'язку з проектуванням і будівництвом іригаційних

споруд на Закавказзі і в Середній Азії, будівництвом Дніпрогес, Московського метрополітену, Біломорсько-Балтійського каналу, великих металургійних і машинобудівних заводів в Україні, на Уралі і на Західному Сибіру, гідроелектростанцій на річках Кавказу, а в повоєнні роки – каскаду гідроелектростанцій на Волзі і Камі, каналу Волга – Дон і багатьох інших найбільших будівництв.

Спеціалізованою галуззю є вивчення та оцінювання гірських порід стосовно вимог гірничої справи. У цій області відомі праці М. В. Протодьяконова, П. М. Бахуріна, В. Д. Слесарева, П. Н. Панюкова та П. М. Цимбаревича.

Під час Великої Вітчизняної війни було потрібне спеціалізоване вивчення ґрунтів і гірських порід стосовно специфічних вимог військового будівництва. У зв'язку з цим виникла військова геологія, що містила в себе відповідний розділ з вивчення ґрунтів.

Нарешті, в самостійну галузь виділилося інженерно-геологічне вивчення вічномерзлих гірських порід у північних районах СРСР (мерзлотознавство).

Нині вивчення порід проводиться в спеціалізованих лабораторіях, які обслуговують різні види будівництва. Особливо потужні лабораторії, оснащені новітньою апаратурою і приладами, організовані для обслуговування великого гідротехнічного будівництва. Теоретичні та практичні питання ґрунтознавства розробляються в численних наукових і виробничих організаціях Національної академії наук України, в спеціалізованих інститутах різних міністерств, у великих виробничих організаціях і установах.

1.2 Предмет і завдання ґрунтознавства

Ґрунтознавство – наука про ґрунти, тому в першу чергу слід розшифрувати термін "ґрунт". Залежно від того, що розуміти під ґрунтом, буде змінюватися не тільки коло питань, що розглядається ґрунтознавством, але і сам профіль його як наукової дисципліни.

Ґрунти – це будь-які гірські породи та техногенні утворення, що мають певні генетичні ознаки і розглядаються як багатокомпонентні динамічні системи, що знаходяться під впливом інженерної діяльності людини.

З цього визначення терміна "ґрунт" випливає і зміст ґрунтознавства як науки.

Ґрунтознавство – наука, що вивчає будь-які гірські породи та техногенні утворення як багатокомпонентні, динамічні утворення у зв'язку з інженерною діяльністю людини.

Предметом ґрунтознавства є інженерно-геологічне вивчення гірських порід. Під таким вивченням розуміється вивчення властивостей гірських порід, що визначають їх поведінку під впливом споруд. Ці

властивості можна назвати інженерно-геологічними. Серед них найважливішою є механічна міцність порід. Ґрунтознавство вивчає міцність та інші інженерно-геологічні властивості порід не статично, а з урахуванням їх змін під впливом природних і штучних чинників.

Найважливіше теоретичне завдання ґрунтознавства – вивчення природи і процесів формування міцності та інших інженерно-геологічних властивостей гірських порід у процесі літогенезу.

Практичними завданнями ґрунтознавства є:

- 1) виділення на досліджуваній ділянці типів і видів порід з однаковими або близькими інженерно-геологічними властивостями;
- 2) встановлення поширення виділених типів і видів порід у межах ділянки;
- 3) отримання кількісної характеристики міцності та інших інженерно-геологічних властивостей порід і їх мінливості стосовно до вимог проекрованої споруди;
- 4) передбачення можливих змін властивостей порід під впливом проекрованої споруди;
- 5) спільне з інженером-будівельником оцінювання небезпеки цих змін для проекрованої споруди;
- 6) розробка рекомендацій, пов'язаних зі шляхами поліпшення властивостей порід для забезпечення найбільш раціонального виконання робіт зі зведення споруди, її стійкості і довговічності.

Відповідно до перерахованих завдань у ґрунтознавстві зазвичай виділяють три основні розділи: загальне, регіональне та меліоративне ґрунтознавство.

Загальне ґрунтознавство вивчає загальні закономірності генезису, складу і фізико-механічних властивостей гірських порід, умов їх формування в процесах літогенезу, чинників, що діють при цьому, і розробляє методи дослідження складу і властивостей порід. У загальному ґрунтознавстві велика увага приділяється взаємодії порід з природними водними розчинами. Важливе значення в загальному ґрунтознавстві має вивчення мікроструктури порід, їх колоїдної частини, а також взаємодія води і газів з твердими мінеральними частинками породи. Загальне ґрунтознавство є теоретичною основою для всіх інших розділів ґрунтознавства.

Регіональне ґрунтознавство вивчає склад, будову, властивості і просторове розміщення на території певного регіону основних генетичних типів і стратиграфічних комплексів порід (у першу чергу – для районів великого будівництва).

Меліоративне ґрунтознавство (або технічна меліорація порід) має своїм основним завданням розробку теоретичних основ і практичних методів штучної зміни властивостей порід у бік підвищення їх міцності, стійкості, зменшення тріщинуватості, водопроникності стосовно до конкретних вимог проекрованої споруди.

1.3 Зв'язок ґрунтознавства з іншими науками

Ґрунтознавство, як і будь-яка інша наука, розвивається не ізольовано від інших наук, а в тісному взаємозв'язку з ними. У своєму розвитку ґрунтознавство взаємодіє з іншими розділами інженерної геології і разом з ними базується на досягненнях фундаментальних наук.

При вивченні процесів формування і змін властивостей порід ґрунтознавство дотичне до геохімії і особливо до одного з її розділів – *вчення про кору вивітрювання*. Різні процеси вивітрювання, що протікають на поверхні землі, здійснюють величезний вплив на гірські породи, корінним чином змінюючи їх склад і властивості.

Не можна вивчати геологічні процеси у відриві від гірських порід, в яких вони протікають, як не можна вивчати гірські породи без урахування впливу на них геологічних процесів, як природних, так і антропогенних. Тому існує нерозривний зв'язок між ґрунтознавством та інженерною геодинамікою.

При вивченні територій завжди виникає питання: яку геологічну будову вони мають і з яких порід складаються? Закономірності поширення різних ґрунтів у просторі вивчає регіональне ґрунтознавство, яке можна розглядати і як частину регіональної інженерної геології, і як частину ґрунтознавства. Регіональне ґрунтознавство – це "місток", який тісно зв'язує ґрунтознавство і регіональну інженерну геологію. Взаємозв'язок між ґрунтознавством, інженерною геодинамікою та регіональною інженерною геологією і зумовив їх об'єднання в межах інженерної геології.

Як зазначалося, ґрунтознавство – це геологічна наука. Вона використовує досягнення геологічних наук – петрографії, мінералогії, літології, геофізики, історичної геології – і, у свою чергу, збагачує їх своїми даними.

Ґрунтознавство пов'язано з *петрографією* і особливо з *петрографією осадових порід*, що вивчає походження, склад і будову осадових порід. Дані петрографії і петрографічні методи вивчення порід використовують у ґрунтознавстві при вивченні порід як ґрунтів. Такою ж мірою ґрунтознавство пов'язано з *мінералогією*. Властивості порід істотно залежать від їх мінералогічного складу, тому в ґрунтознавстві широко використовуються дані мінералогії про хімічний склад, будову і властивості мінералів і методи мінералогії для вивчення мінералогічного складу порід, особливо їх тонкодисперсної частини.

З геологічних наук ґрунтознавство найтісніше пов'язано з гідрогеологією і мерзлотознавством.

Воду в породах вивчають і гідрогеологія, і ґрунтознавство. Підземні води – основний об'єкт дослідження гідрогеології. Але є питання спеціального характеру, які більше розробляються в ґрунтознавстві, ніж у гідрогеології. Наприклад, вивчення впливу різних видів води на властивості

порід. Для дослідження взаємодії природних водних розчинів з тонкороздробленими мінеральними частинками, внаслідок якої в тонкодисперсних (глинистих) породах утворюється зв'язана вода, що надає великий вплив на властивості і стан глинистих порід, у ґрунтознавстві використовуються дані і методи *фізичної та колоїдної хімії*.

Як дисципліна мерзлотознавство сформувалося в СРСР під керівництвом В. А. Обручева і М. І. Сумгіна. Мерзлотознавство є геологічною наукою, яка займається вивченням багаторічної мерзлоти, фізичних і динамічних процесів, що відбуваються при промерзанні та відтаванні порід, і властивостей порід зони багаторічної мерзлоти – кріолітозони. Склад, текстурні і структурні особливості та властивості порід, що знаходяться в мерзлому стані, значно відрізняються від аналогічних показників порід, не охоплених мерзлотою: геологічні процеси в мерзлих породах протікають своєрідно. В Україні зустрічається сезонна мерзлота.

Зв'язок між ґрунтознавством та мерзлотознавством досить тісний, адже обидві ці дисципліни вивчають гірські породи і ґрунти (які залежно від зовнішніх умов і глибини залягання можуть перебувати то в мерзлому, то в талому стані) для будівельних цілей.

Необхідно зазначити, що наука про родючі ґрунти пов'язана з ґрунтознавством (наукою про ґрунти) загальним об'єктом вивчення, проте вивчають вони різне. Наука про родючі ґрунти досліджує ґрунт як середовище, в якому ростуть рослини, ґрунтознавство вивчає родючий ґрунт як ґрунт. Методи дослідження в обох дисциплінах частково збігаються. Так, у ґрунтознавстві використовується багато методів, розроблених для вивчення складу і стану родючих ґрунтів, а також дані науки про родючі ґрунти при вивченні родючих ґрунтів як ґрунтів у дорожньому і аеродромному будівництві.

Ґрунтознавство у своєму розвитку базується на досягненнях фізики і хімії, математики і механіки. Інакше і бути не може, адже породи вивчаються як багатокомпонентні динамічні системи, для характеристики яких необхідні кількісні показники. Вивчення ґрунтів у будівельних цілях – велике і відповідальне завдання. Це завдання ґрунтознавство вирішує в тісному взаємозв'язку з іншими науковими дисциплінами. Ґрунтознавство є складовою частиною інженерної геології, тому воно насамперед пов'язано з механікою ґрунтів, яка, будуючись на фізико-механічних властивостях порід, розглядає розподіл напружень і деформацію ґрунтів під впливом споруд на основі закономірностей, що впливають із застосування до ґрунтів законів теоретичної і будівельної механіки.

Останнім часом для інженерної геології набувають все більшого значення соціально-економічні аспекти. Наприклад, потужність геологічного середовища, ступінь його зміни під впливом діяльності людини, можливість раціонального використання визначаються цілою низкою соціально-економічних чинників. Це дає підставу вважати, що "геологічне середовище" – поняття природно-соціальне. Одним із конкретних проявів

цього положення в ґрунтознавстві є створення штучних ґрунтів.

Величезне значення для ґрунтознавства має також правильний методологічний підхід при вивченні ґрунтів. Зокрема, властивості ґрунтів слід розглядати як прояв їх якісних особливостей, що досягаються завдяки кількісним змінам складу і будови (структури і текстури) ґрунтів при впливі на них природних і антропогенних факторів.

Тому, якщо необхідно всебічно охарактеризувати ґрунти, слід розглядати не тільки їх властивості, а й особливості їх складу і будови.

1.4 Сучасний стан ґрунтознавства

Проектувальники, будівельники, гірники, меліоратори та інші фахівці, які займаються питаннями, пов'язаними з освоєнням територій, у першу чергу повинні знати властивості ґрунтів, з якими їм доводиться мати справу. Властивості ґрунтів залежать від їх складу і структурно-текстурних особливостей. Тому при оцінюванні ґрунтів в інженерно-геологічному відношенні завжди вивчають їх склад і будову.

Гірські породи, що сформувалися в тих самих умовах і мають той самий геологічний вік і склад, можуть істотно відрізнитися за своїм сучасним станом і властивостями. Це пояснюється тим, що такі породи зазнали різних постгенетичних перетворень.

Вплив постгенетичних змін на формування властивостей порід добре простежується на прикладі кембрійських гідрослюдистих глин, широко розвинених на півночі і північному заході Російської платформи. В районі Санкт-Петербурга ці глини протягом геологічної історії двічі відчували навантаження: перше – в палеозої, менше за величиною (6...7 МПа), але тривале в часі, а друге – в льодовиковий період, велике (8...9 МПа), але менш тривале. Протягом же значного геологічного часу кембрійські глини були розвантажені, відбувалися їх розущільнення і гідратація. Внаслідок цього кембрійські глини в районі Санкт-Петербурга відстали у своєму розвитку від аналогічних відкладень, наприклад, у районі Вологди, які від палеозою і донині безперервно відчували гравітаційне ущільнення. Тому якщо в районі Вологди кембрійські глини представлені аргілітами зі слідами сланцюватості з природною вологістю 5 % і пористістю 15 %, то в районі Санкт-Петербурга – це тугопластичні і напівтверді глини з вологістю 14 % і пористістю 30 %.

Наведений приклад добре показує, що гірські породи під впливом постгенетичних процесів можуть сильно змінюватися. Тому потрібно вивчати особливості складу, будови і властивостей ґрунтів залежно від усіх процесів, які впливали на породу з моменту її формування до наших днів. Ця залежність – не абстрактне поняття: вона виявляється у зміні особливостей складу, структури і текстури породи, що врешті-решт обумовлює відмінність властивостей цих порід. Це три рівноцінних фактори з точки зору важливості впливу їх на властивості ґрунтів. Однак

кожен з них може мати домінантне значення залежно від генетичного і петрографічного типу породи, а також від того, яка властивість є предметом вивчення.

Під складом ґрунтів не можна розуміти тільки мінеральну частину гірських порід, їх тверду компоненту. Склад ґрунтів визначається наявністю всіх компонент, що формують гірську породу, і їх співвідношенням між собою. В такому аспекті зараз особливо добре вивчені пухкі осадові породи – дисперсні ґрунти. Краще досліджена залежність властивостей дисперсних ґрунтів від їх хіміко-мінерального складу і вмісту в них різних категорій води. Меншою мірою вивчена залежність властивостей дисперсних ґрунтів від присутності в них газів і модифікацій органічної речовини. На початковій стадії вивчення знаходиться вплив мікроорганізмів на властивості дисперсних ґрунтів.

Дисперсним ґрунтам приділялася і зараз приділяється велика увага як найменш міцним утворенням, стан яких легко змінюється від співвідношення в них окремих компонент, у першу чергу – від вмісту різних категорій води. Це обумовлено тим, що зв'язки, які існують між частинками (структурні зв'язки), зовсім інші за своєю природою, ніж зв'язки всередині складових їх мінеральних частинок. Усередині мінеральних частинок міцні зв'язки хімічної природи, а між частинками структурні зв'язки порівняно слабкі: за своєю природою вони молекулярні, іонно-електростатичні, капілярні та ін.

Міцні гірські породи (магматичні, метаморфічні, осадові зцементовані) мають високу міцність, тому що структурні зв'язки між мінералами, з яких вони складаються, мають таку ж хімічну природу, як і зв'язки всередині самих частинок. Завдяки високій міцності такі гірські породи називають скельовими ґрунтами.

У початковий період розвитку ґрунтознавства скельовим ґрунтам приділялося мало уваги, вважалося, що немає необхідності в їх ретельному вивченні внаслідок їх високої міцності.

Надалі стало ясно, що їх необхідно більш глибоко вивчати, як і дисперсні ґрунти. Зараз при вивченні будь-яких гірських порід незалежно від того, до якого класу ґрунтів вони належать (до дисперсних або скельових), підхід є однаковим. Суть цього підходу полягає в тому, що ґрунти вивчають починаючи від їх "мікросвіту" і до властивостей тих масивів, які вони складають.

Під "мікросвітом" потрібно розуміти взаємозв'язок між кристалами і частинками окремих мінералів у ґрунтах, між різними компонентами, з яких вони складаються, тобто взаємозв'язок, який можна пізнати лише за допомогою сучасних фізико-хімічних методів досліджень. Часто саме від цього взаємозв'язку в основному залежать властивості ґрунтів.

Наприклад, граніти мають величину тимчасового опору одновісному стисненню $\sigma_{m.cm} = 100$ МПа. Здавалося б, вони можуть витримати будь-яку інженерну споруду, але це не так. Наявність у гранітних масивах

тектонічних розломів, тектонічних тріщин, вивітрених зон, неоднорідність гранітних масивів за складом – все це призводить до того, що вони часто виявляються непридатними для будівництва відповідальних споруд. В процесі будівництва Красноярської ГЕС було встановлено, що зона підвищеного тектонічного дроблення, виявлена в процесі дослідження, заходить на одній ділянці під основу греблі. Знадобилося багато бетону, щоб перетворити цю зону на монолітну міцну масу.

Інший приклад. Токтогульська ГЕС на р. Нарин побудована в мармурованих шаруватих вапняках нижнього карбону з $\sigma_{m.cm}=120$ МПа. Масив розбитий численними тектонічними тріщинами. На глибині 20...80 м від поверхні в масиві широко розвинені тріщини екзогенного характеру. Велика тріщинуватість скельних ґрунтів зумовила виняткові труднощі в пробиванні глибоких виїмок у бортах ущелини, і це змусило відмовитися від будівництва арочної греблі. Схили в районі створу виявилися обвалонебезпечними. Загальний об'єм нестійких відсічних масивів становив 10 млн м³, що потребувало проведення спеціальних дорогих проти-обвальних заходів.

Наведені приклади показують усю важливість інженерно-геологічного вивчення масивів гірських порід. Зараз уже не можна обмежитися вивченням властивостей окремих зразків у лабораторії. Охарактеризувати властивості масивів можна, тільки застосовуючи в польових умовах кількісні методи дослідження, серед яких дуже важливими є геофізичні. Тому постійно зростає їх значущість у ґрунтознавстві та в інженерній геології.

Геологи, які працюють у галузі ґрунтознавства, видають проектувальникам і будівельникам усі необхідні дані про властивості порід. Якщо ці властивості виявляються незадовільними, розробляються методи штучного поліпшення ґрунтів. Цим займається один із розділів ґрунтознавства, "Технічна меліорація ґрунтів".

Більше того, фахівці-ґрунтознавці повинні спільно з будівельниками вирішувати, що економніше: перенести запланований об'єкт на інше місце або провести штучне поліпшення ґрунтів будь-яким методом.

Зараз розроблені численні методи поліпшення властивостей ґрунтів шляхом ін'єкції в них цементувальних і зв'язувальних речовин і впливу на ґрунти різними фізичними полями.

Дуже важливо, що створення штучних ґрунтів зараз починає розглядатись з геолого-геохімічних позицій, шляхом моделювання природних процесів.

Отже, на сучасному етапі розвитку ґрунтознавства його основним завданням є вивчення гірських порід та техногенних утворень як ґрунтів від мікрорівня до масиву з метою раціонального освоєння геологічного середовища.

2 ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНІ КЛАСИФІКАЦІЇ ҐРУНТІВ

2.1 Формування фізико-механічних властивостей гірських порід

Фізико-механічні властивості гірських порід формуються протягом тривалого геологічного часу під впливом складних процесів літогенезу, які відбуваються безперервно, викликаючи утворення одних гірських порід і руйнування або перетворення інших.

Під *літогенезом* слід розуміти всю сукупність геологічних процесів, які визначили сучасні склад, будову і властивості породи; літогенез відбувається під дією поєднання чинників у певному природному середовищі. На результати процесів літогенезу впливає тривалість дії цих факторів. Літогенез зазвичай поділяється на кілька стадій або етапів, з яких спільними для всіх типів порід є етап формування породи і етап перетворення її в зоні вивітрювання.

Виділяють три основні генетичні групи гірських порід: магматичні (вивержені), осадові і метаморфічні. Інженерно-геологічні властивості і поведінка під спорудами порід кожної групи дуже різняться.

Материнськими (родоначальними) породами є *магматичні* гірські породи. Залежно від умов застигання і затвердіння магми утворюються глибинні і вилиті магматичні породи, які, у свою чергу, з урахуванням складу магми (вмісту кремнезему) поділяють на кислі й основні.

Глибинні (інтрузивні) породи формуються на значних глибинах від поверхні землі. Магматичний розплав на глибині поступово кристалізується під впливом повільного охолодження, великого тиску і за наявності різних газів. Внаслідок цього формуються, як правило, компактні породи повнокристалічної і рівномірнозернистої структури. Вивержені породи, що утворилися при високих температурах і тиску, є твердими міцними тілами, не деформуються під спорудами та практично не розчиняються у воді. Однак вони нерідко тріщинуваті і порівняно легко піддаються хімічному вивітрюванню. Останнє знижує міцність вивержених порід у зоні вивітрювання і нерідко призводить до їх повного руйнування.

Вилиті (ефузивні) породи утворюються внаслідок охолодження магми на поверхні землі, тобто в умовах атмосферного тиску, швидкого охолодження і можливості вільного виділення газів. Тому формуються, як правило, слабо розкристалізовані пористі породи, для яких характерні різні форми окремоті. Кожна із зазначених груп магматичних порід відрізняється характерними петрографічними ознаками, однак усім магматичним породам у невивітрілому стані притаманні і загальні в інженерно-геологічному відношенні властивості: вони мають високу міцність, твердість; не дають остаточних деформацій навіть при дуже великих навантаженнях; практично не розчиняються у воді. Зміни магматичних порід пов'язані з тектонічними процесами, а також процесами метаморфізму і вивітрювання.

Під впливом тектонічних рухів, що продовжуються в процесі охолодження і кристалізації магми, а також під впливом внутрішнього тиску, обумовленого нерівномірністю застигання і наявністю газів у масиві породи, утворюються системи відкритих і закритих тріщин, які мають великий вплив на міцність породи, її деформованість, водопроникність, стійкість у масиві, вивітрюваність. Великі внутрішні напруги, що виникають у масиві магматичних порід, не завжди гасяться, а іноді зберігаються в них протягом тривалого геологічного часу.

Внаслідок описаних особливостей фізико-механічні властивості магматичних порід у природних умовах залягання (в масиві) відрізняються від фізико-механічних властивостей окремого зразка тієї ж породи. Тому в основу вивчення магматичних порід, як і інших типів порід, повинні бути покладені комплексні польові та лабораторні методи дослідження, які полягають у польовому геологічному вивченні умов і форм залягання, тектоніки, текстурних особливостей, петрографічному вивченні породи, дослідженні її властивостей на характерних зразках у лабораторних умовах. В окремих випадках (при будівництві важких арочних і гравітаційних гребель, тунелів та інших споруд) вивчення фізико-механічних властивостей має доповнюватися польовими методами вивчення фізико-механічних властивостей породи в природних умовах у масиві.

Процеси метаморфізму і вивітрювання (вітрова ерозія) знижують міцність магматичних порід. Вони викликають дроблення і тріщинуватість, утворення окремоостей і сланцюватості, а тривалий вплив агентів вивітрювання спричиняє іноді повне руйнування магматичних порід. Матеріал, що накопичується внаслідок такого руйнування, має пухку будову і є основою для формування різних *осадових порід*.

Осадові породи мають найбільш різноманітні інженерно-геологічні властивості. Серед них є породи, близькі за своїми властивостями до вивержених, наприклад кварцити; породи легко стискувані, такі як глини і торф; розчинні у воді, до яких належать вапняки, доломіти, гіпси та інші солі; сипкі породи – галечники, піски. З огляду на розмаїття властивостей осадових порід, іноді несприятливих з інженерно-геологічної точки зору, і на їх широке поширення у верхній частині літосфери, вони у ґрунтознавстві є основним об'єктом вивчення.

Процеси літогенезу при утворенні і зміні осадових гірських порід у земній корі починаються з *осадконакопичення* (седиментогенезу), тобто накопичення вихідного матеріалу, з якого в подальшому формуються гірські породи.

Осадки як вихідний матеріал породи за своєю будовою, складом і властивостями дуже істотно відрізняються від гірської породи. Щоб перетворитися на породу, осадки повинні зазнати досить складних і глибоких змін. Процеси перетворення осадків на гірську породу і подальшої їх зміни у верхній зоні земної кори поєднують назвою *діагенезу*.

Накопичення осадків відбувається шляхом перенесення і відкладення продуктів вивітрювання різними агентами. Одним із головних агентів є вода. Значну участь у накопиченні осадків беруть повітря, тварини і рослинні організми. Природно, що склад осадків залежить від складу вихідного матеріалу, тобто від характеру порід області знесення.

Так, якщо в області знесення поширені граніти, то і до найближчого басейну будуть зноситися продукти вивітрювання гранітів – уламки граніту, пісок, а з області поширення глинистих сланців будуть надходити продукти руйнування сланців – щебінка сланців, глини. Таким чином, вже в складі знесеного матеріалу закладені певною мірою склад і особливості майбутньої породи. Але вплив вихідного матеріалу на склад майбутньої породи не є вирішальним, оскільки знесений матеріал надалі зазнає вельми істотних змін, які докорінно перетворюють його первісний вигляд.

Відкладення осадків, як було зазначено, відбувається з водного або повітряного середовища. Найбільш поширені в природі водні відкладення (субаквальні). Їх поділяють на морські, лагунні, озерні, річкові, або алювіальні, пролювіальні, флювіогляціальні та болотні.

Відкладення повітряного середовища (субаеральні) – еолові, гравітаційні, елювіальні та інші – поширені значно менше, ніж водні.

Процеси осадконакопичення мають циклічний характер. Спочатку осадки зносяться тимчасовими і постійними потоками і відкладаються у вигляді пролювію і алювію, потім виносяться в море, зазнають ущільнення, цементації, опускаються на великі глибини, укриваються товщами інших осадків і т. ін. Потім вони можуть бути виведені на поверхню землі, знову розмиватися, переноситися вітром, виноситися в річки і моря і т. д.

Усі ці процеси тією чи іншою мірою знаходять відображення у формованій породі. Так, наприклад, якщо річкою розмиваються будь-які потужні товщі морських пісків, які майже завжди відрізняються гарною сортирульністю, то і в річкових відкладах, що утворюються з цього піску, буде відзначатися високий ступінь сортування, що для алювіальних відкладів не є характерним.

Велике значення має характер середовища, в якому відкладаються осадки. У еолових відкладах може міститися багато легкорозчинних мінералів, наприклад гіпсу; в морських відкладах первинного гіпсу не буває, тут він може накопичуватися тільки завдяки випаданню з водного розчину.

Вологість початкових тонкодисперсних осадків (мулів) досягає 100 % і більше. Води осадків містять велике різноманіття розчинених речовин. Все це створює дуже сприятливі умови для розвитку бактерій і активних геохімічних процесів. Якщо на глибині 20...25 см у шарі осадків середовище є окислювальним, то нижче воно стає відновлювальним. Кислотність pH осадів завжди вище pH води морського басейну.

Оскільки умови в зоні накопичення осадків із зазначених причин різко відрізняються від умов у шарах води над осадками, останні потрапляють у нові для них умови, що різко відрізняються від тих, в яких вони перебували

у водному середовищі. Внаслідок процесів коагуляції утворюються мікроагрегати, змінюється ступінь дисперсності осаду, тобто змінюється його гранулометричний склад. Одночасно з цим відбуваються глибокі зміни мінералогічного складу осаду.

Одним з основних процесів діагенезу є процес *дегідратації*. Він починається зі звільнення від вільної, а потім і фізично зв'язаної води. Процес дегідратації супроводжується ущільненням осаду, зближенням частинок між собою і зменшенням пористості.

При випаданні осадків з водного середовища на характер відкладів сильно впливає енергетична потужність потоку (об'єм води і її швидкість), а також його характер (постійний або тимчасовий). У кожному з цих випадків відкладаються абсолютно специфічні осадки і за складом, і за будовою.

Багатоводні постійні гірські потоки з великою швидкістю течії відкладають великоуламковий, добре обкатаний і відсортований матеріал: валуни, гальку, гравій; тимчасові потоки відкладають великоуламковий, мало відсортований і слабо обкатаний матеріал – камені, щебінь, хрящ, жорстку з великою кількістю тонкого глинистого матеріалу, що заповнює проміжки між великими уламками. Рівнинні річки з невеликою швидкістю течії відкладають тонкозернистий матеріал – різної зернистості піски і мули. Для озерних басейнів характерно відкладення найбільш тонкого матеріалу – мулів.

У континентальних прісних басейнах і водотоках переважає відкладення осадків, що знаходяться у воді в завислому стані. У морських і океанічних басейнах в осад випадають переважно речовини, що знаходяться в розчиненому стані, хімічні осадки.

Формування осадкової породи відбувається протягом тривалого геологічного часу. Для осадкових порід, що утворилися в різних водоймах (океанах, морях, озерах), розрізняють дві фази: *діагенез* і *катагенез*. Протягом першої фази пухкий осад перетворюється на породу, відбувається її формування; протягом другої фази сформована порода, покрита потужною товщею пізніших відкладень, зазнає повільних вікових змін – "буття" породи в літосфері.

Фаза діагенезу поділяється на чотири етапи.

Перший етап протікає в окислювальному або нейтральному середовищі. Він охоплює зазвичай невелику товщу осаду, в межах перших десятків сантиметрів. З віддаленням від поверхні осаду в його більш глибокі частини фізико-хімічні умови середовища швидко змінюються. Зокрема, знижується окислювально-відновний потенціал Eh , а середовище з окисного поступово стає відновним. Зазвичай знижується і рівень pH , причому середовище з лужного перетворюється на нейтральне або кисле. Збільшуються загальна мінералізація мулових розчинів і їх окислюваність. У процесі мінералоутворення дуже велике значення мають мікроорганізми, кількість яких досягає сотень мільйонів бактерій в 1 г мулу, і органічні речовини. Для першого етапу характерне утворення залізо-

марганцевих конкрецій і кірок, глауконітових зерен, фосфоритів і деяких цеолітів. Інтенсивність мінералоутворення дуже велика і залежить від швидкості седиментації. Вологість осаду також дуже велика. У тонких мулів вона може досягати 80...90 % від ваги сухого матеріалу. З віддаленням від поверхні осаду вологість зменшується.

Другий етап протікає в середовищі, що різко відрізняється за своїми фізико-хімічними властивостями від середовища першого етапу. Основною відмінністю є його відновний характер. Відповідна йому потужність осаду вимірюється метрами (до 15 м). Тут відновлюються сульфати і окисні сполуки заліза і марганцю, нерідко з'являється сірководень, утворюються сульфід заліза (наприклад, пірит) та інші мінерали. Інтенсивність мінералоутворення залишається високою. Вона найбільша в мулистих відкладеннях центральних частин басейнів і поступово зменшується у міру наближення до берега і огрубіння осадків. При цьому вологість мулистих осадків ще дуже висока.

Третій етап відповідає потужності шару осадків порядку декількох десятків метрів. Для цього етапу характерний енергійний перерозподіл речовин усередині осаду з утворенням конкрецій і цементациєю окремих його ділянок. Причинами перерозподілу є: дегазація осаду, особливо видалення CO_2 ; мінливість фізико-хімічних умов – різні значення Eh і pH ; інтенсивна перекристалізація.

Видалення CO_2 зумовлює випадання карбонатів, зокрема $CaCO_3$, особливо інтенсивне в піщаних прошарках, що залягають серед глинистої товщі, де карбонати нерідко утворюють конкреції або цемент. Вирівнювання pH викликає переміщення розчинів $CaCO_3$ від ділянок з низьким значенням pH до ділянок з високим його значенням, а розчинів SiO_2 , навпаки, від ділянок з високим pH до ділянок з його низьким значенням, причому на окремих ділянках відбувається окременіння або звапніння порід.

Вирівнювання Eh викликає переміщення іонів металів з ділянок з високим Eh до ділянок з низьким Eh , де присутній H_2S , що веде до утворення сульфідів. Перекристалізація полягає в зростанні більших кристалів шляхом розчинення дрібніших. Вологість мулистих осадків продовжує спадати, але вона ще досить висока для енергійного перебігу процесів дифузії. Діяльність бактерій припиняється.

Четвертий етап діагенезу вивчений найменше. Йому відповідає товща осадків потужністю близько 300 м. Геохімічні процеси згасають, вони присутні тільки в повільній дегідратації і суцільній перекристалізації тонкозернистих агрегатів і зерен у більш крупні. Тривають зменшення вологості і ущільнення осаду. Це – етап літифікації, або скам'яніння; з пухких ще осадків формуються гірські породи.

З інженерно-геологічної точки зору важливо відзначити, що в описаному процесі діагенезу механічна міцність породи поступово

підвищується внаслідок зменшення пористості, виникнення зв'язків між частинками і підвищення міцності цих зв'язків. Відзначимо, що зменшення пористості при гравітаційному ущільненні глинистих відкладень іноді може бути затримано колоїдно-хімічними процесами, що викликають утворення досить міцних зв'язків між частинками. Цим пояснюється сталість пористості, що іноді спостерігається в значній за потужністю товщі глинистих осадових порід. Прикладами збільшення міцності осаду під час діагенезу крім ущільнення глинистих відкладень можуть бути цементация галечників і пісків, перехід карбонатних осадків у вапняки, доломіти і мергелі, перехід кремнекислих осадків в опоки і трепели.

Подальші процеси формування породи (катагенез) відбуваються вже на глибинах порядку багатьох сотень метрів від поверхні, під великим тиском і при високій температурі. По суті ці процеси є пристосуванням породи до нових умов існування: різко виражене загальне ущільнення порід, віджимання води (дегідратація), скам'яніння, значне зменшення пористості і, як наслідок, подальше підвищення міцності.

Грубоуламковий матеріал (галечниковий, щебнистий, піщаний) зазнає незначних змін. Вони полягають головним чином у більш компактному укладанні вихідного матеріалу внаслідок перемивання, подрібнення його, зміни форми уламків (обкочування). Літологічні зміни цього типу осадків пов'язані в основному із заповненням проміжків між окремими уламками глинистим матеріалом (заповнювачем), а іноді і з процесами цементации.

Процеси катагенезу можуть перейти в процеси метаморфізму з утворенням *метаморфічних порід*.

При зануренні на значні глибини (близько 10 км) породи потрапляють у зону метаморфізму. Під *метаморфізмом* прийнято розуміти ті суттєві зміни (перетворення) гірських порід, які відбуваються під впливом ендогенних процесів у земній корі. Метаморфізації піддаються як магматичні, так і осадові гірські породи. Основними факторами метаморфізму є характер вихідних порід, високий тиск, що вимірюється десятками і сотнями тисяч атмосфер, і висока температура.

Метаморфізм може як позитивно, так і негативно впливати на міцність порід. Під позитивним впливом слід розуміти такий напрямок метаморфізму, який приводить до збільшення міцності породи, під негативним – зменшення міцності порід, тобто ослаблення структурних зв'язків.

Інженерно-геологічні властивості осадових гірських порід в процесі метаморфізму зазвичай поліпшуються, а інженерно-геологічні властивості магматичних порід можуть як поліпшуватися, так і погіршуватися (розсланцювання, тектонічна тріщинуватість, неоднорідність і т. д.).

Прикладом негативного впливу метаморфізму є перетворення міцних монолітних порід – гранітів – на гнейси, що піддаються розсланцюванню, яке характеризується анізотропією властивостей і значно меншою міцністю порівняно з гранітами.

2.2 Структурні зв'язки в гірських породах

Усі гірські породи, крім пухких, уламкових і незцементованих порід, мають зв'язки між елементарними мінеральними частинками, з яких вони складаються. Ці зв'язки в ґрунтознавстві прийнято називати *структурними зв'язками*. Наявність зв'язків і їх характер є найважливішими чинниками, що визначають поведінку породи під спорудою.

За своїм походженням структурні зв'язки поділяють на *первинні*, що утворилися одночасно з формуванням породи, і *вторинні*, що виникли в процесі діагенезу породи. Первинні зв'язки характерні для магматичних порід, вторинні – для осадових і деяких метаморфічних порід. У багатьох глин вторинні зв'язки виникають у процесі їх діагенезу, внаслідок старіння і перекристалізації колоїдів та інших процесів. У карбонатних осадах вони утворюються під час їх перекристалізації і цементації. При надходженні сторонніх речовин ззовні і осадженні їх в порах породи виникають зв'язки, що зумовлюють цементацію пісків або більш крупного уламкового матеріалу з утворенням пісковиків, конгломератів і брекчій унаслідок відкладення вапна, заліза, кремнекислоти й інших сполучних матеріалів.

За своєю природою структурні зв'язки можуть бути *кристалізаційними* (або *цементаційними*) і *колоїдними*.

Кристалізаційні зв'язки притаманні головним чином магматичним і метаморфічним породам і деяким типам твердих осадових порід. Вони можуть бути первинними (магматичні породи), що виникають у процесі кристалізації магми, і вторинними (метаморфічні і осадові породи), що утворюються в процесі діагенезу під впливом високого тиску і високої температури. Зв'язки ці за своєю природою електровалентні або іонні. Значною мірою вони обумовлені також "вростанням" кристалів один в одного, а також цементувальним впливом аморфного вулканічного скла.

Це найбільш міцні зв'язки: вони надають породам жорсткості і більшої міцності, здатності чинити опір значним зовнішнім навантаженням без помітних деформацій. Породи з такими зв'язками є хорошою основою для інженерних споруд. Магматичні, метаморфічні й осадові породи з кристалізаційними зв'язками практично не розчиняються у воді.

Кристалізаційні зв'язки часто представлені більш-менш легкорозчинними у воді мінералами, такими як кальцит, гіпс та ін.

Кристалізаційні зв'язки виникають також завдяки хімічній спорідненості між частинками, утворюючи в точках контакту нові полікристалічні з'єднання. Міцність цих зв'язків може бути різною – вона залежить від мінералогічних властивостей і водостійкості з'єднань, що особливо важливо враховувати при будівництві мостів і різних гідротехнічних споруд. Якщо кристалізаційні зв'язки руйнуються, то вони або не відновлюються, або вимагають для відновлення багато часу і особливих умов.

Особливим типом кристалізаційних зв'язків є зв'язок, утворений водою при температурі нижче 0 °С – льодом. Породи з таким зв'язком називаються

мерзлими ґрунтами. У мерзлому стані породи є міцними, при відтаванні зв'язки порушуються і порода (залежно від її характеру) втрачає міцність, а слабкі водонасичені породи можуть переходити навіть до текучого стану.

Колоїдні зв'язки, властиві глинистим породам, дуже складні та мінливі. Вони обумовлені поверхневими силами, серед яких слід відзначити сили молекулярного (Ван-дер-Ваальсові сили – тяжіння між незарядженими атомами і молекулами) і електростатичного притягання між частинками. Ці сили виникають у початковий момент седиментації осаду і змінюються залежно від відстані між частинками. При збільшенні відстані вони зменшуються, при зменшенні відстані – збільшуються. Обидві ці сили, що діють між частинками, є *силами первинного зчеплення*. У порівнянні з хімічними (валентними) зв'язками ці сили малі. Енергія сил Ван-дер-Ваальса дорівнює приблизно 0,1...1 ккал/моль. Сили ці виявляються на відстанях $10^{-8} \dots 10^{-7}$ см.

Одночасно з дією сил тяжіння між частинками діють сили відштовхування, що викликаються гравітаційними силами. Сили відштовхування врівноважують сили тяжіння і не допускають повного зближення частинок глинистої породи і перетворення останньої на абсолютно тверде тіло. Взаємному зближенню мінеральних часток перешкоджає також вода, точніше, тонкі плівки води між мінеральними частинками, які надають на них розклинювальну дію.

Крім колоїдних (поверхневих) сил структурні зв'язки в глинистих ґрунтах викликаються також "склеюванням" (цементациєю) мінеральних частинок різними колоїдними плівками (кремнекислот, полуторних окислів, органічних сполук) і розчинами солей (карбонатів, гіпсу та ін.). Такі зв'язки називають *водно-колоїдними*. Вони виникають зазвичай на більш пізніх стадіях діагенезу і є зв'язками *зчеплення зміцнення*.

Водно-колоїдні зв'язки за механічною міцністю значно поступаються кристалізаційним. Під дією зволоження породи водно-колоїдні зв'язки зазвичай послаблюються або зникають, але при висушуванні породи знову відновлюються, хоча і в зміненому вигляді. Вони характерні для осадових порід, що містять велику кількість тонкодисперсного глинистого матеріалу. Ці зв'язки обумовлюють агрегатну структуру глинистих порід. Водно-колоїдні зв'язки є наслідком виникнення електромолекулярних сил взаємодії між частинками, плівковою водою і водно-колоїдними оболонками. Товщина останніх обумовлює величину цих сил. Зокрема, чим меншою буде вологість ґрунтів, тим сильніше виявляться водно-колоїдні зв'язки, адже зі зменшенням товщини оболонки збільшується електромолекулярне тяжіння диполів фізично зв'язної води. Зі збільшенням вологості ці зв'язки швидко слабшають аж до повного їх зникнення.

Унаслідок дегідратації (зневоднення) склеювальні плівки стають все більш жорсткими, набувають характеру цементу. Одночасно з цим у глинистих породах можуть розвиватися процеси розкладання нестійких

мінералів і органічних речовин і з'являтися нові мінеральні утворення, що кристалізуються з пересичених водних розчинів при дегідратації породи. Все це викликає зміцнення колоїдних зв'язків, під впливом якого порода втрачає типові глинисті властивості і стає напівтвердою. Такі зв'язки називають *кристалізаційно-конденсаційними*.

При вивченні структурних зв'язків з інженерно-геологічної точки зору основна увага приділяється таким питанням:

1) виявлення природи, характеру зв'язків і їх походження залежно від геологічної історії, генезису і складу породи;

2) характеристика механічної міцності зв'язків і стійкості їх у процесах вивітрювання;

3) визначення напряму і значення можливих змін зв'язків під дією і в процесі здійснення будівельних заходів;

4) кількісне оцінювання значень структурних зв'язків у механічних властивостях породи;

5) розроблення штучних методів впливу на породи з метою створення або підвищення міцності і стійкості структурних зв'язків – меліорації ґрунтів (глинизація, вапнування, бітумізація, силікатизація, цементизація, заморожування і т. ін.).

Вплив структурних зв'язків на міцність порід кількісно оцінюють шляхом порівняльного вивчення порід на зразках з порушеним і непорушеним природним складанням.

2.3 Види класифікацій ґрунтів

Побудова класифікацій – справа надзвичайно складна, але необхідна в будь-якій галузі науки. Вона стає можливою тільки в тому випадку, коли в якійсь галузі знань уже накопичено великий фактичний матеріал, що дає можливість виявити загальні закономірності розвитку об'єкта дослідження цієї науки. Щоб вивчати гірські породи і родючі ґрунти як ґрунти, потрібно об'єднати їх у групи, підгрупи та інші підрозділи, що характеризуються певною спільністю, однорідністю властивостей, генезису, складу та інших ознак, тобто класифікувати їх. Без такої класифікації не можна привести їх у систему, встановити об'єктивні закономірності в уявному безладді порід і ґрунтів, що зустрічаються в навколишній природі, не можна цілеспрямовано, обґрунтовано вирішувати цілий ряд наукових і практичних завдань.

Є значна кількість класифікацій порід і ґрунтів у різних галузях знань (у ґрунтознавстві, петрографії, гірничій справі та ін.), але вони не враховують особливості гірських порід і ґрунтів, необхідні для інженерно-геологічного вивчення гірських порід і родючих ґрунтів як ґрунтів.

У ґрунтознавстві класифікація гірських порід як об'єктів вивчення потрібна для вирішення таких наукових і практичних завдань:

1) правильний вибір необхідного і достатнього комплексу польових і лабораторних досліджень гірських порід, а також вибір методів визначення обсягу цих досліджень;

2) типізація порід при інженерно-геологічній зйомці і складання інженерно-геологічних карт і розрізів з виділенням на них гірських порід, що мають близькі інженерно-геологічні властивості і поведінку;

3) точне інженерно-геологічне оцінювання поведінки гірських порід у взаємодії з проектованою спорудою.

Побудова класифікації порід у ґрунтознавстві стала можливою, коли певною мірою оформилися уявлення про залежність інженерно-геологічних властивостей гірських порід від особливостей їх складу і будови і накопичилися фактичні дані, що підтверджують ці положення.

Ознаки для побудови науково-обґрунтованої і практично доцільної інженерно-геологічної класифікації гірських порід слід вибирати так, щоб отримана класифікація, з одного боку, відображала об'єктивно існуючі особливості гірських порід як природно-історичних утворень у земній корі, які безперервно розвиваються і змінюються у взаємодії із зовнішнім середовищем, і, по-друге, давала достатню основу для конкретного оцінювання поведінки гірських порід у взаємодії зі спорудою.

Першою роботою з питання класифікації ґрунтів стала стаття М. С. Волкова "Про основи кам'яних будівель", опублікована 1840 року. У ній автор виділяє дві найважливіші властивості ґрунтів: опір тиску і міцність.

У кінці XIX і на початку XX століття російські будівельники приділяли головну увагу питанням стисливості і розмивності ґрунтів. Це знайшло відображення в класифікації гірських порід А. П. Павлова (1925), розробленій ним для будівельних цілей. Вона побудована на основі розгляду сил зчеплення у різних ґрунтах. Цей принцип знайшов подальший розвиток у класифікації гірських порід, яка була запропонована Ф. П. Саваренським (1939), а потім дещо перероблена В. А. Приклонським (1943) і П. Н. Панюковим (1956).

Названі класифікації мають загальний характер, їх автори ставили перед собою мету відобразити все різноманіття гірських порід, що зустрічаються в природі, згрупувати породи, близькі за інженерно-геологічними особливостями. Такі класифікації отримали назву "загальні класифікації ґрунтів".

Загальні класифікації мають завдання по можливості охопити всі найпоширеніші типи гірських порід і охарактеризувати їх як ґрунти. Вони повинні бути побудовані на генетичній основі, причому під генетичною основою слід розуміти не тільки виникнення породи, а й наступні зміни, яких вона зазнала за все своє "геологічне життя". При такій побудові загальної класифікації ґрунтів виявляється можливим пов'язати інженерно-геологічні властивості гірських порід з їх генетичними особливостями і простежити зміни цих властивостей від однієї групи ґрунтів

до іншої. Загальні класифікації ґрунтів є тією основою, на якій повинні базуватися всі інші класифікації ґрунтів.

Загальна класифікація доповнюється *окремими класифікаціями* ґрунтів. Ці класифікації розвивають загальну класифікацію, виділені типи порід поділяють на види, виходячи вже з визначених кількісних показників. Наприклад, певні типи скельних ґрунтів можуть бути поділені на такі види: за тимчасовим опором розриву одновісному стиску; за ступенем тріщинуватості; за ступенем вивітреності і т. д. Кожний з таких поділів є окремою класифікацією стосовно скельних ґрунтів.

Піщані породи можуть бути охарактеризовані за гранулометричним складом більш детально, ніж це зроблено в загальній класифікації. Їх можна поділити за щільністю складення, за опором занурення конуса при статичному або динамічному зондуванні. Всі ці підрозділи є окремими класифікаціями для піщаних порід. Приклади можна було б наводити ще – спеціальні класифікації для глинистих і льосових порід, для торфів і родючих ґрунтів тощо. Суттєвим є те, що спеціальні класифікації детально розчленовують окремі типи ґрунтів за однією або декількома ознаками і тим самим дають змогу перейти від загальної оцінки породи до її конкретної характеристики.

Поряд із загальними та спеціальними можна ще виділити регіональні та галузеві класифікації.

Регіональні класифікації розглядають ґрунти стосовно певної території; при їх побудові виходять з уявлень про геологічні формації і фації. В основі регіональних класифікацій ґрунтів повинен лежати віковий і генетичний поділ порід, які зустрічаються на певній території.

Галузеві класифікації ґрунтів складають стосовно запитів конкретного виду будівництва (гідротехнічного, дорожнього, при використанні ґрунтів як основ споруд і т. ін.). Правомірність існування таких класифікацій є спірною, адже інженерно-геологічні особливості порід залишаються незмінними незалежно від того, з якою метою вони вивчаються.

Регіональні та галузеві класифікації подібно до спеціальних також базуються на загальній класифікації ґрунтів. Загальна класифікація ґрунтів є основою для всіх інших класифікацій, тому дуже важливо знайти правильні принципи її побудови.

2.4 Принципи побудови загальної класифікації ґрунтів

Усе різноманіття гірських порід і ґрунтів, що зустрічаються у природі, можна згрупувати за різними принципами. У перших класифікаціях ґрунтів, які вже згадувалися, гірські породи підрозділяли за однією, двома або трьома найважливішими властивостями, наприклад за їх стисливістю і розмивністю.

Здавалося б, добре, коли в основу покладені найважливіші власти-

вості ґрунтів. Але переваги такого принципу лише уявні. Уявні тому, що породи об'єднуються за одним або декількома найважливішими показниками, але без урахування їх генетичних і петрографічних особливостей. Це неминуче призведе до того, що якщо згруповані за цим принципом породи розглядати в якомусь іншому аспекті, то виявиться, що вони зовсім не однакові, а далекі одна від одної за своїми властивостями. Пояснимо це двома прикладами.

Перший приклад: магматичні, метаморфічні й осадові зцементовані породи можна поділити за величиною тимчасового опору одновісному стисненню $\sigma_{m.cm}$ у водонасиченому стані. При цьому виділяються різні групи порід, починаючи від дуже міцних ($\sigma_{m.cm} = 120$ МПа) до порід досить низької міцності ($\sigma_{m.cm} = 0,5...1$ МПа). Такий великий діапазон міцності водонасичених порід, здавалося б, дає можливість не тільки поділити породи на окремі види, а й виділити за цим показником більші таксономічні одиниці в загальній класифікації порід. Саме з такої передумови виходять прихильники виділення напівскельних ґрунтів у самостійний клас ґрунтів, пропонуючи прийняти як межу між скельними і напівскельними ґрунтами значення $\sigma_{m.cm} = 5$ МПа. Якщо прийняти це припущення, то виявиться, що до дуже міцних порід належатимуть граніти, кристалічні сланці, вапняки та ін. При однаковій міцності ці породи дуже різні. Кристалічні сланці на відміну від гранітів мають механічну анізотропію, а вапняки розчиняються у воді, що необхідно враховувати.

Те саме можна сказати і про породи, які характеризуються досить низькою міцністю. Серед них виявляються такі різні породи, як глинисті сланці, діатоміти, мергелі, гіпс та ін. Всі вони за однаково низької міцності мають різні властивості: гіпс характеризується значною розчинністю, мергелі – здатністю набухати, діатоміти при порушенні природної структури і певної вологості мають пластичні властивості, глинисті сланці мають яскраво виражену анізотропію. Як видно, при однаковій величині породи різко відрізняються одна від одної за іншими властивостями.

Виникає питання: чи можна за цим показником поділяти магматичні, метаморфічні й осадові зцементовані породи на два класи – скельні або напівскельні ґрунти? Беручи значення $\sigma_{m.cm} = 5$ МПа за межу між скельними і напівскельними ґрунтами, можна тим самим розподілити магматичні, метаморфічні та осадові зцементовані породи між двома класами. Так, серед напівскельних ґрунтів виявляються туфи і глинисті сланці, а всі інші магматичні і метаморфічні породи належатимуть до скельних ґрунтів. Це погано тому, що "клас" – найвища таксономічна одиниця, яка повинна об'єднувати цілком різні групи породи, близькі за інженерно-геологічними особливостями. Але основна складність виникає під час поділу групи осадових зцементованих порід. В цьому випадку породи одного і того ж генезису

і близькі за своїми петрографічними особливостями виявляться у двох різних класах. Наприклад, ангідрит належить до скельних ґрунтів, а гіпс – до напівскельних, частина вапняків – до скельних, частина – до напівскельних. Те саме можна сказати про конгломерати і пісковики.

Усі сульфатні і карбонатні породи також повинні об'єднуватися класифікацією, а не роз'єднуватися, причому важливо, яку міцність мають вапняки, ангідрит, гіпс, а також більше у них величина $\sigma_{m.cm} = 5$ МПа або менше. Але найголовніше значення має величина розчинності цих порід, що визначає їх здатність до карстоутворення. У цьому полягає спільність між усіма сульфатними і карбонатними породами.

Те ж можна сказати про конгломерати, пісковики та інші осадові зцементовані породи. Треба знати величину їх міцності, виражену через значення $\sigma_{m.cm}$, але ще важливішою є та обставина, що міцність цих порід у першу чергу визначається складом і структурою їх цементу. У цьому полягає спільність порід цієї групи.

Отже, перший розглянутий приклад – побудова загальної класифікації на основі поділу скельних ґрунтів за ступенем міцності – показує, що такий підхід є недоцільним.

Другий приклад стосується класу дисперсних ґрунтів. До цього класу входять породи різного ступеня дисперсності. Найбільш складними з них є породи, які містять високодисперсні частинки, відповідні істинним колоїдам або що наближаються до них за своїми розмірами. Це – глинисті і льосові породи. Типові їх представники – глини і льоси. І для глин, і для льосів одним з класифікаційних показників є пластичність. За показником пластичності вони можуть бути поділені на гранулометричні різниці та охарактеризовані за консистенцією. Але при цьому будуть втрачені основні властивості глин і льосів, які виявляються при взаємодії їх твердих і рідких компонентів. При взаємодії води з мінеральними частинками у глин спостерігається збільшення об'єму породи – набухання, у льосів, навпаки, стиснення об'єму – осідання. Отже, в основі поділу дисперсних ґрунтів не може бути якась одна властивість.

Розглянутий матеріал дозволяє дійти висновку, що при побудові загальних класифікацій ґрунтів за основу не можуть бути взяті їх окремі властивості. При аналізі окремих властивостей ґрунтів можуть бути виділені види, підвиди, різновиди ґрунтів, тобто найбільш дрібні таксономічні одиниці. Більші таксономічні одиниці в загальній класифікації ґрунтів (клас, група, підгрупа, тип), що становлять її основу, повинні виділятися за іншим принципом. Цей принцип визначається генетичним підходом при вирішенні всіх питань у ґрунтознавстві.

У вступі і попередніх розділах досить докладно розглянуто тезу: властивості ґрунтів визначаються їх генезисом і постгенетичними проце-

сами. Виходячи з цього, породи в загальній класифікації ґрунтів повинні бути розташовані відповідно до їх генезису і постгенетичних процесів. Таке розташування має згрупувати породи, близькі за інженерно-геологічними особливостями.

При генетичному підході потрібно враховувати взаємозв'язок між окремими групами ґрунтів. Первинними породами є магматичні породи. Під впливом процесів гіпергенезу, денудації і седиментації формуються осадові породи. При цьому магматичні породи руйнуються неоднаково. У початковій стадії процесу вивітрювання, коли переважає фізичне вивітрювання, формуються уламкові осадові породи (великоуламкові і піщані). При інтенсивному розвитку процесів вивітрювання, коли переважають фактори хімічного вивітрювання, відбувається зміна мінерального складу порід: утворюються глинисті мінерали, присутність яких у глинистих і льосових породах обумовлює особливі властивості, властиві типовим осадовим незцементованим породам (наприклад, пластичність).

На осадових породах формуються родючі ґрунти. З родючих ґрунтів і осадових порід водою виносяться окремі елементи, концентрація яких у водних басейнах приводить до утворення хімічно осаджених і біохімічних (органогенних) порід. Солі та оксиди можуть діяти як цемент між уламками гірських порід і окремими зернами мінералів – так виникають осадові зцементовані породи. Будь-які породи під впливом процесу метаморфізму перетворюються на метаморфічні. Під впливом процесу гіпергенезу метаморфічні, хімічно осажені й осадові зцементовані породи знову перетворюються на осадові незцементовані породи. Цей природний цикл перетворень гірських порід все більше і більше порушує людина, коли створює штучні ґрунти.

Розгляд взаємозв'язку гірських порід навіть у загальному вигляді дасть змогу виділити групи гірських порід різного генезису, на базі яких повинна будуватися загальна класифікація ґрунтів. Це – магматичні, метаморфічні, осадові зцементовані, хімічно осажені й органогенні, осадові незцементовані породи, родючі ґрунти і штучні ґрунти. Подальша деталізація їх генетичних і петрографічних особливостей дозволить під час складання загальної класифікації ґрунтів поділити зазначені групи на підгрупи і типи порід, а також у деяких випадках – об'єднати близькі між собою групи в більш високі таксономічні одиниці.

2.5 Загальна класифікація ґрунтів

Загальна класифікація ґрунтів, побудована на вивченні взаємодій окремих груп гірських порід, уперше була побудована Е. М. Сергєєвим 1948 року. Надалі (1957) Е. М. Сергєєв, В. А. Приклонський, П. Н. Панюков і Л. Д. Білий сформулювали принципові положення, на основі яких ця класифікація була значно вдосконалена.

Зокрема, зазначалося, що при складанні класифікації доцільно прийняти таку номенклатуру: клас, група, підгрупа, тип, вид, різновид. Ця номенклатура не буде відповідати номенклатурі класифікацій, прийнятих у біології, натомість вона відобразить сучасну геологічну термінологію (петрографічний і генетичний типи, групи осадових порід, польово-шпатовий різновид еолових пісків і т. д.). Зазначені номенклатурні одиниці характеризуються перш за все тими ознаками, які є для них найбільш суттєвими з інженерно-геологічних позицій.

Кінцевою метою загальної класифікації ґрунтів має бути такий їх поділ, щоб у кожній з груп об'єднувалися породи з близькими інженерно-геологічними властивостями, які зумовлюють поведінку порід у взаємодії зі спорудами.

Вище зазначалося, що всі властивості гірських порід визначаються співвідношенням і взаємодією їх компонентів, складом самих компонентів і структурно-текстурними особливостями порід.

Виникає запитання: *який з показників найбільш повно може відобразити в сукупності всі ці фактори, що визначають властивості порід? Таким показником є структурні зв'язки в гірських породах, які залежать від співвідношення і взаємодії компонентів, що складають гірські породи, від складу самих компонентів і структурно-текстурних особливостей порід.*

Утворення структурних зв'язків у породі – це тривалий історичний процес, що розвивається протягом усього періоду формування й існування породи. Виникнення їх відбувається під впливом процесів викристалізації, старіння, конденсації, з'єднань, які містяться в породі, або внаслідок адсорбції, просочення, міграції, кристалізації будь-яких цементувальних речовин з навколишнього середовища. Під впливом цих процесів змінюються чинники, від яких залежать структурні зв'язки і, отже, самі процеси.

У момент утворення гірських порід (охолодження магми, перекристалізація при метаморфічних процесах, осадконакопичення і т. ін.) в них виникають так звані первинні структурні зв'язки. На наступних стадіях геологічного життя породи під впливом ущільнення, розчинення, вивітрювання, інфільтрацій розчинів та інших процесів у ній відбуваються зміни складу і будови, внаслідок чого змінюються і трансформуються первинні і виникають нові (вторинні) структурні зв'язки.

Отже, структурні зв'язки, з одного боку, є своєрідним індикатором, що відображає особливості порід і вплив на них природних процесів, а з іншого – надають значний вплив на властивості порід. Тому *доцільно при побудові загальної класифікації ґрунтів враховувати характер структурних зв'язків у породах.*

Такий підхід дав можливість отримати загальну класифікацію ґрунтів у сучасному вигляді (таблиця 2.1).

Таблиця 2.1 – Загальна інженерно-геологічна класифікація ґрунтів

Класи		Групи		Підгрупи	Типи			
Назва	Головні інженерно-геологічні особливості	Назва	Головні інженерно-геологічні особливості					
Скельні ґрунти (породи з жорсткими зв'язками)	Переважають кристалізаційні та цементаційні структурні зв'язки. Породи мають високу міцність, яка, як правило, мало змінюється при їх водонасиченні	Магматичні	Кристалізаційні, переважно іонно-ковалентні структурні зв'язки, що виникають при кристалізації та затвердінні магми. Контакт мінеральних зерен безпосередній. Міцність порід висока, розчинність невелика	Інтрузивні (глибинні)	Граніти, діорити, габро, долерити, діабазити та ін.			
				Ефузивні (вилиті)	Базальти, андезити, трахіти, ліпарити, туфи та ін.			
				Регіонально-метаморфічні	Гнейси, кварцити, кристалічні сланці, глинисті сланці та ін.			
				Контактно-метаморфічні	Мармури, кварцити, роговики та ін.			
		Осадкові зціментовані	Цементаційні та кристалізаційні, переважно іонно-ковалентні структурні зв'язки, що виникли в зонах діагенезу, катагенезу та гіпергенезу. Основні компоненти породи зв'язані цементувальною речовиною або мають безпосередні контакти. Міцність і водоміцність багато в чому визначаються цементом. При переважанні іонних зв'язків над ковалентними розчинність порід зростає	Динамо-метаморфічні	Брекчії тертя, катаклазити, милоніти та ін.	Уламкові зцементовані	Крупно-уламкові	Конгломерати, брекчії, гравеліти
							Дрібно-уламкові	Піщаники
							Пилуваті та глинисті	Алевроліти, аргіліти
						Хімічні осадженні та біохімічні (органогенні)	Крем'яністі	Опоки, трепели, діатоміти
							Карбонатні	Вапняки, крейда, доломіти, мергелі
							Сульфатні	Гіпс, ангідрид
Галоїдні	Галіт, сильвін, сильвініт, карналіт							

Продовження таблиці 2.1

Класи		Групи		Підгрупи	Типи
Назва	Головні інженерно-геологічні особливості	Назва	Головні інженерно-геологічні особливості		
		Штучні скельні	Цементацийні та кристалізаційні структурні зв'язки штучно створені людиною або укріплені у природних порід. Міцність порід висока, невелика розчинність. Їх величини визначаються характером впливу на них та початковим природним станом порід	Закріплені скельні, тріщиноподібні	Скельні ґрунти, зміцнені цементними розчинами і укріплені Силікатизацією
					Скельні ґрунти, тампоновані розплавленими бітумами, глинистими і глинисто-силікатними розчинами
				Штучно зміцнені дисперсні	Велико-уламкові породи, укріплені цементними розчинами
					Піщані породи, укріплені портландцементом, вапном, рідким силікатом, карбамідними смолами
					Лисові та глинисті породи, укріплені випалом, портландцементом, вапном, золоуносами, силікатизацією, озалізненням, фурфуроланліновою смолою та ін.

Продовження таблиці 2.1

Класи		Групи				
Назва	Головні інженерно-геологічні особливості	Назва	Головні інженерно-геологічні особливості	Підгрупи	Типи	
Дисперсні ґрунти (породи без жорстких зв'язків)	Кристалізаційні структурні зв'язки мають підлегле значення. Переважають структурні зв'язки фізичної, фізико-хімічної та механічної природи. Породи мають невисоку міцність, яка сильно змінюється під час їх водонасичення	Осадіві незцементовані	У початковій стадії формування порід переважають молекулярні магнітні та структурні зв'язки зачеплення. При зменшенні вологості у більшості порід виявляються капілярні структурні зв'язки. У глинистих та льосових порід у процесі літогенезу зростає значення іонно-електростатичних структурних зв'язків, у піщаних можуть виникнути електростатичні сили. В окремих випадках спостерігаються слабкі зв'язки хімічної природи. Як правило, зв'язки всередині часток незрівнянно більші за структурні зв'язки. Водопроникність порід змінюється у великому інтервалі. Міцність порід визначається значною мірою їхньою вологістю. У біогенних порід великий вплив на властивості має органічна речовина	Не-складні	Велико-уламкові	Валуни (кам'янисті)
						Галькові (щерб'янисті)
						Гравійні (дресв'яні)
				Дрібно-уламкові (піщані)	Піски гравісті	
					Піски чисті	
					Піски пилуваті	
				Складні	Пилуваті (льосові)	Льоси
						Льосоподібні
					Глинисті	Супесі
						Суглинки
						Глини
					Сапропелєво-торф'яні	Сапропелі
						Торфи
				Загорфовані ґрунти		
				Родючі ґрунти	Родючі ґрунти різних петрографічних та генетичних типів	

Продовження таблиці 2.1

Класи		Групи		Підгрупи	Типи
Назва	Головні інженерно-геологічні особливості	Назва	Головні інженерно-геологічні особливості		
		Штучні дисперсні	Структурні зв'язки різні залежно від способу створення штучних ґрунтів, у тому числі кристалізаційні мають підлегле значення. Властивості залежать від способу отримання штучних ґрунтів та характеру структурних зв'язків	Штучно змінені	Піщані, льосові та глинисті породи, змінені гарячою та холодною бітумізацією, електрохімічним закріпленням та прогріванням
				Ущільнені	Ущільнені навантаженням і оптимальні суміші, закольматировані
				Культурні шари	Культурні шари різного віку та генезису
				Насипні	Будівельні, промислові
				Намивні	Будівельні, промислові

Усі породи підрозділяються в ній на два класи: скельні ґрунти, які мають жорсткі кристалізаційні зв'язки, і дисперсні (пухкі) ґрунти, у яких такі зв'язки відсутні. Правомірним було б виділення також третього класу ґрунтів – мерзлих ґрунтів, властивості яких значною мірою визначаються наявністю в породах зв'язків, створених льодом.

Клас скельних ґрунтів об'єднує всі гірські породи з жорсткими кристалізаційними зв'язками; між частинками існує такий самий тип зв'язків, як і всередині частинок; структурні зв'язки мають хімічну природу.

У більшості випадків ковалентні зв'язки переважають над іонними, завдяки чому породи мають високу міцність, яка мало змінюється при їх водонасиченні. Лише в тому випадку, коли в породах переважним типом стають іонні зв'язки, породи набувають значної розчинності.

Необхідно враховувати, що мерзлі ґрунти є настільки специфічними природними утвореннями, що у зв'язку з їх вивченням виникла спеціальна наука "мерзлотознавство", яка має власну класифікацію мерзлих ґрунтів. Тому в назві пропонуваної загальної класифікації ґрунтів зазначено, що йдеться про немерзлі ґрунти, і в таблиці 2.1 розглянуто тільки два класи ґрунтів – скельні та дисперсні.

У класі дисперсних ґрунтів об'єднуються породи, у яких переважають структурні зв'язки фізичної природи: молекулярні, іонно-

електростатичні, капілярні, магнітні. Ці зв'язки менш міцні, ніж зв'язки хімічної природи, що існують усередині мінеральних частинок і в скельних ґрунтах. Для порід класу дисперсних ґрунтів характерна невисока міцність, яка сильно змінюється при водонасиченні.

Відповідно до цих принципів побудови загальної класифікації ґрунтів групи і підгрупи порід виділяються за їх генезисом і постгенетичними процесами, яких зазнали породи, типи – за петрографічними особливостями порід. Усього виділено шість груп порід (див. таблицю 2.1).

Клас скельних ґрунтів об'єднує магматичні, метаморфічні, осадові зцементовані і штучні ґрунти.

Магматичні і метаморфічні породи розділені на підгрупи строго за генезисом.

Серед осадових зцементованих порід виділяється підгрупа хімічно осаджених і органогенних порід, що включає в себе крем'янисті, карбонатні, сульфатні і галоїдні породи, і підгрупа уламкових зцементованих порід, що об'єднує велико-дрібноуламкові, пилюваті і глинисті ґрунти; в цьому випадку також дотриманий генетичний принцип, тобто поряд з генезисом враховуються і постгенетичні процеси.

Штучні ґрунти розділені на дві підгрупи, які виділяються за способом перетворення породи на скельний ґрунт, що значною мірою визначається особливістю самої породи.

У класі дисперсних ґрунтів як окремі групи виділяються осадові незцементовані і штучні ґрунти. Перша група утворилася під впливом природних процесів, друга – завдяки діяльності людини.

Родючі ґрунти – особливі природні утворення, що відрізняються від гірських порід низкою ознак. У них завжди присутня органічна речовина, виділяються конкретні генетичні горизонти, властиві певним генетичним типам ґрунтів, які характеризуються відповідною структурою.

Кількісні зміни, що відбуваються в породах під впливом природних процесів, зумовлюють перехід одного типу гірських порід в інший. Наприклад, залежно від поєднання в породі глинистих мінералів і карбонатних частинок можна скласти такий ряд: глина, вапниста глина, мергель, мергелистий вапняк, вапняк. Не всі ці різновиди гірських порід увійдуть до загальної класифікації ґрунтів. З п'яти до неї будуть включені три: глина, мергель, вапняк – породи, що якісно відрізняються одна від одної.

Наведений приклад показує, що загальна класифікація ґрунтів не може відобразити всі кількісні зміни, які відбуваються в гірських породах. Вона повинна відобразити в першу чергу якісні стрибки, що приводять до утворення різних груп, підгруп і типів ґрунтів. До загальної класифікації ґрунтів не слід включати нафту, кам'яне вугілля і руди, оскільки вони або зовсім не використовуються як ґрунти, або становлять значно більший інтерес як корисні копалини.

3 СКЛАД І СТРУКТУРА ҐРУНТІВ

3.1 Мінералогічний склад гірських порід

Мінералогічний склад є одним із факторів, що визначають властивості порід. Найменше він впливає на властивості порід з жорсткими кристалізаційними зв'язками, найбільше – на незв'язні – піщані, а особливо на зв'язні – глинисті породи.

Вивчення мінералогічного складу має велике значення для інженерно-геологічного оцінювання процесів вивітрювання для всіх типів порід. Мінералогічний склад визначає швидкість процесів вивітрювання і характер та властивості продуктів, які утворюються шляхом вивітрювання.

Мінерали, з яких побудовані дисперсні (осадові) гірські породи, можуть бути розділені на три основні групи:

- 1) первинні, практично не розчинні у воді;
- 2) вторинні (розчинні і нерозчинні у воді);
- 3) органогенні.

Кожна з цих груп по-різному впливає на властивості порід.

За загальним мінералогічним складом розрізняють мономінеральні і полімінеральні породи. Властивості мономінеральних порід переважно визначаються властивістю мінералу, з якого складається порода. Властивості полімінеральних порід визначаються поєднанням мінералів і їх співвідношенням.

Мінералогічний склад піщаних порід різко відрізняється від мінералогічного складу глинистих порід. У перших переважають первинні нерозчинні у воді мінерали, у других – вторинні й органо-мінеральні сполуки.

3.1.1 Первинні нерозчинні у воді мінерали

До цієї групи відносять мінерали, що утворилися з магми і не зазнали істотних змін. Вони утворюють скупчення внаслідок вивітрювання головним чином магматичних порід і є основними складовими різних піщаних порід.

У піщаних породах головним породоутворювальним мінералом є кварц, що належить до найбільш стійких у хімічному відношенні мінералів. Поряд із кварцом у піщаних ґрунтах часто зустрічаються польові шпати, глауконіт, слюда. У невеликій кількості можуть бути присутніми авгіт, рогова обманка, олівін, магнетит та інші важкі, а також вторинні глинисті і прості водорозчинні мінерали – кальцит, доломіт, гіпс, кам'яна сіль та ін.

Присутність деяких мінералів є характерною для певних генетичних типів піску. Так, наприклад, польові шпати входять до складу алювіальних, делювіальних і флювіогляціальних пісків, слюда характерна для еолових пісків, глауконіт – для морських пісків, а гіпс – для пісків безводних пустель.

У природі найбільш поширені кварцові піски.

Фізико-механічні властивості більшості пісків обумовлені зернами

кварцу – їх розмірами, формою і ступенем обкатаності. У цілому кварц надає пухким породам великої стійкості відносно до води і підвищує опір зовнішнім впливам – навантаженням від споруд.

Присутність у складі порід інших мінералів, наприклад розчинних у воді, знижує водостійкість і механічну міцність. Однак при оцінюванні впливу первинних мінералів на властивості порід слід мати на увазі, що цей вплив іноді маскується домішками інших мінералів, а також станом вологості породи.

В. А. Приклонський на підставі даних В. В. Охотіна вказує, наприклад, що найбільший опір зрушенню надають частинки гостро-вугільного кварцу, найменший – частинки слюди, тому домішка слюди до чистих кварцових пісків знижує показник опору зрушенню.

3.1.2 Вторинні нерозчинні у воді мінерали

Це основні породоутворювальні мінерали глинистих порід. Вони складають їх тонкодисперсну, тобто колоїдну, частину. Їх називають зазвичай глинистими мінералами. Основною і найбільш характерною особливістю глинистих мінералів є їх висока дисперсність (розміри частинок менше 0,001 мм). Висока дисперсність обумовлює надзвичайно велику питому поверхню і тим самим високий потенціал поверхневої енергії. З останньою пов'язані різноманітні поверхневі явища, характерні для колоїдних систем.

Слід зазначити, що глинисті породи складаються не тільки з глинистих мінералів. У грубодисперсній частині глин переважають такі первинні мінерали, як кварц, польові шпати, слюда, а також важкі мінерали (магнетит, титан, пірит та ін.). Однак вплив вторинних (глинистих) мінералів навіть при відносно невеликому їх вмісті в глинистій породі настільки великий, що вони значною мірою визначають властивості всієї породи (міцність, водопроникність).

Глинисті мінерали являють собою вторинні водні силікати, алюмосилікати і феросилікати, а також прості оксиди і гідрати оксидів кремнію, заліза і алюмінію. Крім незначних розмірів, найбільш характерними ознаками і властивостями глинистих мінералів є пластинчаста або луската форма, обумовлена будовою кристалічної решітки, низькі показники заломлення. Завдяки особливостям будови кристалічної решітки і малим розмірам деякі глинисті мінерали мають здатність, не руйнуючись, вбирати і віддавати воду, а також обмінюватися катіонами, поглинаючи з розчину одні катіони і натомість віддаючи інші.

За хімічним складом глинисті мінерали поділяються на групи за молекулярним співвідношенням оксидів кремнію Si_2O_3 до суми полторних оксидів металів R_2O_3 . Найбільш поширені в глинистих породах три основні групи глинистих мінералів: каолініту, монтморилоніту і гідрослюд.

Група каолініту складається з декількох мінералів, що мають приблизно однаковий хімічний склад і відрізняються між собою за структу-

рою і фізичними властивостями (каолінит, дикіт, галуазит). Ці мінерали утворюються при вивітрюванні головним чином магматичних і метаморфічних порід в умовах кислого середовища. Найбільше значення має каолінит. Він є головним породоутворювальним мінералом каолінів і більшості інших глинистих порід.

Чистий каолінит має білий колір або злегка забарвлений у бліді тони. Він належить до моноклінної системи, має досконалу спайність при твердості 2,5, питомій вазі 2,58...2,59. Він пластичний, при нагріванні швидко втрачає воду. Будова його кристалічної решітки відносно міцна і стійка. Мінерали групи каолініту набухають слабо, водопроникність їх значно менше водопроникності інших глинистих мінералів.

Група монтморилоніту складна і різноманітна. Основний мінерал групи – монтморилоніт. Він утворюється при хімічному вивітрюванні основних магматичних порід в лужних умовах, у сухому теплому кліматі. Монтморилоніт присутній у складі багатьох глин. Він – основний мінерал бентонітових глин, які вживаються для виготовлення високоякісних глинистих розчинів при бурінні свердловин, переважає він також у багатьох вибілювальних глинах.

Чистий монтморилоніт має світло-жовте або сірувате забарвлення. Характерною відмінністю мінералів монтморилонітової групи є змінний вміст у їх складі води. Він сильно змінюється залежно від вологості навколишнього середовища, причому вода може виділятися в сухе повітря і поглинатися назад з вологого повітря, тобто ці мінерали характеризуються високою гігроскопічністю. При нагріванні від 100 до 200 °С монтморилоніт втрачає адсорбовану воду; при температурі 500...700 °С відбувається виділення конституційної води і руйнування кристалічної решітки. Цей процес закінчується при температурі 800...900 °С, коли монтморилоніт переходить в аморфний стан.

Монтморилоніт сильно вбирає воду (до 700 %), решітка його дуже рухлива. Кристали цього мінералу ніколи не можуть досягти помітних розмірів. У воді вони розпадаються на частинки діаметром менше 0,001 мм, обумовлюючи збільшення питомої поверхні. Монтморилоніт добре адсорбує з розчинів (підземних вод) різні катіони. Це призводить до зміни властивостей монтморилонітих глин (*Ca*-бентоніт і *Na*-бентоніт). Така особливість створює можливість штучного впливу на властивості монтморилонітових глин. Монтморилонітові глини порівняно з каолінітовими та іншими глинами характеризуються більшим ступенем набухання і малою стисливістю та водопроникністю.

Група гідролюд займає проміжне положення між слюдами і монтморилонітом. Характерний представник цієї групи – іліт. Від слюди гідролюди відрізняються великим вмістом води, а від монтморилоніту – значно нижчою здатністю до набухання і великим вмістом калію. Утворюються вони за різних умов при високій концентрації калію у водних розчинах.

3.1.3 Вторинні розчинні у воді мінерали

В осадових гірських породах часто наявні вторинні мінерали – розчинні у воді солі, які за ступенем розчинності можна розподілити на три групи: легкорозчинні, середньорозчинні і важкорозчинні.

Серед цих солей слід відзначити:

1) легкорозчинні – кам'яна сіль $NaCl$, сильвін KCl , мірабіліт $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, сода Na_2CO_3 ;

2) середньорозчинні – гіпс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, ангідрит $CaSO_4$;

3) важкорозчинні – кальцит $CaCO_3$, магнезит $MgCO_3$, доломіт $CaMg(CO_3)_2$.

Легкорозчинні солі розчиняються у воді швидко і в невеликих її кількостях.

Середньорозчинні солі розчиняються повільно, причому для повного їх розчинення і видалення з породи необхідна велика кількість води.

Важкорозчинні солі переходять у водний розчин у незначних кількостях.

Якщо в поровому розчині переважають іони кальцію, що зазвичай спостерігається у вапнистих і загіпсованих глинах, то такі породи значною мірою втрачають характерні для глин властивості: здатність до набухання, пластичність, сильну стисливість. Переважання в поровому розчині натрію, характерне для засолених глин морського походження, сприяє найбільш сильному прояву глинистих властивостей, тобто збільшує здатність до набухання, пластичність, стисливість, зменшує водопроникність.

Збільшення концентрації солей, розчинених у підземній воді, впливає так само, як вплив ґрунтового розчину, насиченого кальцієм, і, навпаки, зменшення концентрації розчинених у воді солей діє так само, як вплив ґрунтового розчину, насиченого натрієм, тобто веде до більш різкого прояву глинистих властивостей. Вплив простих солей на породи різний і залежить від складу солей і форми, в якій вони знаходяться в породі.

У твердому вигляді солі ніби цементують породу, утворюють зв'язки і тим самим підвищують її міцність. Однак зв'язки, утворені легкорозчинними солями, швидко порушуються під впливом води, зв'язки ж, утворені важкорозчинними солями, міцні. Особливо важливими є важкорозчинні карбонатні солі кальцію, які надають породі водостійкості і міцності.

Крім оцінювання загального вмісту солей, слід вивчати і характер розподілу солей у породі. Він може бути рівномірним по всій породі, у вигляді окремих включень, великими кристалами або в тонкорозпиленому вигляді.

У розчиненому вигляді прості солі насичують поровий розчин, що оточує частинки породи. При цьому, якщо порода містить солі у твердому вигляді, вони завжди будуть і в розчині, що заповнює її пори (насичений розчин). Якщо яка-небудь сіль наявна в ненасиченому розчині, то у твердому вигляді в породі цієї солі може не бути.

Виходячи із зазначеного вище, можна зробити дуже важливий з практичного погляду висновок про те, що, змінюючи склад або концентрацію солей у поровому розчині, можна штучно впливати на інженерно-геологічні властивості порід, тобто змінювати їх у потрібному напрямку.

За ступенем засолення виділяють:

а) незасолені породи, що містять водорозчинних солей менше 0,2 % від ваги сухої породи;

б) слабозасолені, що містять від 0,2 до 0,5 % водорозчинних солей;

в) засолені, що містять більше 0,5 % водорозчинних солей.

3.1.4 Органічні сполуки

У пухких (особливо в глинистих) породах дуже часто трапляється органічна речовина, яка накопичується в породах унаслідок життєдіяльності тварин і рослинних організмів. Найбільша кількість органічних речовин має рослинне походження. Органічні речовини рослинного походження утворюють великі скупчення (родовища торфу, вугілля та ін.) або в більшості випадків містяться в породах в розсіяному вигляді в так званих торф'янистих і гумусованих породах. Ці органічні речовини часто перебувають у тісному хімічному сполученні з мінеральною частиною породи.

Домішка органічної речовини, як правило, змінюючи властивості порід, визначає високу вологоємність, високу пластичність, низьку водонепроникність, високу стисливість під навантаженням і низький опір зрушенню. Вплив органічної речовини на властивості порід залежить від ступеня розкладання рослинних залишків. Встановлено, що чим більше ступінь розкладання рослинних залишків, тим сильніший їх вплив на інженерно-геологічні властивості порід.

3.2 Гази та вода в гірських породах

Пустоти в гірських породах заповнюють газів і вода. Практично не можна собі уявити гірську породу, яка не містила б тієї чи іншої кількості води і газів. Кількісне співвідношення води і газу залежить від глибини залягання породи.

Верхню частину земної кори можна розділити на дві зони. Верхня зона характеризується переважанням у порах і пустотах гірських порід різних газів і називається *зоною аерації*. Нижня зона, нижче рівня ґрунтових вод, називається *зоною насичення*. У цій зоні пустоти в гірських породах заповнені переважно водою.

Такий поділ досить умовний, тому що нерідко спостерігаються випадки повного насичення породи водою в зоні аерації і повного насичення ділянок порід газами в зоні насичення. Практично абсолютно сухих порід, насичених тільки газами, в природі майже не спостерігається. Найчастіше

гірські породи являють собою трифазні системи: мінерали, вода і гази. Залежно від переважання того чи іншого компонента вони умовно можуть вважатися і двофазними системами: мінерали і вода або мінерали і гази. Властивості таких гірських порід і їх поведінка під спорудами будуть різними.

Стан породи залежно від співвідношення скелета, води і газів показано на рисунку 3.1.

3.2.1 Гази в гірських породах

Потужність зони аерації залежить від рельєфу поверхні землі і глибини залягання рівня ґрунтових вод. У гірських районах потужність зони аерації досягає сотень метрів, у степових районах і на передгірних рівнинах змінюється від декількох метрів до декількох десятків метрів, а на болотах і заболочених просторах або дорівнює нулю, або не перевищує декількох десятків сантиметрів. Потужність зони аерації змінюється за сезонами року і за роками (від декількох десятків сантиметрів до багатьох метрів) залежно від коливань рівня ґрунтових вод району.

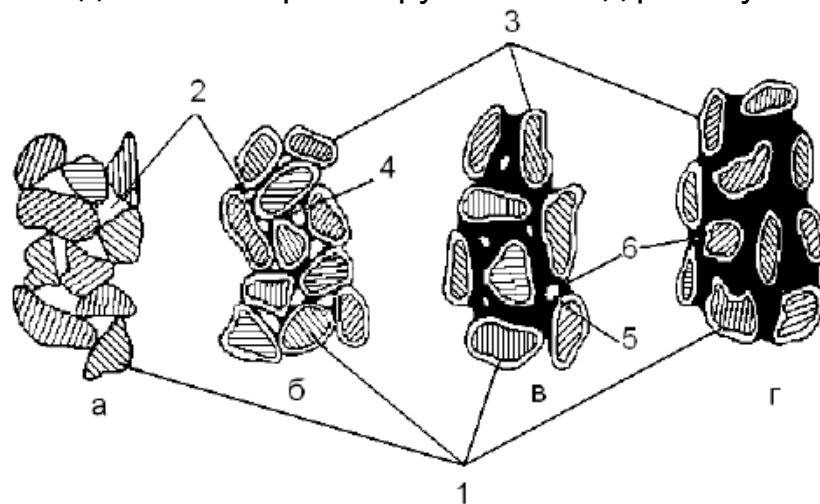


Рисунок 3.1 – Різний стан породи залежно від співвідношення в її порах води і газів: а – абсолютно суха порода; б – слабоволога порода (скелет, повітря і затиснена вода); в – сильноволога порода (скелет, вода і затиснене повітря); г – порода, повністю насичена водою (скелет і вода); 1 – зерна породи (скелет); 2 – повітря в порах, вільно з'єднане з атмосферою; 3 – плівки води навколо зерен породи (міцно- і пухкозв'язна вода); 4 – затиснена капілярна і вільна вода; 5 – затиснені бульбашки повітря; 6 – вільна і капілярна вода, що насичує породу

Гази проникають у породи зони аерації з атмосфери, тому їх склад близький до складу атмосферного повітря. Різниця полягає в тому, що в порах порід міститься значно більше вуглекислого газу і менше азоту та кисню. У родючих ґрунтах і материнських породах, що підстилають їх, відбуваються окислювальні процеси з поглинанням кисню та азоту і вуглекислого газу, тому вміст вуглекислого газу в них може в сотні разів перевищувати його вміст в атмосфері (соті частки відсотка).

Крім кисню, азоту та вуглекислого газу в породах часто містяться важкі вуглеводні, метан і сірководень. Найбільші скупчення цих газів спостерігаються в порівняно глибокозалеглих товщах земної кори.

Між атмосферою і породами зони аерації відбувається постійний газообмін. На нього, так само як на співвідношення рідкої складової і вміст повітря в порах ґрунту, впливає ряд факторів: коливання температури, зміна барометричного тиску, вологість атмосферного повітря, вітер, атмосферні опади, біохімічні процеси і т. д.

Інтенсивність газообміну між породами і атмосферою залежить від характеру порід, їх структури, пористості, ступеня вивітрюваності і тріщинуватості. У щільних монолітних породах газообмін утруднений. У структурних пористих, тріщинуватих скельних та інших породах з великими розмірами порожнин газообмін протікає інтенсивно.

Крім газів атмосферного походження, в породах спостерігаються гази біохімічного та хімічного генезису. Серед газів біохімічного походження найбільш характерними є метан і сірководень. Склад газів хімічного походження дуже різноманітний і залежить від характеру хімічних реакцій, внаслідок яких вони утворюються.

Гази в порах порід зони аерації можуть перебувати у вільному, легкорухливому, зв'язаному (адсорбованому) і затисненому стані.

Гази, що заповнюють пори порід, у вільному стані дуже рухливі, легко пересуваються в порах, беруть участь у газообміні з атмосферою, можуть витіснятися з порід підземними водами при підвищенні їх рівня.

Адсорбовані гази пов'язані з поверхнею мінеральних частинок гірської породи і утримуються на ній молекулярними силами. Кількість адсорбованих газів залежить від мінералогічного складу породи, ступеня її дисперсності і вологості. Найбільшу адсорбційну здатність відносно газів мають тонкодисперсні породи з великим вмістом органічних речовин. При збільшенні вологості кількість адсорбованих газів зменшується, вони витісняються водою і йдуть в атмосферу або утворюють так звані затиснені скупчення газів (повітря). Слід розрізняти тимчасове затиснення газів у зоні аерації і великі скупчення газів у зоні насичення, нижче рівня підземних вод.

Затиснення газів (повітря) в гірських породах зони аерації спостерігається в капілярній зоні і в зоні сезонного коливання рівня підземних вод. Унаслідок сезонного коливання рівня підземних вод і капілярної кайми над їх рівнем повітря або гази виявляються оточеними з усіх боків водою та ізольованими від атмосфери.

Затиснення великих об'ємів повітря в зоні аерації може відбуватися і через господарську діяльність людини, наприклад при інфільтрації води з каналів і водосховищ, створенні підпору підземних вод водосховищами, а також при поливах у районах зрошуваного землеробства.

У зоні насичення гази або знаходяться в розчиненому у воді (нафті) стані, або у вигляді різних за формою скупчень (бульбашки, газові мішки,

поклади), які ізольовані від зовнішньої атмосфери і знаходяться під великим тиском (багато десятків, а часом і сотні атмосфер). Скупчення нафтових газів (суміш метану, етану, етилену та інших вуглеводнів) може досягати дуже великих розмірів. Такі скупчення газів мають промислове значення, їх використовують як сировину для хімічної промисловості та як паливо.

При відносно сухій породі і її слабкому зволоженні в зоні аерації повітря в порах породи вільно сполучається з атмосферою, знаходиться під нормальним тиском і при стисненні породи зовнішнім навантаженням може легко і швидко видавлюватися в міру зменшення об'єму пор і йти в атмосферу (див. рисунок 3.1, а, б). При сильному зволоженні породи (див. рисунок 3.1, в) велика частина пор зайнята водою, повітря знаходиться в затисненому стані у вигляді ізольованих бульбашок, оточених водою. Воно не сполучається з атмосферою і може перебувати під тиском, що перевищує атмосферний. При стисненні такої породи зовнішнім навантаженням затиснене повітря приймає на себе частину зовнішнього навантаження і надає породі пружності.

Затиснене повітря (газ) впливає не тільки на стисливість порід. Воно зменшує їх водопроникність і теплопровідність. Наявність кисню і вуглекислого газу в породах сприяє процесам хімічного вивітрювання, викликаючи реакції окислення, карбонатизації і розчинення (вилуговування) карбонатних порід. Газу надають агресивний руйнівний вплив на підземні частини споруд та комунікацій.

Газу біохімічного походження, що утворюються в молодих мулистих відкладеннях річок і озер, уповільнюють процес природного ущільнення цих осадків, підтримуючи їх у пухкому, легкорухливому стані і тим самим різко знижуючи їх міцність, створюючи значні труднощі при будівництві мостів, набережних, причалів та інших споруд.

Затиснене повітря обумовлює осідання дорожніх та інших насипів з глинистих порід, які можуть відбуватися поступово протягом тривалого часу зі зменшенням об'єму затисненого повітря. У деяких випадках динамічні навантаження на насип з затисненим повітрям можуть призводити до прориву повітря і деформації насипу (рисунок 3.2).

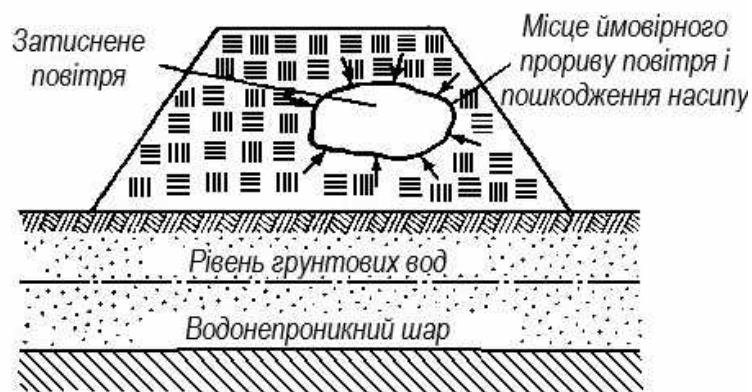


Рисунок 3.2 – Затиснене повітря в насипу і його можливий вплив

3.2.2 Вода в гірських породах

Вода в гірських породах присутня в різній формі і знаходиться з ними в тісній взаємодії. Практично не можна собі уявити гірську породу, особливо пухку, яка не містила б тієї чи іншої кількості води в тій чи іншій її формі і агрегатному стані (*твердому, рідкому і газоподібному*).

Сучасний стан вивченості води в гірських породах дозволяє розрізняти такі категорії води в гірських породах:

1. Зв'язана вода: хімічно зв'язана вода (вода, яка входить до складу мінералів); фізично зв'язана вода (вода, зв'язана на поверхні мінералів).

2. Капілярна вода (перехідна між зв'язаною і вільною водою) – вода, зв'язана капілярними силами.

3. Вільна вода.

Різні категорії води присутні в породах одночасно, межі і співвідношення між ними умовні і змінюються залежно від багатьох чинників: мінералогічного складу породи, ступеня її дисперсності, хімічного складу води і концентрації розчинених у ній речовин, температури води і породи, вологості і тиску повітря.

Зв'язана вода. Зв'язана вода міститься в гірських породах у різних видах і формах та утримується всередині мінералів, що складають породи, і на їх поверхні силами, що значно перевищують силу тяжіння.

Академік В. І. Вернадський виділив такі види *хімічно зв'язаної води*, тобто води, що входить до складу мінералів: конституційну; кристалізаційну; цеолітну.

Конституційна, або власне хімічно зв'язана, вода міцно пов'язана з речовиною мінералу. Вона не зберігає своєї молекулярної цілісності; її молекули внаслідок хімічних реакцій розпадаються на іони H^+ і OH^- і в такому дисоційованому вигляді беруть участь у будові кристалічних решіток мінералів. При цьому іон водню в деяких випадках може заміщатися металами (Ca, Mg, K, Na, Fe). Конституційна вода входить до складу гідроксидів типу $Al_2(OH)_3$, $Ca(OH)_2$, вона міститься в топазі $Al_2(OH)_2SiO_2Al_2$, малахіті $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$ та інших мінералах. Ця вода може бути виділена з мінералу тільки при повному руйнуванні його кристалічної решітки при нагріванні до дуже високих температур, що досягають декількох сотень градусів.

Кристалізаційна вода не утворює з останньою речовиною мінералу хімічної сполуки і бере участь у побудові кристалічних решіток мінералів у вигляді нейтральної молекули H_2O .

Типовими мінералами, що містять кристалізаційну воду, є гіпс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, мірабіліт $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, епсоміт $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ та ін.

Водень кристалізаційної води не може заміщатися іонами металів.

Видалення кристалізаційної води з мінералу відбувається при більш низьких температурах, ніж конституційної, але також при дуже високих температурах (значно більше $100^\circ C$). Видалення кристалізаційної води з

мінералів зумовлює зміну їх фізичних, оптичних та інших властивостей. Змінюються твердість, питома вага, колір, оптичні константи – віддзеркалення і заломлення, перебудовується кристалічна решітка. Наприклад, при видаленні кристалізаційної води з гіпсу (моноклінна система) він перетворюється на ангідрит (ромбічна система).

Цеолітна вода є частиною кристалізаційної води і характеризується змінним вмістом у мінералі і нижчою порівняно з конституційною і кристалізаційною водою температурою виділення з мінералу; починає виділятися з мінералів при температурі 30...100 °С. Вміст цеолітної води в мінералі може коливатися в значних межах, але при цьому фізична однорідність мінералу (до певної межі) не порушується, хоча фізичні властивості (питома вага, прозорість, забарвлення – показник заломлення) змінюються. При нагріванні цеолітна вода поступово, без ендотермічної зупинки на кривій нагрівання виділяється з мінералу і може знову при відповідних умовах поглинатися зневодненим мінералом. Кількість води, що поглинається мінералом, при цьому залежить від пружності парів, атмосферного тиску і температури.

Загальна формула цеолітів – $(Na_2Ca)OAl_2O_3 \cdot nSiO_2mH_2O$, при цьому m змінюється від 1 до 8.

Прикладами мінералів, що містять цеолітну воду, є томсоніт, анальцим, монтморилоніт та ін.

З інженерно-геологічної точки зору цеолітна вода має велике практичне значення. З мінералу вона видаляється при температурі 105...110 °С. Її видалення при визначенні природної вологості порід призводить іноді до помилок, унаслідок яких відносна вологість порід виходить більше одиниці, що фізично неможливо спостерігати в природі. Крім того, завищення вологості порід призводить до зниження допустимих навантажень на глинисті породи при оцінюванні їх як основ фундаментів споруд за чинними будівельними нормативами.

Фізично зв'язаною називається вода, зв'язана на поверхні мінералів. Вона міститься головним чином у тонкодисперсних, глинистих породах і утримується на поверхні мінеральних частинок силами, що мають електричну природу. Міцність зв'язку води з поверхнею мінеральних частинок збільшується в міру наближення шару води до поверхні частинки.

Колоїдна частинка розглядається в колоїдній хімії як складно побудована електрична система. Більшість глинистих мінералів, що складають породи, мають негативний заряд, який притягує до поверхні мінеральної частинки катіони водного середовища. Катіони утворюють навколо частинки два шари: адсорбційний і дифузний (рисунок 3.3).

Вони утримуються біля поверхні частинки з різною силою. Катіони адсорбційного шару, розташовані в безпосередній близькості від частинки, пов'язані з її поверхнею дуже міцно і утворюють із зарядом частинки нерухому частину подвійного електричного шару. Чим більше віддалені катіони від поверхні частинки, тим менше зв'язок.

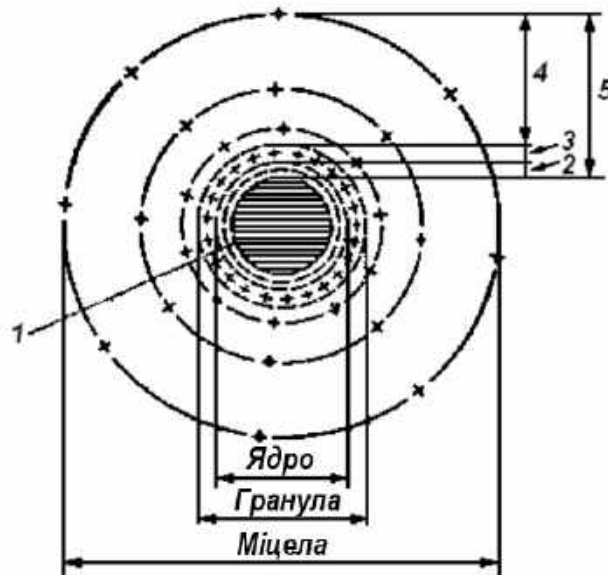


Рисунок 3.3 – Схема будови колоїдної міцели: 1 – глиниста колоїдна частинка; 2 – негативні заряди на поверхні частинки; 3 – адсорбційний (нерухомий) шар катіонів; 4 – дифузний (пересувний) шар; 5 – подвійний електричний шар

Такий розподіл іонів у водному середовищі навколо колоїдних частинок відбувається під впливом двох сил: електричних і сил молекулярного теплового руху. Сили електричного тяжіння між негативно зарядженою частинкою і позитивно зарядженими іонами концентрують катіони навколо частинки, а сили молекулярного теплового руху прагнуть розподілити іони рівномірно по всьому розчину. Внаслідок дії цих двох протилежних сил у розчині навколо мінеральної частинки встановлюється рівновага, аналогічно рівновазі газів у земній атмосфері (зменшення щільності газів у міру збільшення відстані від земної поверхні): концентрація катіонів зменшується в міру віддалення від поверхні частинки, а концентрація аніонів зростає.

На деякій відстані від твердої частинки обидві концентрації вирівнюються. Ця відстань визначає товщину дифузного шару, за яким починається вільний розчин. *Дифузним шаром*, або *іонною атмосферою*, називається шар іонів, що розділяється навколо частинки за вказаною закономірністю. Товщина дифузного шару може змінюватися залежно від фізико-хімічної обстановки водного середовища.

Колоїдна частинка, оточена адсорбційним і дифузним шарами іонів, називається *міцелою*. Колоїдна частинка, оточена тільки іонами адсорбційного шару, називається *гранулою*. Колоїдна частинка, позбавлена адсорбційного і дифузного шарів, називається *ядром*.

Електричні заряди частинки і катіони адсорбційного і дифузного шарів утворюють подвійний електричний шар навколо колоїдної частинки, при цьому заряди частинки і катіони адсорбційного шару називаються нерухомою частиною подвійного електричного шару, а катіони дифузного шару – рухомою частиною (рисунок 3.4). Молекули води, потрапляючи в електричне поле, створюване зарядами частинки та іонів, що знаходяться в дифузному шарі,

приймають орієнтоване положення: позитивним полюсом вони спрямовані в бік негативно заряджених глинистих частинок, а негативним – до катіонів адсорбційного шару (рисунок 3.5).

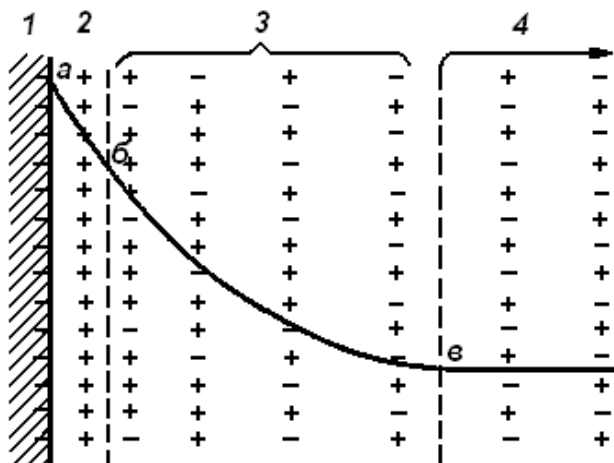


Рисунок 3.4 – Схема подвійного електричного шару: 1 – поверхня глинистої частинки з негативними зарядами; 2 – катіони адсорбційного шару; 3 – катіони й аніони дифузного шару; 4 – вільний розчин: **ав** – падіння електричного потенціалу в подвійному електричному шарі; **бв** – падіння потенціалу в дифузному шарі

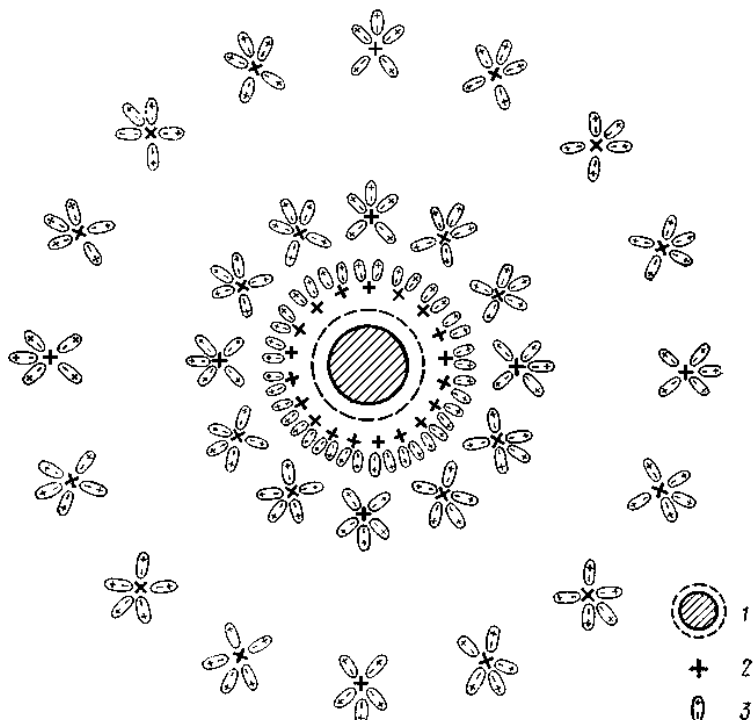


Рисунок 3.5 – Схема будови колоїдної міцели у водному розчині: 1 – негативно заряджена глиниста частинка; 2 – катіони адсорбційного і дифузного шарів; 3 – диполі води

Таким чином, створюються гідратні оболонки з молекул води, пов'язаних як безпосередньо з ядром, так і з катіонами адсорбційного і дифузного шарів. З цих оболонок утворюється загальна гідратна оболонка навколо глинистої частинки.

Природно, що чим більше полярність рідини, тим більше її молекул буде притягтися глинистою частинкою і катіонами адсорбційного і дифузного шарів. Наприклад, вода, яка має дуже високу полярність, утворює більш товсті гідратні оболонки, ніж інші, не такі полярні рідини.

Товщина шару води, що утворює гідратні оболонки, залежить від мінералогічного складу породи, розміру і форми зерен, складу і концентрації водного розчину в порах породи, атмосферного тиску, вологості і температури повітря.

Капілярна вода. Вода, яка міститься в капілярних порах ґрунту і пересувається під впливом підйомної сили, що є наслідком поверхневого натягу, котрий розвивається в увігнутому меніску води на межі розподілу «вода – повітря», називається *капілярною*.

Спеціальні дослідження показали, що рух капілярної води відбувається тільки в капілярних порах діаметром більше 0,1 мкм. В ультракапілярних порах (з діаметром менше 0,1 мкм) капілярного руху води не спостерігається, тому що весь простір цих пор повністю зайнятий зв'язаною водою.

У грубодисперсних породах з розміром зерен більше 2 мм капілярної води також не спостерігається, і всі пори таких порід містять вільну (гравітаційну) воду.

Отже, до певних меж висота капілярного підняття води залежить від розміру мінеральних частинок і збільшується при зменшенні їх діаметра. У глинистих ґрунтах вона залежить також від структури і текстури.

Розрізняють капілярно-підняту і капілярно-підвішену воду (рисунок 3.6).

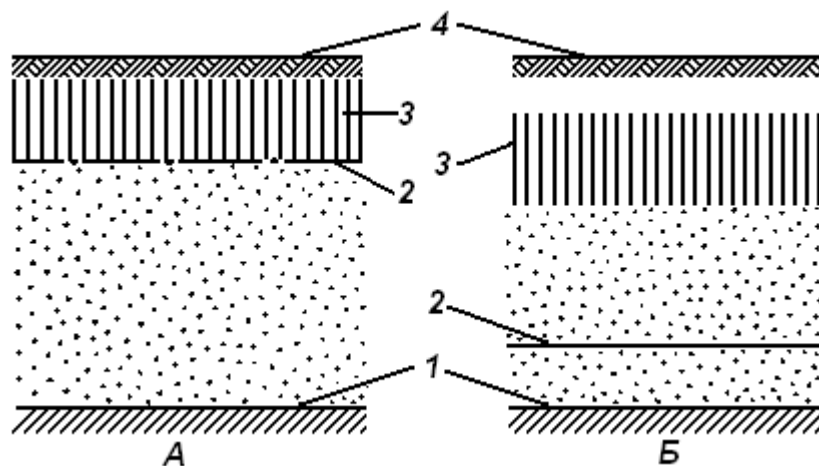


Рисунок 3.6 – Схема капілярно-піднятої (А) і капілярно-підвішеної (Б) води:
1 – водотривка порода; 2 – рівень ґрунтових вод; 3 – капілярна вода;
4 – поверхня землі

Капілярно-піднята вода розташована безпосередньо вище рівня підземних вод і залежить від положення цього рівня. При зниженні рівня підземних вод знижується верхня межа зони капілярної води і навпаки.

При випаровуванні капілярно-піднятої води рівень її не змінюється. Він підтримується надходженням вільної води з підземних вод по капілярних порах.

Капілярно-підвішена вода, на відміну від капілярно-піднятої, не має безпосереднього зв'язку з ґрунтовими водами, тому вона не може підвищити свій рівень за рахунок підземних вод. У природних умовах капілярно-підвішена вода утворюється при просочуванні атмосферних опадів у зону аерації, складену тонко- і дрібнозернистими породами, що підстелені грубозернистими породами, і при глибокому заляганні рівня ґрунтових вод.

При випаровуванні капілярно-підвішеної води рівень її поступово знижується. При тривалому випаровуванні капілярно-підвішена вода може зникнути повністю.

Властивості води в капілярній зоні відмінні від властивостей зв'язаної і вільної води. Вони є немов би перехідними між тими й іншими. У своєму русі капілярна вода не підкоряється закону сили тяжіння. Вона не впливає вільно в гірничі виробки. У той же час сили зв'язку її з поверхнею мінеральних частинок значно менше, ніж зв'язаної води.

Капілярна вода, на відміну від останньої, передає гідростатичний тиск. Замерзає вона при температурі нижче 0 °С. Температура її замерзання тим нижче, чим менше діаметр капілярних пор, в яких вона знаходиться. Так, у капілярних порах діаметром 1,6 мм вона замерзає при температурі –6,4 °С, а в капілярних порах діаметром 0,06 мм – при температурі близько –19 °С.

Інженерно-геологічне значення капілярної води полягає в тому, що вона викликає в ряді випадків специфічні процеси, які несприятливо позначаються на господарській діяльності людини.

У районах зрошеного землеробства підвищення рівня підземних вод внаслідок поливу викликає відповідне підвищення рівня капілярної зони, нерідко вона досягає поверхні землі. В такому випадку при інтенсивному випаровуванні капілярної води в умовах жаркого клімату на поверхні ґрунтів відбувається відкладення солей, що містяться в підземних водах. Такі ґрунти повністю втрачають родючість, виходять із сільсько-господарського обороту, тому потрібне проведення меліоративних заходів з розсолення ґрунтів.

Під час будівництва доріг капілярна вода зволожує полотно дороги і нерідко викликає при замерзанні утворення глибин, що руйнують дорожнє полотно. Закладання фундаментів будівель у зоні капілярного підняття пов'язане з появою вогкості в підземних або цокольних приміщеннях, а за наявності підземних вод, що характеризуються агресивністю, – з поступовим руйнуванням фундаментів.

У зв'язку з цими несприятливими процесами слід проводити спеціальні заходи (дренаж, штучне зниження висоти капілярного підняття, гідроізоляція та ін.) для боротьби з ними. Для проектування заходів потрібно знати капілярні властивості ґрунтів: максимальну висоту і швидкість капілярного підняття. Ці показники визначаються в лабораторних умовах шляхом безпосереднього спостереження за підняттям

капілярної води в скляних трубках, заповнених досліджуваною породою, або в спеціальних приладах – капіляриметрах. Висота капілярного підняття може бути визначена також шляхом безпосередніх спостережень за зволоженням породи вище рівня ґрунтових вод у шурфах, канавах та інших виробках.

Вільна вода. Вільною, або гравітаційною, називають воду, що заповнює різні великі порожнечі в гірських породах і пересувається в них під впливом сили тяжіння і різниці напорів.

Вільна вода, яка пересувається в породах зверху вниз під впливом сили тяжіння, називається *водою, що просочується* (атмосферна волога), а та, яка рухається в різних напрямках під впливом різниці напорів – *потокami підземних вод*.

У деяких випадках при поверховому розташуванні водоносних горизонтів, розділених між собою глинистими породами, може спостерігатися перетікання підземних вод з нижчих водоносних горизонтів у вищі через товщі глин під впливом великої різниці напорів у цих горизонтах.

Іноді вільна вода може міститися в замкнутих порожнинах породи і перебувати в стані спокою – *імобілізована вода*.

Вільна вода має звичайні ознаки, властиві воді на поверхні землі. Її кількість у гірських породах залежить від характеру порід, їх структури і гранулометричного складу, ступеня тріщинуватості скельних порід і від інших факторів. У щільних глинистих породах, де кількість макропор дуже мала, вільна вода міститься в незначних кількостях і може бути відсутня зовсім. Ці породи містять переважно зв'язану воду. У великоуламкових і тріщинуватих скельних породах вільна вода переважає над іншими видами води.

За хімічним складом вільна вода може бути різною. Вона містить розчинені солі і гази, а також різні речовини в колоїдальному стані. Кількість розчинених речовин може коливатися від декількох десятків і сотень міліграмів на літр води (прісні, слабомінералізовані води) до грамів, десятків і сотень грамів на літр води (солонуваті, солоні води і розсоли).

Розчинені у воді солі знаходяться в рухомій рівновазі з мінеральною частиною породи. З катіонів у воді найчастіше трапляються Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} і K^{+} , а з аніонів – Cl^{-} , SO_4^{2-} і HCO_3^{-} . З колоїдів найбільш часто у воді знаходяться SiO_2 і полуторні окисли. Значення pH коливається від 6 до 10. Вода найчастіше містить такі гази: кисень, вуглекислий газ, азот, сірководень.

При температурі нижче 0 °С вільна вода замерзає з утворенням у порох породи кристалів льоду, які в більшості випадків діють як цемент, підвищуючи міцність породи. При відтаванні такої породи міцність її зменшується.

Інженерно-геологічне значення вільної води полягає в тому, що вона

є універсальним розчинником. Розчинювальна, тобто агресивна, здатність води призводить до ослаблення монолітності – міцності порід. Вода, яка замерзає в тріщинах скельних порід, викликає механічне руйнування цих порід (морозне вивітрювання).

Вільна вода, що знаходиться в порах, передає гідростатичний тиск, зменшує вагу скелета породи за законом Архімеда, надає зважувальний тиск на підшву споруд. Механічний вплив води, що рухається, полягає в гідродинамічному тиску на породи на схилах і різних виробках, у виносі часток породи – суфозії, утворенні пливунів, зсувів та інших процесів.

3.3 Водопроникність і гранулометричний склад ґрунтів

3.3.1 Коефіцієнт фільтрації

Вода сильно впливає на властивості і стан практично всіх скельних і дисперсних ґрунтів. Циркуючи в порах і тріщинах, вода знаходиться в постійній взаємодії з породами, що викликає якісні і кількісні зміни як у гірських породах, так і в підземних водах.

З впливом води пов'язане виникнення процесів розчинення і вилуговування, суфозії, просадки льосоподібних порід, утворення пливунів і зсувів, зміни концентрації солей, набухання і розмокання глинистих порід, вивітрювання та ін. Всі ці процеси викликають зміну міцності і стійкості порід.

Значна частина зазначених процесів розглядається в курсах гідрогеології та інженерної геології. У ґрунтознавстві головним чином вивчається вплив води на структуру і міцність гірських порід, а також здатність поглинати воду і пропускати її крізь себе, тобто на так звані водні властивості порід.

Під *водопроникністю* розуміють здатність порід пропускати (фільтрувати) воду крізь наявні в них пори, тріщини та інші порожнечі.

На фільтрацію води в породах впливають такі основні фактори:

- а) сила тяжіння (гравітаційне пересування води);
- б) різниця напорів;
- в) стиснення породи під зовнішнім тиском, прикладеним до неї;
- г) капілярні сили, що розвиваються на поверхні розподілу вода – повітря;
- д) осмотичні сили, обумовлені різницею концентрацій розчинених у воді речовин;
- е) електричний струм, який викликає електрокінетичні явища;
- ж) температура (конвекційні струми, випаровування, замерзання).

Закони гравітаційного (вільного) пересування води розглядаються в гідрогеології. В інженерно-геологічній діяльності доводиться визначати водопроникність порід у зв'язку з гравітаційним пересуванням води. Не менш цікавий процес пересування зв'язаної води в глинистих породах під

дією навантажень від споруд, а також електроосмотичних і капілярних сил.

Пересування води під впливом цих факторів викликає цілу низку інженерно-геологічних процесів: осідання споруд, просідання льосових порід, капілярне зволоження споруд, засолення зрошуваних земель. Розроблення заходів по боротьбі із зазначеними несприятливими процесами вимагає вивчення причин, що їх викликають.

Водопроникність ґрунтів характеризують *коефіцієнтом фільтрації* K_{ϕ} .

З курсів гідравліки і гідрогеології відомо, що рух води в ґрунтах в основному є ламінарним і підкоряється закону Дарсі, згідно з яким об'єм профільтованої води може бути визначений за такою залежністю:

$$W = tFK_{\phi}I, \quad (3.1)$$

де t – час фільтрації; F – внутрішня поперечна площа фільтраційного пристрою; $I = (H_1 - H_2) / \ell$ – напорний (гідравлічний) градієнт; $H_1 - H_2$ – різниця напорів води H_1 і H_2 ; ℓ – довжина шляху фільтрації (рисунок 3.7).

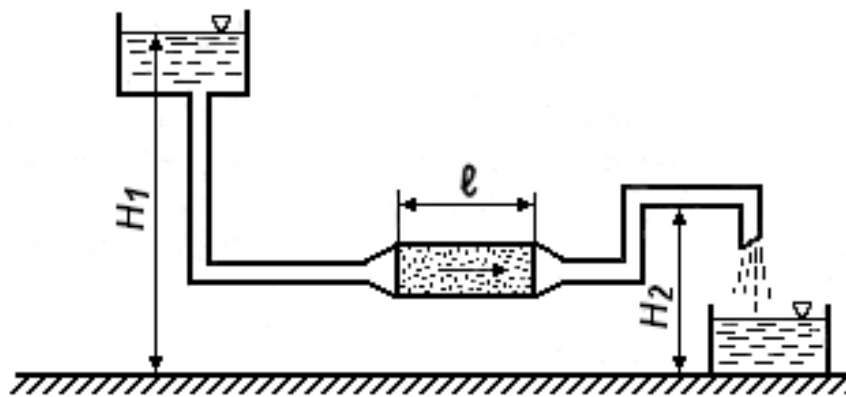


Рисунок 3.7 – Схема установки для визначення коефіцієнта фільтрації

Ввівши поняття швидкості фільтрації як об'єм профільтованої води в одиницю часу на одиницю площі

$$V_{\phi} = \frac{W}{tF}, \quad (3.2)$$

закон Дарсі зведемо до вигляду

$$V_{\phi} = K_{\phi}I. \quad (3.3)$$

З формул (3.1) і (3.3) можна зробити такий висновок: коефіцієнт фільтрації K_{ϕ} – об'єм води, що проходить за одиницю часу крізь перетин, площа якого дорівнює одиниці, при одиничному напірному градієнті (або швидкість фільтрації при одиничному напірному градієнті, тобто $I = 1$).

Коефіцієнт фільтрації K_{ϕ} широко використовують у практиці гідрогеологічних розрахунків.

3.3.2 Залежність водопроникності ґрунтів від їх гранулометричного складу

Величина водопроникності різних порід коливається в широких межах і залежить від багатьох чинників, зокрема для пухких порід головними є розмір і форма зерен і пор, структура породи, а для скельних і напівскельних порід – характер, розмір і форма пор, тріщин та інших пустот. Породи без жорстких зв'язків, тобто дисперсні ґрунти, складаються з окремих зерен часток різної величини, форми і речового складу. Діапазон розмірів часток – від декількох метрів у великоуламкових породах (великі брили) до тисячних і мільйонних часток міліметра в глинистих породах (найдрібніші колоїдні частинки). Групи часток певного розміру називають *фракціями гранулометричного складу*.

Під *гранулометричним (механічним) складом* породи розуміють відносний вміст у ній (за вагою) частинок різної величини. Гранулометричний склад – один із важливих факторів, що визначають властивості і характеристики породи: пластичність, пористість, опір зрушенню, стисливість, усадка, набухання, висота капілярного підняття, водопроникність та ін.

Зміна гранулометричного складу порід викликає зміну їх властивостей. Наприклад, зі зменшенням розміру частинок уламкових пухких порід зменшується їх водопроникність: галечники, що складаються з частинок розміром понад 20 мм, мають високу водопроникність; піски, які складаються з частинок розміром від 0,05 до 2 мм, мають значно нижчу водопроникність; водопроникність глин, розміри частинок яких менше 0,005 мм, незначна і практично вважається рівною нулю.

Від розміру частинок дисперсних порід залежить величина вільної енергії. Зі зменшенням розмірів частинок швидко зростає їх сумарна поверхня і поверхнева енергія.

Загальне уявлення про сумарні поверхні дає так звана питома поверхня. Під *питомою поверхнею* розуміють сумарну поверхню всіх частинок, укладених у кубічному сантиметрі або в одному грамі породи. Ця поверхня, будучи поверхнею поділу двох різних середовищ (тверда речовина – вода або газ), має великий запас енергії, що обумовлює різноманітні поверхневі явища в тонкодисперсних породах.

Породи в міру дроблення на більш дрібні частинки набувають характерних колоїдних властивостей, що різко відрізняють їх від менш роздроблених. Тому гранулометричний склад важливий при вивченні як грубодисперсних, так і тонкодисперсних порід.

Існує велика кількість класифікацій фракцій і порід за гранулометричним складом стосовно до різних галузей народного господарства. У будівництві найбільш поширеною нині є класифікація гранулометричних фракцій, в якій враховується розмір фракцій, а для великоуламкових фракцій – також їх форма (таблиця 3.1).

Таблиця 3.1 – Класифікація гранулометричних фракцій

Назва фракцій	Ступінь крупності	Розмір частинок, мм
Валуни (обкатані) і каміння (кутові)	Великі Середні Дрібні	Більше 800 400...800 200...400
Галька (окатані) і щебінь (кутасті)	Дуже великі (булижники) Великі Середні Дрібні	100...200 60...100 40...60 20...40
Гравій (окатані) і дресва (кутові)	Великі Середні Дрібні	10...20 4...10 2...4
Піщані частинки (пісок)	Дуже великі Великі Середні Дрібні Тонкі	1...2 0,5...1 0,25...0,5 0,10...0,25 0,05...0,10
Пилувати частинки (пил)	Великі Дрібні	0,01...0,05 0,005...0,01
Глинисті частинки	Грубі Тонкі	0,001...0,005 Менше 0,001

Виділення окремих груп фракцій у наведеній нижче класифікації засноване на спеціальних дослідженнях В. В. Охотіна, М. М. Філатова й інших учених, які встановили, що виділеним фракціям притаманні певні петрографічні особливості і характерні тільки для них властивості.

Валуни, брили, галька, гравій (камені, щебінь, хрящ), тобто частинки розміром більше 2 мм, відрізняються тільки розміром. Вони складаються з уламків гірських порід різного петрографічного складу або (рідше) з окремих мінералів. Ці частинки не затримують воду, тобто характеризуються досконалою водовіддачею, високою водопроникністю, яка підвищується в міру збільшення розміру часток, не мають капілярних властивостей, сипкі.

Піщані частинки (0,05...2 мм) являють собою скупчення зерен різних мінералів (кварцу, польового шпату, глауконіту, кальциту, слюди та ін.), де переважають головним чином зерна стійкого проти вивітрювання кварцу, кількість яких збільшується в міру зменшення крупності піску. Піщані частинки не мають зв'язності, пластичності і липкості, в сухому стані – сипкі, у воді не розмокають, набухають. Водопроникні, їх водопроникність підвищується зі збільшенням розмірів частинок. Мають капілярні властивості, причому висота капілярного підняття збільшується в міру

зменшення розміру частинок. Водовіддача у них хороша. Піщані частинки розміром менше 0,25 мм при повному водонасиченні можуть переходити в пливунний стан.

Пилуваті частинки (0,005...0,05 мм) складаються переважно з аморфної кремнієвої кислоти. У сухому стані характеризуються дуже слабкою зв'язністю. У воді не набухають, не пластичні. Легко переходять у пливунний стан. Мають високу капілярність, низьку водопроникність і слабку водовіддачу.

Глинисті частинки (менше 0,005 мм) складаються головним чином із зерен вторинних глинистих мінералів: монтморилоніту, каолініту, гідрослюди, гідратів окису заліза, кварцу в невеликій кількості. Характеризуються зв'язністю, великою вологоємністю. Практично водонепроникні. Сильно набухають у воді, пластичні, мають липкість. У сухому стані можуть являти собою тверде тіло, при перезволоженні можуть переходити в текучий стан. Глинисті частинки мають високі колоїдні властивості.

У природних умовах пухкі і зв'язні породи зазвичай являють собою різні суміші із зазначених вище фракцій. Залежно від переважання в породі тих чи інших фракцій вона за своїми властивостями може наближатися до піщаних або глинистих часток або займати проміжне положення між цими фракціями.

На основі особливостей пухких і зв'язних порід залежно від їх гранулометричного складу різними авторами запропоновано значну кількість гранулометричних класифікацій цих порід. Розглянемо лише найбільш поширену з них – класифікацію В. В. Охотіна, створену для цілей дорожнього будівництва. В основу цієї класифікації покладено співвідношення трьох основних груп фракцій: піщаних, пилуватих і глинистих (таблиця 3.2).

Для визначення гранулометричного складу породи проводять аналіз, який полягає в розчленуванні дисперсної породи на близькі за величиною частинок групи фракцій.

Зараз розроблено багато методів гранулометричного аналізу, які можна об'єднати в такі групи: візуальні, ситові, гідравлічні, аеродинамічні й оптичні. Результатом гранулометричного аналізу складу породи є виражений у відсотках вміст груп фракцій за вагою.

До групи *візуальних методів* відносять методи, засновані на вимірюванні й описі гранулометричного складу порід на око або під лупою шляхом порівняння з еталонними колекціями, таблицями (трафаретами), шкалами та ін. Ці методи використовують головним чином для польового опису порід і попередньої оцінки гранулометричного складу.

Ситовий метод гранулометричного аналізу заснований на використанні комплектів сит для поділу піщаних порід на різні фракції (рисунок 3.8).

Таблиця 3.2 – Гранулометрична класифікація порід

Назва ґрунту	Вміст частинок, %		
	Глинистих (менше 0,005 мм)	Пилуватих (0,005...0,05 мм)	Піщаних (0,05...2,0 мм)
Глина	Більше 30	–	–
Суглинок важкий	20...30	–	–
Суглинок середній	15...20	–	Більше, ніж пилуватих
Суглинок середній пилуватий	15...20	Більше, ніж піщаних	–
Суглинок легкий	10...15	–	Більше, ніж пилуватих
Суглинок пилуватих	10...15	Більше, ніж піщаних	–
Супісок важкий	6...10	–	Більше, ніж пилуватих. Переважають частинки розміром 0,25...2 мм
Супісок дрібнозернистий	6...10	–	Більше, ніж пилуватих. Переважають частинки розміром 0,05...0,25 мм
Супісок важкий пилуватий	6...10	Більше, ніж піщаних	–
Супісок легкий	3...6	–	Більше, ніж пилуватих. Переважають частинки розміром 0,25...2 мм
Супісок легкий дрібнозернистий	3...6	–	Більше, ніж пилуватих. Переважають частинки розміром 0,05...0,25 мм
Супісок легкий пилуватий	3...6	Більше, ніж піщаних	–
Пісок	Менше 3	–	Більше, ніж пилуватих. Переважають частинки розміром 0,25...2 мм
Пісок дрібнозернистий	Менше 3	–	Більше, ніж пилуватих. Переважають частинки розміром 0,05...0,25мм

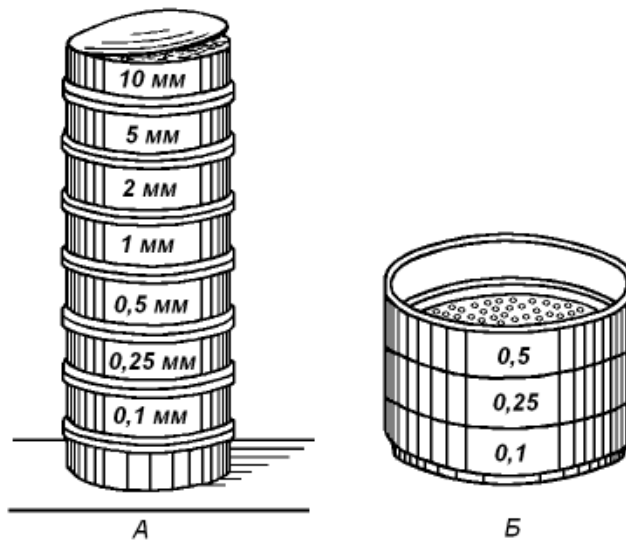


Рисунок 3.8 – Комплект сит для гранулометричного аналізу пісків:
 А – повний комплект; Б – набір малих сит з отворами 0,5, 0,25 і 0,1 мм

Для інженерно-геологічних цілей зазвичай беруть повний комплект, що складається з семи сит: чотирьох сит з великими штапованими отворами діаметром 10, 5, 2 і 1 мм і трьох сит із латунної сітки простого плетіння з отворами розміром 0,5, 0,25 і 0,1 мм.

Ситовий аналіз – основний метод вимірювання гранулометричного складу пісків. Він носить самостійний характер для аналізу пісків, які не містять частинок менше 0,1 мм. В іншому випадку ситовий аналіз проводять у комбінації з будь-яким іншим методом, необхідним для поділу тонко піщаних, пилюватих і глинистих фракцій.

Для поділу піску на ситах відбирають представницький зразок досліджуваного піску, доводять його до повітряно-сухого стану і потім послідовно пропускають крізь весь набір сит, починаючи з сита з найбільш великими отворами. Частинки, що затримуються на ситах, а також ті, що пройшли крізь останнє сито (з найбільш дрібними отворами), зважують, і результати виражають у відсотках відносно до загальної наважки, взятої для аналізу, вагу якої беруть за 100 %.

Гідравлічні методи аналізу засновані на відмінності у швидкості падіння у воді частинок різної крупності. Вони мають багато різних модифікацій: відмулювання в спокійній воді (методи Сабаніна, Аттерберга, Вільямса, Рутківського та ін.), безперервний відбір проб з приготованих суспензій (метод Робінзона, піпетковий аналіз); зважування осадків, що послідовно випадають із суспензії при її відстоюванні; урахування зміни щільності або гідростатичного тиску суспензії (ареометричний аналіз, метод Вагнера та ін.). З перерахованих методів як основний для інженерно-геологічних цілей використовують ареометричний аналіз у комбінації із ситовим аналізом.

При аналізі глинистих засолених порід гідравлічними методами спостерігаються явища коагуляції (злипання частинок, утворення з елементарних частинок агрегатів), які спотворюють результати грануло-

метричного аналізу. Для усунення впливу коагуляції проводять спеціальну хімічну підготовку суспензії (стабілізацію), що виключає можливість злипання частинок.

Аеродинамічні методи засновані на використанні струменя повітря, що рухається, для виділення часток, з яких складається досліджувана порода. Ці методи не набули поширення в Україні в практиці лабораторних досліджень.

Оптичний метод заснований на визначенні розмірів частинок за допомогою мікроскопа. Це найбільш точний метод вивчення гранулометричного складу порід. Він дає можливість не тільки безпосередньо визначити розмір фракцій, а й їх форму, чого не можна зробити за допомогою всіх інших методів гранулометричного аналізу. Визначення розмірів зерен і їх форми здійснюють за допомогою спеціальних пристроїв до мікроскопа (окуляр-мікрометри, препаративодій). Оптичний метод гранулометричного аналізу найбільш трудомісткий і дорогий з усіх інших методів, тому в інженерно-геологічній практиці його не застосовують. Його використовують в науково-дослідних цілях і як контрольний – для проведення арбітражних аналізів.

Дані гранулометричного аналізу використовують для вирішення цілої низки практичних питань, найважливішими з яких є:

а) класифікація порід за їх гранулометричним складом для типізації порід, складання розрізів і карт;

б) наближений розрахунок коефіцієнта фільтрації піщаних порід за емпіричними формулами;

в) оцінювання придатності порід як дорожньо-будівельного матеріалу для відсіпання полотна доріг, тіла дамб, насипів, земляних гребель;

г) конструювання фільтрів свердловин у водоносних пісках, розрахунок оптимальних отворів;

д) оцінювання можливих явищ суфозії (виносу частинок) з тіла фільтрувальних дамб і їх основ, зі стінок котлованів і шахт, бортів виїмок; розрахунок зворотних фільтрів, покликаних унеможливити явища суфозії;

е) оцінювання пухких незв'язних порід як інертних добавок для бетону;

ж) визначення за будівельними нормами і правилами нормативного тиску на основи фундаментів споруд, що проектуються на піщаних породах.

3.3.3 Класифікація ґрунтів за ступенем водопроникності

Чим більше розмір зерен і чим однорідніше порода, тим більше її водопроникність. Обкатані зерна підвищують водопроникність пухких порід, гострокутні неправильної форми зерна знижують її. Водопроникність різко знижується в неоднорідних за гранулометричним складом пухких породах,

проміжки між великими зернами яких заповнені дрібнішими.

При глинистому заповнювачі велике значення має стан цих частинок: у скоагульованому стані вони мають більш високу водопроникність, ніж у диспергованому. Ця особливість безпосередньо пов'язана зі складом обмінних катіонів у глинистих породах. Обмінний катіон Na^+ надає диспергувальний вплив на глинисті породи і, як наслідок, викликає зниження їх водопроникності. Обмінний катіон Ca^{2+} , навпаки, викликає коагуляцію і підвищення водопроникності. Наявність у глинистій фракції сильно набухаючих мінералів (група монтморилоніту) викликає зниження водопроникності. Аналогічний вплив надають органічні речовини.

У зв'язних структурних породах водопроникність неоднорідна в різних напрямках. Такі породи називають *анізотропними щодо водопроникності*. Це льоси, льосоподібні суглинки, стрічкові глини. Явище фільтраційної анізотропії в цих породах обумовлено особливостями їх структури.

У льосах і льосоподібних суглинках воно викликано наявністю макропор – великих пор, що орієнтовані вертикально і утворюють вертикальні канали, в яких водопроникність значно вище (в 30 і більше разів), ніж у горизонтальному напрямку, тобто в напрямку, перпендикулярному до напрямку каналів (рисунок 3.9, а). У стрічкових глинах, що являють собою горизонтальне перешарування тонких пісків з глинистим матеріалом, спостерігається зворотна картина: водопроникність у горизонтальному напрямку вище, ніж у вертикальному (рисунок 3.9, б).

Фільтраційна неоднозначність може спостерігатися у всіх шаруватих породах, у породах з наявністю сланцюватості, з одним переважальним напрямком тріщинуватості тощо. Наявність у породах повітря і зв'язаної води знижує водопроникність породи. Вода і повітря, займаючи частину пор, роблять їх недоступними для просочування вільної води. Крім того, при фільтрації води через такі породи значно знижується напір, який витрачається на проштовхування бульбашок газу. Водопроникність залежить також від температури води, яка фільтрується. При низьких температурах підвищується в'язкість води, з огляду на це водопроникність знижується.

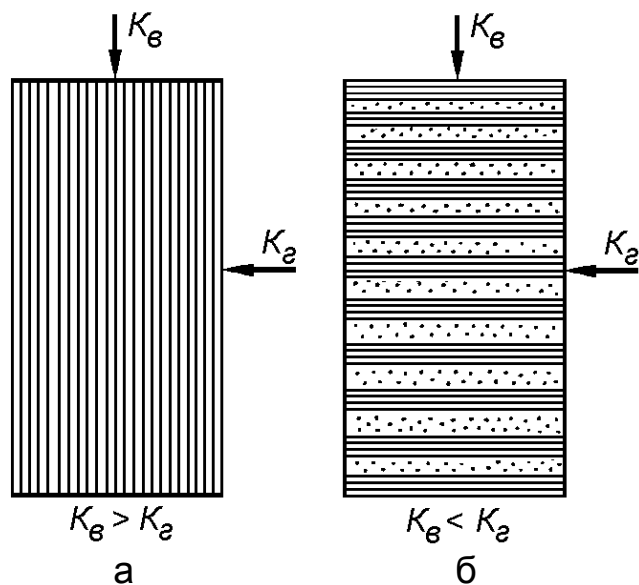


Рисунок 3.9 – Схема співвідношення фільтраційних властивостей анізотропних порід – льосу (а) і стрічкових глин (б):

K_v – коефіцієнт фільтрації у вертикальному напрямку; K_h – коефіцієнт фільтрації в горизонтальному напрямку

Величина водопроникності різних ґрунтів коливається в широких межах (таблиця 3.3).

Таблиця 3.3 – Фільтраційна здатність деяких ґрунтів

Назва ґрунту	Коефіцієнт фільтрації K_{ϕ} , м/добу
Сильнотріщинуваті закарстовані вапняки	200...300 і більше
Добре промитий галечник без наповнювача	100 і більше
Гравійно-галькові відкладення з піщаним заповнювачем	10...30
Піски неоднорідні	5...10
Супіски	0,1...2
Суглинки	Менше 0,1
Глини	Тисячні частки

За ступенем водопроникності Ф. П. Саваренський розділив усі ґрунти на три групи:

- *водопроникні*, якщо $K_{\phi} > 1$ м/добу (всі тріщинуваті скельні породи, великоуламкові, галечники, піски);
- *напівпроникні*, якщо $K_{\phi} = 0,001...1$ м/добу (глинисті піски, супіски, льоси, слабкотріщинуваті скельні породи);
- *практично непроникні*, якщо $K_{\phi} < 0,001$ м/добу (щільні масивно-кристалічні скельні породи, нетріщинуваті мергелі, аргіліти, глини).

У глинах, які є практично водонепроникними породами, значна частина води знаходиться у зв'язаному стані. Ця вода під впливом сили тяжіння не переміщається. Однак, створюючи на ґрунт навантаження (збільшуючи напорний градієнт), можна змусити переміщатися і зв'язану воду. З точки зору водопостачання, тобто вилучення з гірських порід води як корисної копалини, вода, що міститься в глинах і глинистих породах, практичного інтересу не становить, тому що виділяється з них при високому тиску і в дуже невеликих кількостях.

Напірний градієнт, при якому зв'язана вода в глинах починає переміщатися, називають *початковим градієнтом*, або *градієнтом порога фільтрації*.

Величина початкового градієнта фільтрації залежить від складу і структури породи і може досягати дуже великих значень (близько десяти і більше). Початковий градієнт необхідно враховувати при розрахунку осідання споруд. Шари породи в області будівництва, в яких градієнт виявляється менше початкового, ущільнюються слабо і швидко в часі.

Фільтраційні властивості порід визначають у лабораторних і польових умовах. У лабораторних умовах досліджувану породу поміщають у спеціальний прилад, під різними напірними градієнтами крізь неї пропускають воду, витрати якої враховують, а потім за формулами розраховують K_{ϕ} . Для пісків K_{ϕ} може бути розрахований за емпіричними формулами, які відображають залежність коефіцієнта фільтрації від гранулометричного складу.

У польових умовах застосовують дослідні відкачки води з шурфів і свердловин або наливи (нагнітання) її в шурфи і свердловини. Визначивши витрати відкачаної води або води, яка нагнітається, і величину зниження або підвищення її рівня, а також використовуючи інші вихідні дані, за формулами розраховують K_{ϕ} .

У нафтовій геології фільтраційні властивості порід оцінюють за величиною проникності, під якою розуміють здатність пористих порід пропускати рідини або газу за наявності перепаду тиску. За одиницю проникності прийнятий 1 *дарсі* – об'єм рідини, що дорівнює 1 см^3 , яка протікає за 1 с крізь поперечний переріз породи площею 1 см^2 , при ламінарному режимі, перепаді тиску 1 атм на 1 см відстані і в'язкості 1 сантипуаз.

Коефіцієнти фільтрації і проникності – основні показники, які використовуються при вирішенні різноманітних гідрогеологічних та інженерно-геологічних завдань (розрахунки водопостачання і водозниження, запасів підземних вод, фільтраційних втрат при будівництві гідротехнічних і дренажних споруд та ін.).

3.4 Структура, текстура, складання і тріщинуватість порід

Єдиного, загальноприйнятого визначення понять структури і текстури в геології немає. Деякі дослідники вважають ці поняття однозначними і розрізняють їх тільки відносно до масштабу досліджуваних елементів: при вивченні макроелементів породи застосовують термін "текстура", при вивченні мікроелементів – "структура".

В інженерній геології під *структурою* розуміють такі особливості будови гірських порід, які визначаються розміром, формою і кількісним співвідношенням окремих мінеральних частинок або їх агрегатів, а також органічних залишків, що складають породу.

Під *текстурою* порід розуміють сукупність ознак, що характеризують просторове розміщення мінеральних частин або агрегатів у породі і монолітність – ступінь суцільності породи. До текстур відносять шаруватість, окремість, сланцюватість, пористість і т. д.

Текстурні і структурні особливості порід повинні вивчатися при інженерно-геологічних дослідженнях і враховуватися при відборі зразків для досліджень і при визначенні властивостей порід у польових і

лабораторних умовах. Структурно-текстурні особливості порід відображають умови формування породи і визначають їх властивості. Вони відображають перш за все неоднорідність порід, яка обумовлює анізотропність щодо водопроникності, стисливості, опору зрушенню, що визначають поведінку порід при зведенні споруд і стійкість останніх.

Е. М. Сергєєв поділив структурно-текстурні особливості порід на макро-, мезо- і мікроструктури й текстури. Цей поділ значною мірою умовний, оскільки чітких меж між виділеними типами немає. Виділення їх визначається ступенем видимості. До макроструктурних і макротекстурних особливостей належать елементи, видимі неозброєним оком. Структурні і текстурні ознаки, які встановлюються при вивченні порід під поляризаційним мікроскопом, належать до мезоструктурних і мезотекстурних особливостей. За допомогою електронного мікроскопа і рентгеноскопії вивчають мікроструктурні і мікротекстурні особливості.

3.4.1 Структура порід

Детально структури гірських порід вивчають у петрографії магматичних і осадових порід. Тут будуть розглянуті тільки ті особливості структур, які мають інженерно-геологічне значення.

Структура порід з жорсткими зв'язками. Вивчення структур порід з жорсткими зв'язками між зернами (магматичних, метаморфічних і зцементованих осадових порід) з точки зору оцінювання їх як основ звичайних споруд великого практичного значення не має, тому що їх міцність у більшості випадків цілком забезпечує стійкість споруд. Міцність розглянутих порід забезпечується міцними, жорсткими зв'язками між зернами. Решта структурних ознак цих порід цікаві головним чином з точки зору впливу на інтенсивність і характер процесів вивітрювання, а деяких осадових зцементованих порід – з точки зору впливу на процеси вилуговування.

У *магматичних порід* фізико-механічні властивості часто залежать від розмірів кристалів мінералів, з яких вони складаються, а також від ступеня розкристалізованості породи. Як правило, дрібнокристалічні, добре розкристалізовані породи мають більшу міцність і стійкість щодо вивітрювання, ніж породи того ж мінералогічного складу, але більш крупнокристалічні і слабше розкристалізовані. Тому всі структури магматичних порід поділяють насамперед за зернистістю і ступенем розкристалізованості.

Великий вплив на властивості магматичних інтрузивних порід надають структури, обумовлені взаємним проростанням мінералів (характерні для пегматитів). Такі структури значно підвищують міцність порід. Серед ефузивних порід слід виділити структури, обумовлені різним вмістом склуватої речовини, збільшення кількості якої знижує міцність породи і її опір вивітрюванню.

В *осадових зцементованих породах* структури виділяють за крупністю і формою зерен, що складають породу. Найбільшою міцністю при однаковому типі цементу відрізняються породи тонко і дрібнозернистої структури. Породи грубозернисті і різнозернисті швидше руйнуються при вивітрюванні і мають меншу механічну міцність. Міцність цих порід залежить головним чином від характеру і типу цементу.

Структура піщаних і великоуламкових порід. Серед пухких уламкових незцементованих порід структури розрізняють залежно від розміру зерен, що їх складають, ступеня однорідності і відсортованості.

Основна структура пісків називається *псамітовою*. Залежно від переважального розміру частинок, що утворюють піски, псамітові структури поділяють на псамітові грубозернисті, середньозернисті, дрібнозернисті і тонкозернисті.

Залежно від ступеня однорідності частинок структура пісків може бути псамітова рівнозерниста або нерівнозерниста.

Для великоуламкових порід (гравій, галечник) характерні *псефітові структури*. Вони залежно від розміру зерен, однорідності і щільності складання можуть бути грубозернистими, щільними, пухкими і т. д.

Породи з грубозернистою структурою характеризуються кращою водопроникністю і більш високими механічними властивостями в частині опору зовнішнім зусиллям. У міру зменшення розмірів зерен зменшується водопроникність і погіршуються механічні властивості.

При оцінюванні впливу структур цих порід на їх властивості необхідно враховувати також щільність складання і наявність глинистих домішок. Так, порода псефітової структури або пісок крупнозернистої структури, але щільного складання і з домішкою глини може виявитися менш водопроникним, ніж чистий, добре відсортований пісок дрібнозернистої структури пухкого складання.

Структури глинистих порід. Ці структури глинистих порід детально вивчала М. Ф. Вікулова, яка виділила такі основні типи мікроструктур:

1. *Пелітова структура*. Порода складається головним чином з глинистих частинок. Вона характерна в основному для порід морського походження, зустрічається також серед глин лагунного і озерного походження.

2. *Алевропелітова структура* відрізняється тим, що в основній масі глинистих частинок міститься 8...10 і більше відсотків алевритових (пилуватих) частинок кутастої, рідше округлої форми. Характерна для більшості глинистих порід водного походження.

3. *Псамопелітова структура* – в основній масі глинистих частинок крім алевритових міститься 8...10 і більше відсотків піщаних частинок. Ця структура властива більшості глинистих порід континентального походження.

4. *Фітопелітова структура* характерна для глинистих порід, у яких в основній масі глинистих частинок, пофарбованій у темні тони, спосте-

рігаються різні рослинні залишки. Найбільш часто вона зустрічається в болотних, озерних і алювіальних глинистих породах.

5. *Алевритова структура* властива головним чином породам еолового походження (льосам та льосоподібним породам). Іноді зустрічається в делювіальних, пролювіальних і алювіальних глинистих породах. Порода складається в основному з алевритових (пилуватих) частинок з невеликою домішкою глинистих частинок.

Із макроструктур у глинистих породах виділяють такі:

1. *Конгломератоподібна* – округлі уламки глинистої породи зцементовані глинистими частинками тієї самої породи.

2. *Брекчієподібна* аналогічна конгломератоподібній макроструктурі, відрізняється тим, що великі уламки мають неправильну гострокутну форму.

3. *Порфіроподібна* спостерігається в глинистих породах льодовикового походження (морена). Порода в основному складається з глинистих, пилуватих і піщаних частинок, серед яких зустрічаються різних розмірів валуни, галька, гравій, щебінь та інші великі уламки.

Конгломератоподібна і брекчієподібна структури характерні головним чином для перемитих, перевідкладених глин пролювію, делювію, зсувного делювію.

У глинистих породах поряд з елементарними тонкодисперсними частинками дуже часто містяться комплексні складно побудовані частинки, що утворюються внаслідок з'єднання елементарних тонкодисперсних частинок (колоїдних). Ці відносно великі складні елементи називають *агрегатами*.

Мікроструктура глинистих порід (рисунок 3.10) може змінюватися під впливом фізико-хімічних процесів (коагуляція, пептизація, явище поглинання, розчинення) і механічного ущільнення і зсуву. Залежно від цих причин агрегати можуть виникати, змінюватися і зникати. При цьому більш стійкими виявляються великі частки (піщані і пилуваті), які утворюють скелет мікроструктури.

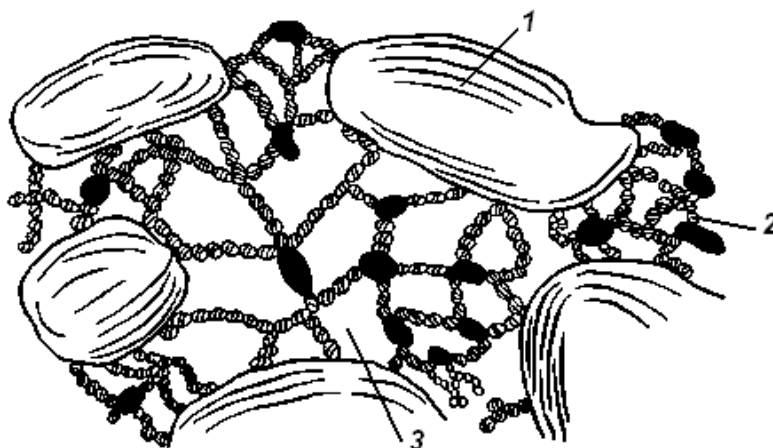


Рисунок 3.10 – Складна неоднорідна мікроструктура глинистих порід:
1 – великі частки; 2 – дрібні частинки в мікроагрегатах; 3 – пори

Колоїдні і глинисті частинки найбільш рухливі, вони легко змінюють своє розташування в породі, переходячи під впливом різних факторів до скоагульованого (великого) або пептизованого (диспергованого) стану.

Глинисті породи з мікроагрегатною структурою у вологому стані зазвичай сильно стискаються під статичним навантаженням. Динамічні навантаження, такі, як вібрація і струс, практично не впливають на породи з агрегатною структурою, незважаючи на їх високу пористість. Ця особливість пояснюється наявністю зв'язків між частинками, що утворюють каркас і перешкоджають пересуванню частинок одна щодо одної при струшуванні.

Наявність мікроагрегатів Е. М. Сергеев запропонував використовувати для виділення мезоструктур у глинистих породах.

За мікроагрегатністю виділяють піщано-мікроагрегатну, пилувато-мікроагрегатну і мікроагрегатну мезоструктуру.

Піщано-мікроагрегатна мезоструктура характеризується тим, що глинисті і пилуваті частинки утворюють мікроагрегати, пов'язані з піщаними зернами, вміст яких перевищує 45 %.

Пилувато-мікроагрегатна мезоструктура відрізняється тим, що агрегати з глинистих частинок пов'язані з пилуватими зернами, що містяться в породі в значних кількостях.

При *мікроагрегатній мезоструктурі* основна маса породи складається з агрегатів глинистих частинок.

Мезоструктури дуже впливають на властивості порід. Наприклад, породи з мікроагрегатною мезоструктурою характеризуються більшою стисливістю, ніж породи з піщано-мікроагрегатною мезоструктурою.

3.4.2 Текстура порід

При інженерно-геологічних дослідженнях текстура повинна розглядатися як одна з ознак, що відображають умови формування породи як показник неоднорідності й анізотропності властивостей гірських порід.

Вивчення текстурних особливостей гірських порід при інженерно-геологічних дослідженнях має три цілі:

- 1) дати загальну оцінку міцності порід і її мінливості;
- 2) розробити порядок відбору проб порід для лабораторних досліджень;
- 3) встановити методику лабораторних досліджень.

Текстурні особливості впливають на опір породи стиску і зсуву, визначають шляхи фільтрації води крізь породи, а отже, впливають на такі процеси, як суфозія, розчинення, вилуговування та інші, що ослаблюють фізико-механічні властивості порід.

У цілому текстури всіх порід можуть бути розділені на дві великі групи: з упорядкованим розташуванням матеріалу породи і невпорядкованим. Перша характерна для більшості осадових, метаморфічних і для деяких магматичних порід. Ці текстури викликають різку анізотропність водно-

фізичних і механічних властивостей у різних напрямках. При невпорядкованому розташуванні матеріалу властивості порід бувають, як правило, подібними за всіма напрямками.

Текстури магматичних порід. У магматичних породах в інженерно-геологічних цілях важливо розрізняти масивну, флюїдальну, сланцювату і пузирчасту текстури.

При *масивній текстурі* кристали розташовані в повному безладі. Ця текстура в інженерно-геологічному відношенні найбільш сприятлива, бо забезпечує повну ізотропність фізико-механічних властивостей.

При *флюїдальній текстурі* більшість кристалів має паралельне розташування, і вони неначе обтікають більші кристали. Ця текстура обумовлює чітко виражену анізотропність фізико-механічних властивостей порід, знижує їх стійкість до вивітрювання.

Сланцювата, або стрічкова, текстура характерна для порід, що складаються з кристалів різної зернистості і мінералогічного складу. Ділянки різної зернистості і складу розташовуються у вигляді взаємно паралельних смуг. Породи, що мають сланцювату текстуру, відрізняються великою анізотропністю фізико-механічних властивостей і зниженою стійкістю щодо вивітрювання.

Породи з *пузирчастою текстурою* (головним чином ефузивні) мають численні округлі порожнечі різного розміру, обумовлені видаленням газових бульбашок при застиганні лави.

Текстури метаморфічних порід. У метаморфічних породах також виділяють кілька видів текстур.

Сланцювата текстура характеризується наявністю паралельних площин, у межах яких кристали різних мінералів, що мають пластинчасту або лускату форму, розташовані своїми довгими гранями також паралельно один одному. Властива вона кристалічним сланцям, що мають різко виражену анізотропність фізико-механічних властивостей. Найбільш ослабленими є площини сланцюватості. При вивітрюванні породи зі сланцюватою текстурою легко розпадаються за площинами сланцюватості на тонкі плити.

Гнейсоподібна текстура відрізняється паралельним орієнтуванням більшості кристалів або шаруватістю, зумовленою чергуванням у породі лінз і смугастих ділянок, утворених мінералами з різними складом і структурою. Характерна для гнейсів, магматитів, амфіболітів. Обумовлює деяку анізотропність фізико-механічних властивостей. Однак загалом породи з гнейсоподібною текстурою мають високу міцність.

Очкова текстура обумовлена наявністю "очок" – плям, утворених одним або декількома великими кристалами, розташованими в площині сланцюватості, які "обтікає" тонкозерниста маса породи. Властива граніто-гнейсу, котрий займав за анізотропністю і міцністю проміжне положення між породами зі сланцюватою і гнейсоподібною текстурами.

Площата текстура характерна для філітів. Вся порода зім'ята в

дрібні складки. Така текстура значно знижує міцність порід і обумовлює їх слабку стійкість до вивітрювання.

Текстури осадових зцементованих порід. Текстури осадових зцементованих порід розрізняються за розташуванням зерен і за наявністю та розміром пор.

За розташуванням зерен виділяють безладну, макро- і мікрошаруваті текстури.

Безладна текстура відрізняється безладним розташуванням зерен, без жодного орієнтування. За інших однакових умов безладна текстура обумовлює найбільшу міцність і стійкість породи до вивітрювання, анізотропність фізико-механічних властивостей і зниження фільтраційної здатності породи.

У породах з макро- і мікрошаруватими текстурами (макрошарувата, горизонтально мікрошарувата, косомікрошарувата, плейчата-мікрошарувата й ін.) частинки розташовуються орієнтовано або зібрані в однаково орієнтовані макро- або мікрошари, іноді зібрані в дрібні складки. Шаруваті текстури обумовлюють чітко виражену анізотропність фізико-механічних властивостей.

Міцність у напрямку шаруватості зазвичай значно менше, ніж у напрямку, перпендикулярному до шаруватості; фільтраційна здатність змінюється в зворотному напрямку.

За інших однакових умов породи з перехідним поєднанням текстур вивітрюються швидше, ніж породи з масивною текстурою. При вивітрюванні породи з шаруватою текстурою легко розпадаються на плитчасті і листувату щебінку.

Для осадових порід у природних умовах залягання, в масивах найбільш характерна макрошарувата текстура. За наявністю та розміром пор також виділяють кілька видів текстур.

1. *Щільна текстура*, характерна для порід, позбавлених пор (помітних неозброєним оком і при слабких збільшеннях під лупою або мікроскопом), обумовлює ізотропність властивостей, високу міцність і дуже слабку фільтраційну здатність, іноді – водонепроникність.

2. *Пористі текстури* характеризуються наявністю пор: дрібнопористі діаметром менше 5 мм і крупнопористі – більше 5 мм. Пористі текстури за інших однакових умов обумовлюють зниження міцності породи і збільшення водопроникності, при цьому остання зростає в міру збільшення розмірів пор. В розчинних породах пори сприяють швидкому проникненню підземних вод у породу, що призводить до вилуговування і розвитку процесів карстоутворення.

Текстури пухких уламкових порід. У групі великоуламкових порід (гравій, галечник, щебінь та ін.) найбільш характерними текстурами є бутова і псевдопорфірова текстура великоуламкових порід (рисунок 3.11, А) і шаруваті текстури пісків (рисунок 3.11, Б).

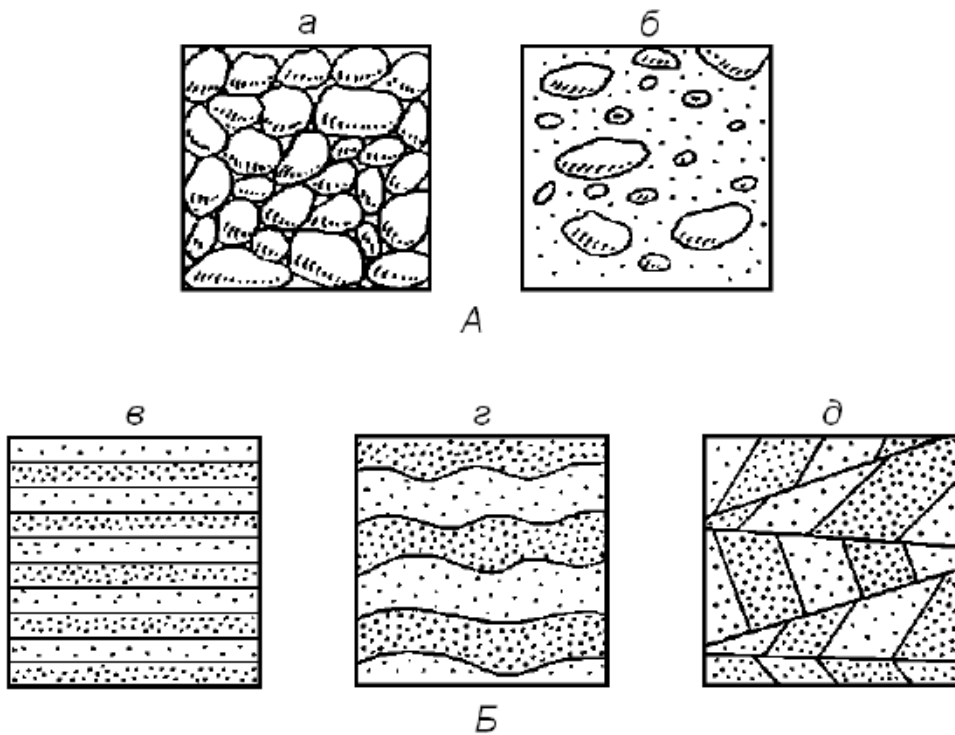


Рисунок 3.11 – Характерні текстури великоуламкових незв'язних порід (А) і пісків (Б): а – бутова; б – псевдопорфірова; в – горизонтально-шарувата; г – хвиляста; д – косошарувата

Бутова текстура (див. рисунок 3.11, а) відрізняється тим, що великі уламки, які становлять основну масу породи, безпосередньо спираються один на одного, внаслідок чого вся порода набуває механічної жорсткості і міцності. Фільтраційна здатність порід з такою текстурою залежить від ступеня заповнення проміжків між великими уламками більш дрібнозернистим матеріалом і від характеру цього матеріалу (піщаний, глинистий).

Псевдопорфірова текстура (див. рисунок 3.11, б) характеризується тим, що окремі великі уламки включені в основну масу породи, представлену більш дрібнозернистим матеріалом. Властивості таких порід можуть змінюватися у великих межах залежно від складу і характеру основного матеріалу. Наприклад, при глинистому складі основної маси породи вона буде мати дуже незначну водопровідність, а при піщаному або гравійному матеріалі – досить значну. При глинистому складі основної маси породи з псевдопорфіровою текстурою опір зрушенню буде менше, ніж опір зрушенню породи з такою самою текстурою, але при піщаному або гравійному складі основної маси.

У великоуламкових породах виділяють також різні види косошаруватої і безладної текстури. Властивості порід з такими текстурами дуже різні і залежать від переважального гранулометричного складу породи, характеру шаруватості, наявності різних шарів глинистих і уламкових порід і т. д.

У пісках найбільш часто спостерігаються різні шаруваті текстури. На рисунку 3.11, в, г, д наведено деякі різновиди цих текстур.

Інженерно-геологічне оцінювання текстур пісків має важливе практичне значення.

Вивчення текстур піщаних порід дозволяє встановлювати ступінь і характер відмінності у властивостях піщаних порід, що складають окремі шари; забезпечує можливість виявлення найбільш ослаблених ділянок у товщі пісків, за якими можливі порушення стійкості (контакти між окремими шарами, що мають однаковий напрямок з діючим на породу навантаженням, тонкі глинисті прошарки в товщі пісків і т. д.); дозволяє розробляти раціональні способи закріплення товщі пісків шляхом ін'єкції закріплювальних розчинів.

Текстури пісків необхідно вивчати також при оцінюванні стійкості масивів пісків, розкритих котлованами, кар'єрами, виїмками та іншими гірничими виробками.

Текстури глинистих порід. Текстури глинистих порід, як і інших осадових порід, обумовлені взаємним розташуванням у просторі елементів, з яких складається порода. Деякі текстурні особливості глин пов'язані з різним забарвленням. Глинисті породи характеризуються великою різноманітністю текстур.

М. В. Вікулова розробила таку класифікацію мікро- і макротекстури глин:

1. Текстури, викликані взаємним розташуванням у просторі частинок різного розміру. До цих структур відносять різного роду шаруваті текстури, прихованозаруваті, гніздоподібні, лускаті, пластівчасті, хаотичні та інші текстури, утворення яких пов'язане головним чином з різними умовами відкладення глинистих осадків.

2. Текстури, пов'язані з періодичним висиханням глинистого осаду, – сітчасті та полігональні.

3. Текстури, пов'язані з різним ступенем ущільнення породи, – пористі й суцільні (монолітні).

4. Текстури неправильні, зумовлені порушеннями залягання глинистих осадків. До них відносять плейчаті текстури, а також текстури, що виникли в результаті життєдіяльності ріючих тварин.

5. Текстури сланцюваті, що виникли під впливом високого тиску в процесі діагенезу.

Описані типи текстур впливають на властивості порід і їх поведінку під спорудами, тому вони повинні вивчатися при інженерно-геологічному аналізі порід і враховуватися при відборі зразків (монолітів) для лабораторних досліджень.

Орієнтування зразків при дослідженні таких властивостей, як стисливість, опір зрушенню, фільтраційні властивості, повинно відповідати умовам роботи породи під спорудою в частині спрямування діючих навантажень або фільтраційного потоку відносно текстурованих елементів (шаруватості й анізотропності).

3.4.3 Складання порід

З точки зору оцінювання властивостей порід дуже важливо вивчати їх складання, що характеризується ступенем щільності і порушеності природ-

ної структури, текстури і вологості.

Під *природним складанням* розуміють такий стан породи і таке розташування її складальних елементів, які виникли в процесі її формування без порушення структурних зв'язків і природної вологості.

Складання породи визначає її фізичний стан, під яким слід розуміти перш за все ступінь ущільнення і ступінь вологості. Порушення природного складання – взаємного розташування складових елементів – призводить до зміни ступеня щільності, ступеня вологості і фізичного стану, тобто відбувається зміна властивостей породи. Наприклад, піски пухкого складання характеризуються нестійким положенням зерен, малим опором зсуву, високими фільтраційними властивостями. Під дією вібрації вони можуть швидко ущільнюватися, внаслідок чого відбувається раптове, а іноді і катастрофічне осідання споруд, побудованих на таких породах.

Пухкі піски у водонасиченому стані можуть легко переходити в рухомий пливунний стан під впливом струсу при землетрусах, при вибухах або від вібрації під фундаментами машин. Таке раптове розрідження пісків може викликати різні несприятливі інженерно-геологічні процеси: зсуви, осідання насипів залізниць, осідання будівель і споруд. Піски з тим же мінералогічним складом і розміром зерен, але з щільним складанням мають стійке положення зерен, стискаються слабо, відрізняються підвищеним опором зрушенню і характеризуються низькими фільтраційними властивостями. Щільні водонасичені піски можуть переходити в пливунний стан тільки після їх розрідження.

Порушення природного складання зв'язних глинистих ґрунтів також приводить до різкої зміни їх стану і властивостей. Вони втрачають свою стійкість при великій вологості. При порушенні природного складання можуть переходити з напівтвердого стану в м'який (пластичний або навіть рідкий) текучий стан з повною втратою міцності. Ось чому при інженерно-геологічному вивченні порід потрібно обов'язково враховувати їх складання і стан та призначати методику випробування порід залежно від наміченого їх використання.

Якщо досліджувана порода є природною основою або середовищем для якоїсь споруди, її властивості повинні вивчатися за умови збереження природного складання і фізичного стану на монолітних зразках або в масиві в умовах природного залягання. Якщо ж досліджувана порода використовується як будівельний матеріал при зведенні земляних споруд (дамб, гребель, дорожнього полотна тощо), то її дослідження слід проводити на зразках з порушеним складанням, але при тому ступені вологості і щільності, з якими її будуть укладати в спорудження, або в стані оптимальної вологості, за якої ця порода матиме найбільшу щільність.

Зазначена залежність описана в чинних Будівельних нормах і правилах, за якими величина нормативного тиску на піщані та глинисті породи визначається залежно від щільності їх складання і ступеня вологості.

3.4.4 Тріщинуватість порід

Наявність тріщин у гірських породах, особливо в породах з жорсткими зв'язками, є важливим фактором, що визначає стан породи і її властивості. Тріщини порушують монолітність породи, розчленовують її на різні окремість, визначають напрямок ослаблених зон, шляхи руху підземних вод, найбільш імовірні зрушення масивів і окремих блоків породи на схилах і в гірських виробках. Тріщини впливають на міцність і стійкість порід, їх газопроникність, водопроникність, ступінь обводнення і розроблюваність порід, на проходку свердловин. Ступінь і характер тріщинуватості визначають організацію виробництва будівельних робіт і гірничо-геологічні умови розроблення родовищ корисних копалин.

Тому вивчення тріщинуватості гірських порід є важливою складовою загального комплексу польових і лабораторних досліджень для оцінювання фізико-механічних властивостей породи, прогнозу виникнення інженерно-геологічних процесів при взаємодії порід зі спорудами, правильного відбору зразків у лабораторних дослідженнях і призначення методики цих досліджень, а також для розроблення заходів щодо поліпшення властивостей породи і складання проектів організації будівельних і гірничопрохідницьких робіт.

Вивчення тріщинуватості порід має проводитися як у процесі інженерно-геологічної зйомки (в масиві), так і при лабораторних роботах (у зразках і шліфах). Для інженерно-геологічного оцінювання тріщинуватості перш за все необхідно встановити походження переважальної системи тріщин, оскільки від генетичного типу тріщин залежать їх особливості (густота, переважний напрямок, глибина поширення, ширина, характер заповнення), що визначають фізико-механічні властивості породи в зразку і масиві.

Л. І. Нейштадт запропонувала таку класифікацію тріщин за шириною:

- а) тонкі тріщини – 1 мм;
- б) малі тріщини – 1...5 мм;
- в) середні тріщини – 5...20 мм;
- г) великі тріщини – 20...100 мм;
- д) дуже великі тріщини – більше 100 мм.

Одночасно з шириною тріщин велике значення має вивчення ступеня густоти тріщин, тобто наскільки інтенсивно порода розбита тріщинами. Для кількісного оцінювання тріщинуватості порід Л. І. Нейштадт запропонувала використовувати коефіцієнт тріщинної пустотності (K_{mp}), під яким розуміється відношення площі тріщин (в будь-якій площині) до площі породи. Залежно від величини коефіцієнта тріщинної пустотності розрізняють такі породи:

- а) слаботріщинуваті ($K_{mp} = 2\%$);
- б) середньої тріщинуватості ($K_{mp} = 2...5\%$);
- в) сильнотріщинуваті ($K_{mp} = 5...10\%$);

г) дуже сильнотріщинуваті ($K_{mp} = 10...20 \%$);

д) виключно сильнотріщинуваті ($K_{mp} > 20 \%$).

Кількісне оцінювання ступеня тріщинуватості може бути проведено шляхом дослідного нагнітання або наливу води у свердловини, пройдені в тріщинуватих породах. При цьому визначають величину *питомого водопоглинання* (q_n), під яким розуміють величину поглинання води в літрах за хвилину на 1 м випробуваного інтервалу при напорі 1 м.

За величиною q_n розрізняють такі породи:

а) сильнотріщинуваті ($q_n > 1$ л/хв);

б) тріщинуваті ($q_n = 0,5...1$ л/хв);

в) слаботріщинуваті ($q_n = 0,01...0,5$ л/хв);

г) практично нетріщинуваті ($q_n < 0,01$ л/хв).

Про ступінь і характер тріщинуватості можна судити за відсотком виходу керна при бурінні, а також за характером керна, особливо при бурінні великими діаметрами. Тріщинуватість порід можна вивчати також геофізичними методами (електрокаротаж і ультразвуковий каротаж).

3.5 Склад і структура родючих ґрунтів

Важливим етапом у розвитку біосфери стало виникнення такої її частини, як ґрунтовий покрив. З утворенням досить розвиненого ґрунтового покриву біосфера стає цілісною завершеною системою, всі частини якої тісно пов'язані і залежать одна від одної.

Родючий ґрунт – самостійне природно-історичне органомінеральне тіло, що виникло на поверхні землі внаслідок тривалого впливу біотичних, абіотичних і антропогенних факторів, що складається з твердих мінеральних і органічних частинок, води та повітря і має специфічні генетико-морфологічні ознаки, властивості, що створюють відповідні умови для зростання і розвитку рослин.

Родючі ґрунти виділяють у самостійну підгрупу ґрунтів, вони відрізняються від будь-яких гірських порід тим, що крім мінеральних частинок містять складні органічні речовини (до 20 %) і різні живі організми, що є найважливішим фактором утворення родючих ґрунтів.

Наука про родючі ґрунти вивчає їх походження, розвиток, будову, склад, властивості, географічне поширення та раціональне використання.

Уявлення про родючий ґрунт як про самостійне природне тіло з особливими властивостями з'явилося лише в кінці XIX ст. завдяки видатному російському вченому В. В. Докучаєву – основоположнику сучасної науки про родючі ґрунти. Він створив вчення про зони природи, зони родючих ґрунтів, фактори утворення родючих ґрунтів і вперше дав

визначення родючих ґрунтів: «Родючими ґрунтами слід називати “денні”, або зовнішні, горизонти гірських порід (все одно яких), природно змінені спільним впливом води, повітря і різного роду організмів, живих і мертвих».

Родючі ґрунти – елемент географічного ландшафту. Першопричиною утворення родючих ґрунтів стали живі організми (головним чином рослини і мікроби), що мешкають у зруйнованій вивітрюванням гірській породі. Походження родючих ґрунтів і їх властивості нерозривно пов'язані з умовами навколишнього середовища. Вони відображують у своїх властивостях історичний хід впливаючих на нього природних умов, продуктивних сил і виробничих відносин.

Ґрунтовий покрив є найважливішим природним утворенням. Його значення в житті суспільства визначається тим, що родючі ґрунти є основним джерелом продовольства, що забезпечує 95...97 % продовольчих ресурсів для населення планети. Площа земельних ресурсів світу становить 129 млн км², або 86,5 % площі суші. Рілля і багаторічні насадження в складі сільськогосподарських угідь займають близько 15 млн км² (10 % суші), сінокоси і пасовища – 37,4 млн км² (25 % суші). Загальна орно-придатність земель оцінюється різними дослідниками по-різному: від 25 до 32 млн км².

Родючі ґрунти є полотном ґрунтових доріг, основою для аеродромів і доріг з різними покриттями, основою фундаментів будівель і легких споруд. Родючі ґрунти використовують як будівельний матеріал для дорожнього полотна, при будівництві різних земляних споруд. Вони є важливим фактором прохідності, що визначає можливість пересування різних видів транспорту поза дорогами.

3.5.1 Фактори та умови утворення родючих ґрунтів

Утворення родючих ґрунтів відбувається з моменту виникнення життя на Землі і залежить від таких чинників:

- а) субстрат, на якому утворюються родючі ґрунти, – ґрунтоутворювальні (материнські) породи;
- б) рослинність – зелені рослини (основні творці первинних органічних речовин);
- в) тварини і мікроорганізми, за допомогою яких органічна речовина розкладається, перетворюючись на ґрунтовий гумус;
- г) клімат, що впливає на тепловий і водний режими ґрунту, а отже, на біологічні та фізико-хімічні ґрунтові процеси;
- д) рельєф, що перерозподіляє на земній поверхні тепло і вологу;
- е) господарська діяльність людини, яка нині стає домінуючим фактором у руйнуванні родючих ґрунтів, зниженні і підвищенні їх родючості; під впливом людини змінюються параметри й фактори утворення родючих ґрунтів – рельєфи, мікроклімат, створюються водосховища, проводиться меліорація.

Ґрунтоутворювальні породи. Ґрунтоутворювальною (материнською) породою називається будь-яка гірська порода, на мінеральній основі якої виникає і розвивається родючий ґрунт. Мінеральна речовина становить 60...90 % усієї ваги родючого ґрунту. Між родючим ґрунтом і ґрунтоутворювальною породою відбувається постійний обмін енергією (особливо тепловою), газами, парами води і розчинами.

Від характеру материнських порід залежать фізичні властивості родючих ґрунтів (пористість, водоутримувальна здатність, пухкість і т. д.). Вони визначають водний і тепловий режими, швидкість пересування речовин у ґрунті (інтенсивність перемішування речовин), мінералогічний і хімічний склади, первісний вміст елементів харчування для рослин, тип родючих ґрунтів.

Ґрунтоутворювальними породами можуть бути продукти вивітрювання масивно-кристалічних і осадових порід. Цими породами найчастіше є продукти вивітрювання осадових порід. Однак найбільш давні осадові гірські породи зазвичай прикриті новітніми четвертинними відкладеннями. Залягаючи безпосередньо на поверхні землі, вони є основними материнськими породами.

Найбільш поширеними материнськими породами вважаються континентальні четвертинні відкладення: стародавні та сучасні льодовикові утворення (морена), льос і льосоподібні породи, алювій, делювій, елювій та ін. Давня морена являє собою несортвані неоднорідні, переважно глинисті валунні відкладення потужністю іноді до 60 м і більше. Розрізняють основну, донну, бічну і кінцеву морени.

У стародавніх озерних улоговинах і западинах поширені льодовиково-озерні відкладення, що утворилися на дні льодовикових озер зі скаламученого матеріалу льодовикових вод. Ці відкладення являють собою супіски і стрічкові глини з вираженою шаруватістю, яка обумовлена чергуванням тонких темних глинистих прошарків з більш світлими піщаними шарами. Всі названі стародавні четвертинні відкладення не скрізь є безпосередніми материнськими породами, тому що вони частіше лежать під такими сучасними генетичними типами геологічних відкладень, як елювій, делювій і алювій.

Елювієм (від латинського "eluo" – вимиваю) називають континентальні геологічні утворення, що виникли внаслідок великих змін і руйнування гірських порід на місці їх первинного залягання. До елювію відносять продукти вивітрювання гірських порід, що зберігають реліктові структурні і петрографічні ознаки, генетичний зв'язок і безперервність послідовності переходу до вихідних порід.

На поверхні землі немає гірських порід, так чи інакше не змінених і не порушених елювіальним процесом – сукупністю різноманітних явищ денудації, вивітрювання і ґрунтоутворення. Однак малопомітні зміни гірської породи не перетворюють її на елювій. Елювіальний процес протікає, і елювій в основному формується безпосередньо в поверхневих

горизонтах землі.

Найбільше значення в поширенні має наземний елювій, у формуванні якого бере участь ґрунтоутворення. При різкій зміні фізико-географічних умов елювій часто перекривається зверху пізнішими наносами, тобто виявляється похованим, зберігаючи свої генетичні ознаки.

Похований елювій наземного походження легко розпізнається за викопними родючими ґрунтами або за збереженими прямими і непрямыми ознаками ґрунтоутворення (генетичні горизонти родючого ґрунту, включення, новоутворення і т. д.). Однак в елювії найдавніших епох ознаки ґрунтоутворення згладжуються і навіть зникають.

Характер елювію сильно залежить від тієї породи, на якій він виник. Так, елювій рівнин, що утворився на щільних масивно-кристалічних породах, різко відрізняється від елювію, сформованого на пухких осадових породах.

Верхній шар елювію на щільних породах складається з пухких продуктів руйнування щільної породи, часто зміненої вивітрюванням і ґрунтоутворенням до невпізнання, являє собою землясту масу без найменших ознак масивно-кристалічних порід. На глибині кількох метрів ця масивно-кристалічна маса залягає в мало зміненому, а ще нижче практично в незмінному вигляді.

Інший характер має елювій, що виник на пухкій, осадовій породі. Унаслідок великої повітря- і водопроникності ця порода руйнується значно швидше і на більшу глибину. Водні розчини проникають у неї аж до першого водоносного горизонту, що залягає іноді на глибині десятків метрів. У зв'язку з цим формується найбільш потужний елювій, притому чим пухкіша осадова гірська порода, тим більшої потужності вона досягає.

Найбільш інтенсивне утворення елювію пов'язано із кореневою зоною. Елювій так само різноманітний, як і гірські породи, на яких він утворений.

Елювій має ясно виражені риси зональності: в посушливих умовах він лужний, а у відносно вологих – кислий. У лужному середовищі виникає карбонатний елювій типу мергелів, льосу, льосоподібних порід, засолених ґрунтів і т. д. У кислому середовищі відбувається глеєутворення або ж лате-ритоутворення. Нерідко у верхніх горизонтах елювій кислий, бо вода тут збагачена вуглекислим газом, а донизу відбувається нейтралізація вуглекислоти і наростає лужна реакція.

У холодному кліматі спостерігається виражене оглеєння і озалізнєння – формування потужних сизо-сірих, в'язких, глиноподібних мас і болотних вохристо-жовтих утворень. У помірному кліматі накопичуються червоно-бурі і жовто-бурі глини і суглинки, а в умовах континентально-помірного поясу при деякій засушливості утворюється карбонатний палево-жовтий льосоподібний елювій, іноді гіпсоносний і збагачений легкорозчинними солями. Солі місцями мають тенденцію до накопичення в поверхневих горизонтах елювіальних товщ. У вологому кліматі, навпаки,

розчинні солі вилугуюються і накопичується кремнезем.

У субтропіках з теплим і вологим кліматом спостерігається сильне вилугування елювіальних товщ. Елювій, що виник за подібних умов, близьких до сучасних, містить дуже багато полуторних окислів. Окису заліза в такому елювії в кілька разів більше, ніж у вихідній породі.

У вологих тропіках елювій втрачає лужні і лужно-земельні основи, а також SiO_2 . Тут накопичується Al_2O_3 з Fe_2O_3 і формуються червоноколірні латерито- і бокситоподібні породи.

Елювіальний процес відбувається на всіх елементах рельєфу й захоплює геологічні відкладення, не виключаючи новітніх делювіальних, алювіальних, еолових, льодовикових і морських. У льодовикових і морських відкладеннях утворення елювію зводиться до мінімуму, оскільки воно пригнічується іншими переважальними геологічними процесами і маскується, зникаючи подібно до еолового пилу, який осідає постійно і повсюдно і що тоне, як правило, в масі інших відкладень.

Делювій (від латинського "deluo" – змиваю) – генетичний тип континентальних відкладень, що утворюються на схилах унаслідок змиву і відкладання зруйнованих вивітрюванням гірських порід. Делювіальні відкладення – це різноманітні за кольором і механічним складом утворення, зазвичай пористі, зобов'язані своїм походженням діяльності змінних за силою, потужністю, часом дії струменевих водних потоків, які не мають певних русел, а розвиваються на схилах і спричиняють змив і відкладення осади на схилі поверхні.

Делювій слід розглядати як похідне від ряду факторів:

- а) кліматичних (зональних) умов;
- б) гірських порід;
- в) форми і величини схилу;
- г) водозбірного майданчика схилу;
- д) ґрунтоутворення і розвитку рослинності.

Униз по схилу механічний склад делювію послідовно змінюється від більш грубозернистого до дрібнозернистого; те саме спостерігається і у вертикальному напрямку – внизу делювіального чохла залягають більші осади, вгорі – більш тонкі. Останнє пов'язано з вирівнюванням схилу і загасанням потоків.

Часто в розрізі делювіальної товщі спостерігаються копалини родючого ґрунту, в більшості випадків до перерв в інтенсивності відкладення делювію. Копалини родючого ґрунту ділять всю товщу делювію на горизонти різного віку. При цьому делювії таких горизонтів часто різний за механічним і літологічним складом залежно від зміни факторів делювіоутворення.

Делювій опуклих схилів на відміну від увігнутих і прямих схилів характеризується трохи більш легким механічним складом. Делювій довгих пологих схилів має більш важкий механічний склад, ніж делювій крутих

коротких схилів. Відмінності в експозиції схилів позначаються на хімічному складі делювію: делювій південних схилів відносно менш промитий, більш багатий солями, особливо карбонатами.

За розрізами делювіальної товщі відновлюються давній викопний рельєф і колишнє положення базисів ерозії і денудації. У зв'язку з виположуванням схилу і в міру наближення похилої поверхні до горизонтальної поступово згасає делювіальний процес і переважає елювіальний.

За механічним складом делювій в основній масі представлений в більшості випадків середніми суглинками. Потужний піщаний делювій на широких схилах при відносно малому стоці води не виникає, тому що опади, які випадають, встигають фільтруватися в піщані породи, не стікаючи по поверхні схилу. Там, де відбувається руйнування твердих порід, в делювій надходить великоуламковий матеріал у вигляді брекчії і щебеню, з якого часто складаються цілі горизонти в основі делювіальних товщ.

Дослідження делювіальних відкладень схилів показало, що головна маса делювію виникла з часу утворення глибоких долин давньої гідрографічної мережі. Верхні горизонти делювіальних товщ місцями завершуються новітнім делювієм, що досягає іноді потужності в кілька метрів, сильно забарвленим перегноєм.

Виникнення забарвлених перегноєм товщ новітнього делювію, як і утворення алювіально-делювіальних темно-сірих осадків молодих річкових терас, за часом необхідно пов'язувати з початком землеробської культури.

Алювій (від латинського "alluvio" – наливаю) – генетичний тип континентальних пухких шаруватих піщано-глинистих річкових, дельтових, яружно-балкових і озерних відкладень. Типовий, широко поширений річковий алювій утворюється внаслідок міграції водних потоків у межах річкових долин. Він диференціюється на два яруси відкладень:

а) верхній – заплавні, піщано-глинисті, щодо горизонту шаруваті відкладення з різноманітними викопними родючими ґрунтами, формується в період розливу порожніх вод; у складі заплавних відкладень закономірно залягає старичний алювій;

б) нижній – руслові піщано-галечникові, часто косошаруваті залягання з орієнтованими гальками і валунами в основі, утворюється в руслі в умовах міграції потоку, залягає в основі ерозійної виїмки, на "плоті".

Верхній і нижній яруси генетично тісно пов'язані між собою, становлять єдиний алювіальний комплекс, часто ускладнений змінами базисів ерозії в період формування цього комплексу.

Біля основи схилів корінних берегів річкових долин формуються змішані алювіально-делювіальні відкладення.

Алювій рівнинних річок характеризується добре вираженим повним алювіальним комплексом відкладень. У долинах гірських річок домінує русловий галечниковий алювій. У яружно-балкових долинах з вираженим профілем рівноваги переважає заплавний алювій. У дельтах річок

формується озерно-річковий і прісноводно-морський алювій.

Розрізняють новітній алювій – масивів сучасних заплав і давній алювій, що складає річкові тераси, сформовані в період їх заплавної стадії. Генетично близькі до алювію флювіогляціальні відкладення, утворені потужними потоками талих вод льодовика. Алювій є материнською породою в заплавах і надзаплавних терасах.

Пролювій (від латинського "proluo" – зношу) вперше виділений А. П. Павловим як особливий генетичний тип геологічних відкладень. Він виникає на схилах гір, в області конусів виносу і в гирлових частинах гірських ярів унаслідок діяльності повторюваних зливових водотоків. Пролювій схилів і конусів виносу складається з уламків гірських порід різної крупності: від щебеню, гальки і гравію до піщано-пилуватих і глинистих осадків включно. По шлейфам схилів і периферії великих конусів виносу утворюються льосоподібні і глинисті пролювіальні відкладення. Пролювій гірських схилів за генезисом наближається до делювію, а відкладення конусів виносу близько стоять до яружного алювію. Тому правильніше вважати перший різновидом делювію, а другий – різновидом алювію.

Рослинність. Органічні сполуки родючого ґрунту формуються завдяки життєдіяльності рослин, тварин і мікроорганізмів. Пріоритет при цьому належить рослинності. Зелені рослини є практично єдиними творцями первинних органічних речовин. Поглинаючи з атмосфери вуглекислий газ, з ґрунту – воду і мінеральні речовини, використовуючи енергію сонячного світла, вони утворюють складні органічні з'єднання, багаті енергією. Найбільшу кількість органічних речовин дають лісові угруповання, особливо в умовах вологих тропіків. Менше органічної речовини утворюється в умовах тундри, пустель, болотистої місцевості.

У процесі відмирання як цілих рослин, так і окремих їх частин органічні речовини надходять до родючого ґрунту (кореневий і наземний спад). Кількість річного спаду коливається в значних межах: у вологих тропічних лісах він досягає 250 ц/га, в арктичних тундрах – менше 10 ц/га, а в пустелях – 5...6 ц/га. На поверхні родючого ґрунту органічна речовина під дією тварин, бактерій, грибів, а також фізичних і хімічних агентів розкладається з утворенням ґрунтового гумусу. Зольні речовини поповнюють мінеральну частину родючого ґрунту.

Рослинний матеріал утворює так звану лісову підстилку (в лісах) або повсть (в степах і лугах). Ці утворення впливають на газообмін ґрунту, проникність осадків, тепловий режим верхнього шару ґрунту, ґрунтову фауну і життєдіяльність мікроорганізмів. Рослинність впливає на структуру і характер органічних речовин ґрунту, його вологість.

Ступінь і характер впливу рослинності як ґрунтоутворювального фактора залежить від видового складу рослин, густоти їх стояння, хімізму і багатьох інших факторів.

Утворення ґрунту і його родючість в основному залежать від

рослинності, мікроорганізмів і ґрунтової фауни. Корені, що відмирають – основне джерело надходження в ґрунт органічної речовини, з якої утворюється перегній, що забарвлює ґрунт у темний колір до глибини масового поширення в ньому кореневих систем. Витягуючи елементи живлення з глибини декількох метрів і відмираючи, рослини разом з органічною речовиною накопичують елементи азотного і мінерального живлення у верхніх горизонтах ґрунту. При цьому трав'янисті рослини витягають більше мінеральних речовин із ґрунту, ніж деревні. Кожній рослинній формації відповідає комплекс мікроорганізмів різного видового складу, що змінюється зі зміною ґрунтоутворення. Між ґрунтоутворювальним процесом і організмами ґрунту існує найтісніший зв'язок. Коріння рослин, як муфтою, одягнені живим шаром мікробних клітин – бактерій і грибів, корисних і шкідливих.

Тварини і мікроорганізми. Зольні речовини наповнюють мінеральну частину родючого ґрунту. Нерозкладений рослинний матеріал створює сприятливі умови (стійкий газообмін, тепловий режим, вологість) для життєдіяльності ґрунтової фауни і мікроорганізмів.

Основна функція тваринних організмів у ґрунті – перетворення органічних речовин. У ґрунтоутворенні беруть участь як ґрунтові, так і наземні тварини. У ґрунтовому середовищі тварини представлені головним чином безхребетними і найпростішими. Деяке значення мають також хребетні (наприклад, кроти та ін.), які постійно мешкають у ґрунті. Ґрунтові тварини розділені на дві групи: біофаги, що харчуються живими організмами або тканинами тваринних організмів; сапрофаги, що використовують у їжу органічні речовини.

Основну масу ґрунтових тварин становлять сапрофаги (нематоди, дощові черв'яки та ін.), яких на 1 га ґрунту припадає понад 1 млн одиниць. Величезна маса сапрофагів, поїдаючи мертві рослинні залишки, викидують у ґрунт екскременти. Сапрофаги впливають на формування ґрунтового профілю, вміст гумусу, структуру ґрунту.

Згідно з підрахунками Чарльза Дарвіна, ґрунтова маса протягом декількох років повністю проходить крізь травний тракт черв'яків. Перемішуючи ґрунт, черви й личинки виносять землю вгору з глибоких шарів і збагачують її органічною речовиною. Ґрунтова маса, що пройшла крізь кишечник дощових черв'яків, збагачується азотом і кальцієм, набуває велику ємність поглинання. Отже, дощові черв'яки покращують хімічні і фізичні властивості родючого ґрунту, збільшуючи його пористість, аерацію і вологоємність. У сильноокислих і лужних, заболочених або дуже сухих родючих ґрунтах дощових черв'яків немає.

З наземного тваринного світу на ґрунтоутворення найбільш інтенсивно впливають усі види гризунів (ховрахи, бабаки, хом'яки, тхори, миші, сліпаки, кроти) і травоїдні тварини. Найбільш численними представниками наземного тваринного світу, які беруть участь у ґрунтоутворенні, є дрібні гризуни (миші-полівки та ін.), що утворюють місцями численні нори.

Заповнені нори землерийок, які мають на ґрунтовому розрізі вигляд овальних плям різного діаметра, відомі під назвою улоговин. Переритість ґрунту частіше негативно впливає на його властивості, збільшуючи карбонатність і водопроникність до дуже великої втрати води на фільтрацію. Глибока обробка ґрунту і вирівнювання поверхні зменшують шкідливу дію землероїв.

Рослинні і тваринні рештки, потрапляючи до ґрунту, зазнають складних змін. Певна їх частина розпадається до вуглекислоти, води та простих солей (процес мінералізації), інші переходять у нові складні органічні речовини самого ґрунту.

Величезне значення в здійсненні процесів ґрунтоутворення мають мікроорганізми (бактерії, актиноміцети, нижчі гриби, одноклітинні водорості, віруси та ін.), які розкладають складні органічні і мінеральні речовини на більш прості (які в подальшому можуть використовуватися самими мікроорганізмами і вищими рослинами). Мікроорганізми енергійно змінюють не тільки органічну, але й мінеральну частину ґрунту. Життєдіяльність їх залежить від комплексу ґрунтових умов, які можуть або сприяти, або затримувати розвиток мікробів. Кількість мікроорганізмів у ґрунті досягає величезних величин. У 1 грамі цілинних ґрунтів налічується 0,5...2, в окультурених – 2...3 і більше мільярдів мікробів. Вага їх сухої маси досягає 0,1...0,3 т/га і більше. Найбільше мікроорганізмів у поверхневих горизонтах ґрунту (10 см). Донизу кількість їх зменшується; на глибині декількох метрів ґрунт відносно стерильний. Найбільш сприятлива для мікробіологічних процесів температура від 20 до 40 °С.

У добре обробленому окультуреному родючому ґрунті мікроорганізмів більше, ніж у необробленому. Їх більше в прісних нейтральних і вапнякових ґрунтах і менше в засолених.

Мікроорганізми в родючому ґрунті досить різноманітні як за своїм складом, так і за біологічною діяльністю. Одні групи мікроорганізмів беруть участь у перетвореннях вуглеводів і жирів, інші – азотистих сполук. Бактерії, що поглинають молекулярний азот повітря, називають азотофіксувальними. Завдяки їх діяльності атмосферний азот можуть використовувати (у вигляді нітратів) інші живі організми. Ґрунтові мікроорганізми беруть участь у руйнуванні токсичних продуктів обміну вищих рослин, тварин і самих мікроорганізмів, у синтезі вітамінів, необхідних для рослин і ґрунтових тварин.

Органічна речовина ґрунту, що утворилась у ньому при різному ступені розкладання рослинних і тваринних решток, отримала назву гумус, або перегній.

Клімат. До найважливіших чинників ґрунтоутворення належить клімат. З ним пов'язані тепловий та водний режими ґрунту, від яких залежать біологічні та фізико-хімічні ґрунтові процеси.

Під тепловим режимом розуміють сукупність процесів теплообміну в системі "приземний шар повітря – ґрунт – ґрунтоутворювальна порода".

Тепловий режим обумовлює процеси перенесення і акумуляції тепла в ґрунті. Характер теплового режиму визначається головним чином співвідношенням поглиненої радіаційної (променевої) енергії Сонця і теплового випромінювання ґрунту. Він залежить від забарвлення ґрунту, характеру поверхні, теплоємності, вологості та інших факторів. Помітний вплив на тепловий режим ґрунту робить рослинність.

Температура повітря і ґрунту впливає на швидкість хімічних і біологічних процесів, що відбуваються у ґрунті. Температурні умови місцевості і тривалість вегетаційного періоду визначають тривалість інтенсивного сезонного ґрунтоутворення. При негативних температурах ґрунтоутворення якщо і не зупиняється повністю, то протікає вкрай повільно. За низьких температур відбувається необоротне згортання перегнійних кислот з виникненням нерозчинних речовин, те саме спостерігається з деякими іншими органічними сполуками, органомінеральними і мінеральними колоїдами ґрунту. Періодичний вплив позитивних і негативних температур супроводжується замерзанням, розмерзанням і відтаванням ґрунту. У зв'язку з викристалізуванням води в порах ґрунту в ньому з'являються тріщини і неміцні окремість у вигляді мерзлотної структури.

На ґрунтоутворення може впливати вітер, викликаючи дефляцію. При швидкості вітру біля поверхні ґрунту більше 5 м/с відбувається відрив дрібних ґрунтових частинок і перенесення їх по повітрю. Частинки середніх розмірів переміщуються стрибкоподібно, а більші котяться по поверхні. Вітер сприяє обміну повітря атмосфери і ґрунту, посилюючи випаровування води з поверхні землі і з ґрунту.

Водний режим родючого ґрунту в основному визначається кількістю атмосферних опадів і випаровуваністю, розподілом опадів протягом року, їх формою (при зливових дощах вода не встигає проникнути в ґрунт, стікає у вигляді поверхневого стоку). Нерівномірне періодичне випадання опадів місцями створює несприятливий водний режим ґрунту, що характеризується зміною періодів осушення періодами надмірного зволоження.

Кліматичні умови природних зон накладають відбиток на всі фізико-географічні процеси, і особливо на ґрунтоутворення. Залежно від клімату в комплексі з іншими факторами формуються досить різноманітні ґрунти.

Рельєф. Рельєф – один із чинників перерозподілу по земній поверхні тепла і води. Зі зміною висоти місцевості змінюються водний і тепловий режими ґрунту. Рельєфом обумовлена поясність ґрунтового покриву в горах. З особливостями рельєфу пов'язаний характер впливу на родючі ґрунти талих і дощових вод, міграція водорозчинних речовин.

Основними елементами рельєфу є вододільні простори, схили і долини. Розвинена долина має тераси зі схилами, поймами, дельту і русло. Всім елементам рельєфу притаманні свої умови ґрунтоутворення. Формування ґрунтів пов'язано з макро-, мезо- і мікрорельєфом.

Макрорельєф – це сукупність найбільш великих форм поверхні землі певної території – гірської, горбистої або рівнинної.

Мезорельєф – середні форми поверхні землі, що розміщуються на елементах макрорельєфу (другорядно вигнуті й увігнуті форми поверхні – улоговини, пагорбки та інші нерівності).

Мікрорельєф – найменші форми поверхні землі, що спостерігаються лише в безпосередній близькості і утворюються на елементах макро- і мезорельєфу. До них належать різні мікропідвищення і зниження від одного або декількох квадратних метрів до десятків і сотень квадратних метрів з амплітудою по висоті, що не перевищує десятка сантиметрів (западинки, блюдця, лунки, борозенки або опуклі піднесення, горбки, купини і т. д.).

Утворення макрорельєфу може бути пов'язане з такими факторами:

а) геологічний (нерівності, зумовлені діяльністю води і вітру, карстові та суфозійні провали й осідання, грязьові вулкани і т. ін.);

б) кліматичні (стиснення, набухання, замерзання і розмерзання, розвиток тріщин);

в) антропогенні (борозни, канали, вали, горби).

На формування родючих ґрунтів великий вплив робить мікрорельєф. Різниця його висот вимірюється десятками сантиметрів. Ширина мікропідвищення або мікропониження не перевищує десятків метрів. Мікрорельєф обумовлює комплексний розподіл родючих ґрунтів на нерівній поверхні землі. Ґрунти блюдця, лиманів, лунок і ямок сильніше зволожені, містять перегною більше, ніж ґрунти горбків, валиків, горбків. Найбільше значення мають макрорельєф і його елементи, що особливо помітно в гірських областях, де ґрунтовий покрив сильно роз'єднаний і місцями деформований у зв'язку з посиленою денудацією поверхні. Ґрунти тут формуються відповідно до кліматичних особливостей гірських зон.

3.5.2 Склад родючих ґрунтів

Родючий ґрунт складається з трьох фаз: твердої, рідкої і газоподібної. У твердій фазі переважають мінеральні утворення й різні органічні речовини, зокрема гумус (або перегній), а також ґрунтові колоїди, що мають органічне, мінеральне або органомінеральне походження. Рідку фазу ґрунту, або ґрунтовий розчин, становить вода з розчиненими в ній органічними та мінеральними сполуками, а також газами. Газову фазу ґрунту становить "ґрунтове повітря", що містить гази, які заповнюють вільні від води пори. Важливим компонентом родючого ґрунту, що сприяє зміні його фізико-хімічних властивостей, є його біомаса, що включає в себе, крім мікроорганізмів (бактерії, водорості, гриби, одноклітинні), ще і черв'яків і членистоногих.

Гумус – органічна речовина, що є найбільш стійкою до розкладання й тому зберігається після того, як основний процес розкладання вже

завершений. Поступово гумус також мінералізується до неорганічної речовини. Перемішування гумусу з ґрунтом надає йому структуру. Збагачений гумусом шар називається *орним*, шар, що пролягає нижче, – *підорним*. Ці шари утворилися із залишків рослинності, що становить основу гумусу, надлишок або нестача якого визначає родючість ґрунту.

Основні функції гумусу зводяться до серії складних обмінних процесів, в яких беруть участь не тільки азот, кисень, вуглець і вода, але і різні мінеральні солі, присутні в ґрунті. Під гумусовим горизонтом розташовується шар підґрунтя, що відповідає вилуженій частині ґрунту, і горизонт, що відповідає материнській породі.

Ґрунтове повітря відрізняється від атмосферного підвищеним вмістом вуглекислого газу CO_2 (в середньому близько 1 %, іноді до 2...3 % і більше) і зниженим – кисню. Склад ґрунтового повітря залежить від інтенсивності газообміну між ґрунтом і атмосферою. Утворення вуглекислого газу в ґрунті відбувається внаслідок розкладання органічної речовини мікроорганізмами і дихання коренів. Утворений вуглекислий газ частково виділяється з ґрунту в атмосферу, покращуючи повітряне живлення рослин, а частково розчиняється у ґрунтовій волозі, утворюючи вугільну кислоту ($H_2O + CO_2 = H_2CO_3$). Остання викликає підкислення розчину, внаслідок чого посилюється розчинення і переведення в засвоювану для рослин форму нерозчинних мінеральних сполук, що містяться в ґрунті, *P*, *K*, *Ca*, *Mg* та ін. При надмірному зволоженні ґрунту і поганий аерації вміст вуглекислоти в ґрунтовому повітрі підвищується, а кількість кисню знижується до 12 % і менше, що негативно позначається на розвитку рослин і мікроорганізмів.

Ґрунтовий розчин – найбільш рухлива й активна частина родючого ґрунту. Він є безпосереднім джерелом води і поживних речовин для рослин. Його склад і концентрація змінюються внаслідок різноманітних біологічних, хімічних і фізико-хімічних процесів. Між рідкою, газоподібною і твердою фазами ґрунту постійно встановлюється рухома (динамічна) рівновага. Надходження солей у ґрунтовий розчин залежить від ходу процесів вивітрювання і руйнування мінералів, розкладання органічної речовини в ґрунті, внесення органічних і мінеральних добрив.

Концентрація ґрунтового розчину незасолених ґрунтів невелика і коливається від десятих часток грама до кількох грамів речовин на літр. У засолених ґрунтах вміст розчинених речовин досягає десятків, а іноді й сотень грамів на літр. Надлишок солей у ґрунті (понад 0,2 %, або 2 г на 1 кг ґрунту) шкідливо діє на рослини, а якщо їх вміст сягає 0,3...0,5 %, рослини гинуть.

У ґрунтовому розчині містяться не тільки мінеральні, але й органічні речовини, органо-мінеральні з'єднання, а також розчинені гази (вуглекислий газ, кисень, аміак та ін.). У складі ґрунтового розчину можуть перебувати різні аніони і катіони. Найбільш важливе значення для

живлення рослин має присутність у ґрунтовому розчині іонів K^+ , Ca^+ , Mg^{2+} , NH_4^+ , NO_3^- , SO_4^{2-} і $H_2PO_4^-$, а також їх постійне поповнення. Залізо та алюміній містяться в ґрунтовому розчині в основному у вигляді стійких комплексів з органічними речовинами, а в кислих ґрунтах – у вигляді катіонів і гідратів полуторних окислів у колоїдно-розчинній формі.

Від концентрації і ступеня дисоціації розчинених речовин залежать осмотичний тиск ґрунтового розчину і поглинання води корінням рослин. Осмотичний тиск ґрунтового розчину в незасолених ґрунтах значно нижче, ніж у клітинному соку рослин.

На засолених ґрунтах з великим осмотичним тиском поглинання води культурними рослинами утруднюється. Концентрація солей і осмотичний тиск ґрунтового розчину залежать від вологості ґрунту і є вельми динамічними величинами.

Тверда фаза родючого ґрунту складається з мінеральної та органічної частин, які є основними джерелами поживних речовин для рослин.

Близько половини твердої фази припадає на кисень, одна третина – на кремній, понад 10 % – на алюміній та залізо і лише 7 % становлять інші елементи (таблиця 3.4).

Таблиця 3.4 – Середній хімічний (елементарний) склад твердої фази родючого ґрунту (за Л. П. Виноградовим)

Елемент	Вміст, %	Елемент	Вміст, %	Елемент	Вміст, %
Кисень	49,0	Барій	0,05	Галій	$1 \cdot 10^{-3}$
Кремній	33,0	Стронцій	0,03	Олово	$1 \cdot 10^{-3}$
Алюміній	7,1	Цирконій	0,03	Кобальт	$8 \cdot 10^{-4}$
Залізо	3,7	Фтор	0,02	Торій	$6 \cdot 10^{-4}$
Вуглець	2,0	Хром	0,02	Миш'як	$5 \cdot 10^{-4}$
Кальцій	1,3	Хлор	0,01	Йод	$5 \cdot 10^{-4}$
Калій	1,3	Ванадій	0,01	Цезій	$5 \cdot 10^{-4}$
Натрій	0,6	Рубідій	$6 \cdot 10^{-3}$	Молібден	$3 \cdot 10^{-4}$
Магній	0,6	Цинк	$5 \cdot 10^{-3}$	Уран	$1 \cdot 10^{-4}$
Водень	0,50	Церій	$5 \cdot 10^{-3}$	Берилій	$1 \cdot 10^{-4}$
Титан	0,46	Нікель	$4 \cdot 10^{-3}$	Германій	$1 \cdot 10^{-4}$
Азот	0,10	Літій	$3 \cdot 10^{-3}$	Кадмій	$5 \cdot 10^{-5}$
Фосфор	0,08	Мідь	$2 \cdot 10^{-3}$	Селен	$1 \cdot 10^{-6}$
Сірка	0,08	Бор	$1 \cdot 10^{-3}$	Ртуть	$1 \cdot 10^{-6}$
Марганець	0,08	Свинець	$1 \cdot 10^{-3}$	Радій	$8 \cdot 10^{-11}$

Азот практично повністю міститься в органічній частині ґрунту; вуглець, фосфор, сірка, кисень і водень – як у мінеральній, так і в органічній, а всі інші елементи, наведені в таблиці 3.4, – у мінеральній частині ґрунту.

Мінеральна частина твердої фази ґрунту має складний мінералогічний і хімічний склад. Вона представлена кристалічними кремнекисневими і алюмокремнекисневими (або силікатними і алюмосилікатними) мінералами, аморфними і кристалічними гідроксидами алюмінію, заліза і кремнію, а також різними нерозчинними мінеральними солями.

Найбільш поширеним у ґрунті є первинний силікатний мінерал кварц (двоокис кремнію SiO_2). Вміст його в усіх ґрунтах перевищує 60 %, а в легких піщаних досягає 90 % і більше. Кварц характеризується великою механічною міцністю і стійкістю до хімічного вивітрювання, але не бере участі в хімічних реакціях у ґрунті.

Родючі ґрунти мають різний гранулометричний склад. Як правило, вони мають більш пухке складання, ніж породи, на яких вони розвиваються (материнські породи). Потужність ґрунтів зазвичай не перевищує 2 м і рідко досягає 5 м і більше.

Фізико-механічні властивості родючих ґрунтів визначаються їх складом, макроструктурою, будовою і ступенем зволоження.

3.5.3 Ґрунтовий профіль і структура родючих ґрунтів

Ґрунтовий профіль. Під час ґрунтоутворювального процесу на однорідній у генетичному відношенні материнській породі утворюється ґрунт, що містить кілька генетичних горизонтів, різних за складом і будовою, а отже, і за своїми фізико-механічними властивостями. Сукупність горизонтів, на які поділяють ґрунт, називають *ґрунтовим профілем*.

Верхній горизонт ґрунтів позначають буквою *A*. В цьому горизонті відбуваються основні процеси накопичення і руйнування органічної речовини. Пофарбований він у темніший колір, ніж нижчі горизонти. У ньому, як правило, відсутні легкорозчинні солі, які з нього вимиваються. Нижня частина горизонту виділяється в підгоризонт A_2 , званий горизонтом *вимивання*, або *елювіальним горизонтом*

Нижче залягає горизонт, званий горизонтом *вмивання*, або *ілювіальним горизонтом*. За забарвленням він нагадує материнську породу. У горизонті *B* накопичуються речовини, принесені водою з горизонту *A*. Він зазвичай більш щільний, ніж горизонт *A*. Тут відбувається накопичення різних солей, а також мінеральних і органічних колоїдів. Цей горизонт іноді поділяють на підгоризонти B_1 і B_2 .

Горизонт *B* залягає на горизонті *C*, який являє собою слабо порушену ґрунтоутворювальним процесом материнську породу.

Структура родючих ґрунтів. Для родючих ґрунтів найбільш характерні макроструктури, які виділяють за формою і розмірами окремоностей. Найбільш типовими і поширеними типами макроструктур ґрунтів є: брилова, грудкувата, горіхоподібна, шарувата, стовпчаста, плитчаста, сланцювата, листовата і лускоподібна (рисунок 3.12).

Брилова макроструктура – ґрунт, складений гострокутними окремостями неправильної форми (рисунок 3.12, а).

Грудкувата макроструктура відрізняється від брилової меншим розміром макроструктурних окремоностей (рисунок 3.12, б).

Горіхоподібна макроструктура представлена округлими окремостями зі згладженими кутами (рисунок 3.12, в).

Шарувата макроструктура характеризується прошарками потужністю від сантиметрів до метрів (рисунок 3.12, г).

Стовпчаста макроструктура – ґрунт складається з окремоностей, різко витягнутих по вертикалі (рисунок 3.12, д).

Плитчаста макроструктура – ґрунт, складений окремостями, що мають форму плит (рисунок 3.12, е).

Сланцювата макроструктура – ґрунт, складений окремостями, які відрізняються від плитчастих меншими розмірами (не більше 4 x 5 x 0,5 см) (рисунок 3.12, ж).

Листовата макроструктура – розмір окремоностей не перевищує за товщиною 3 мм, а за довжиною і шириною 1 см (рисунок 3.12, и).

Лускоподібна макроструктура – розмір окремоностей за товщиною становить 1 мм, за довжиною – до 1 см, за шириною – до 0,5 см (рисунок 3.12, к).

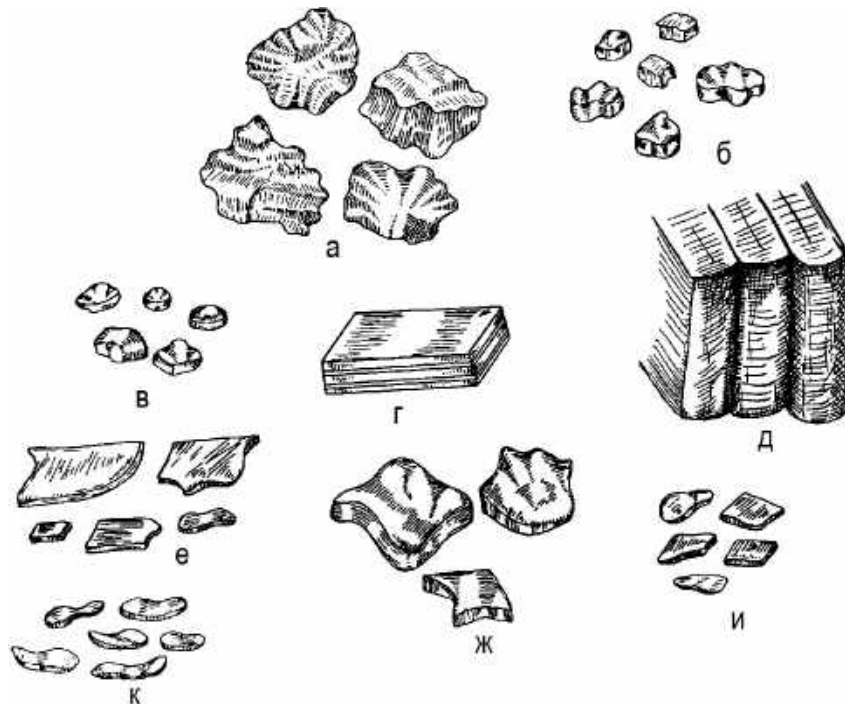


Рисунок 3.12 – Найбільш поширені види макроструктурних окремоностей родючих ґрунтів: а – брилові; б – грудкуваті; в – горіхоподібні; г – шаруваті; д – стовпчасті; е – плитчасті; ж – сланцюваті; и – листові; к – лускоподібні

М. М. Філатов, вивчаючи вплив макроструктур зв'язних родючих ґрунтів, встановив, що міцність зразків, які мають різну макроструктуру, неоднакова. Найбільшу міцність мають ґрунти з плитчастою макроструктурою, найменшу – з бриловою і лускоподібною макроструктурою. Від характеру макроструктур залежать опір ґрунту зрушенню за різними напрямками, водопроникність, висота капілярного підняття та інші властивості.

3.5.4 Родючість як основна властивість ґрунту

Родючість пов'язана з якістю ґрунтів. Земля сьогодні може прогодувати 15 млрд чоловік. Дбайливе і грамотне поводження з ґрунтом сьогодні стало найактуальнішою проблемою. У руйнуванні ґрунтів та зниженні їх родючості виділяють такі процеси.

1. *Аридизація суші* – комплекс процесів зменшення вологості великих територій і викликане цим скорочення біологічної продуктивності екологічних систем. Під впливом примітивного землеробства, нераціонального використання пасовищ, безладного застосування техніки на угіддях ґрунти перетворюються на пустелі.

2. *Ерозія ґрунтів* – руйнування ґрунтів під впливом вітру, води, техніки та іригації.

Найнебезпечніша водна ерозія – змив ґрунту талими, дощовими і зливовими водами. Водні ерозії відзначаються при крутизні вже 1...2 °. Водній ерозії сприяє знищення лісів, оранка по схилу.

Вітрова ерозія характеризується винесенням вітром найбільш дрібних частин. Вітровій ерозії сприяє знищення рослинності на територіях з недостатньою вологістю, сильними вітрами, безперервним випасом худоби.

Технічна ерозія пов'язана з руйнуванням ґрунту під впливом транспорту, землерийних машин і техніки. Іригаційна ерозія розвивається через порушення правил поливу при зрошуваному землеробстві.

Засолення ґрунтів в основному пов'язано з цими порушеннями. Зараз не менше 50 % площі зрошуваних земель засолено, втрачені мільйони раніше родючих земель. Особливе місце серед ґрунтів займають орні угіддя, тобто землі, що забезпечують харчування людини. За висновками науковців і фахівців, для харчування однієї людини слід обробляти не менше 0,1 га ґрунту. Зростання чисельності жителів Землі прямо пов'язано із площею орних земель, яка неухильно скорочується. Причинами цього є порушення і деградація ґрунтового покриву, відведення земель під забудову міст, селищ і промислових підприємств.

3. *Зменшення вмісту гумусу*. На великих площах відбувається зниження продуктивності ґрунтів через зменшення вмісту гумусу, запаси якого скоротилися (наприклад, у Російській Федерації за останні 20 років – на 25...30 %, а щорічні втрати становлять 81,4 млн т).

Родючі ґрунти – це повільно поновлюваний ресурс. Процеси ґрунтоутворення протікають дуже повільно, зі швидкістю від 0,5 до 2 см за 100 років. Потужність ґрунту невелика: від 30 см у тундрі до 160 см – у західних чорноземах. Природна родючість є однією з особливостей ґрунту і формується дуже тривалий час, а знищити родючий шар можна лише за 5...10 років. Зі сказаного випливає, що ґрунт менш рухливий порівняно з іншими абіотичними складовими біосфери.

Ґрунт приховує в собі величезні резерви родючості. Завдання полягає в умілому використанні їх, що можливо на основі поглибленого пізнання процесів ґрунтоутворення і меліоративного впливу на ґрунт.

Родючість будь-якого ґрунту може бути підвищена при правильному його використанні. Ґрунти різних ділянок можуть мати однаковий хімічний склад, але різну ефективну родючість на певному відрізку часу через відмінності у водно-фізичних властивостях, біологічних і виробничих особливостях. Відмінності в природній родючості обумовлені всім ходом ґрунтоутворення, а також складом (хімічний склад, органічна речовина, колоїди, гази), властивостями (фізико-хімічні, біологічні) і будовою ґрунту.

Сучасна наука про родючі ґрунти досягла такого рівня, при якому можна не тільки докорінно поліпшувати ґрунти, а й створювати нові варіанти ґрунтів з максимально високою родючістю.

3.5.5 Типи родючих ґрунтів

Характер ґрунтоутворювального процесу залежить від фізико-географічних, геологічних і біологічних факторів (характеру порід, клімату, геоморфології, рослинного покриву, глибини залягання ґрунтових вод та ін.), тому основні типи ґрунтів виявляють *зональний* характер розподілу на землі. Поряд із цим є такі ґрунти, розподіл яких на поверхні землі не підпорядковується закону зональності, тому всі ґрунти в інженерно-геологічній класифікації поділяють на дві підгрупи: зональні та інтразональні.

Підгрупа зональних родючих ґрунтів. Зональні ґрунти віднесені до різних фізико-географічних зон з характерною рослинністю і особливостями клімату. Виділяють такі типи ґрунтів, які змінюють один одного у напрямку з півночі на південь: тундрові, підзолисті і дерново-підзолисті, болотні, лісостепові чорноземні, каштанові, бурі, сіроземні і латеритні.

За літологічною ознакою кожен із типів поділяється на види: хрящуваті, піщані, супіщані, суглинні і глинисті.

Тундрові ґрунти формуються в умовах багаторічної мерзлоти, суворого клімату, незначної кількості літніх опадів, малопотужного снігового покриву, поганого поверхневого стоку і відсутності лісової рослинності. Через ці причини тундрові ґрунти у вертикальному розрізі характеризуються малою потужністю (10... 50 см). Верхній горизонт їх

представлений погано розкладеним торфом. В інженерно-геологічному відношенні тундрові ґрунти досить незадовільні. Їх не можна використовувати як природні основи споруд.

Підзолисті і дерново-підзолисті ґрунти утворюються в умовах надмірного зволоження в смузі хвойних і змішаних лісів.

Для цих ґрунтів характерне значне промочування, вимивання з ґрунту більшості солей, тому горизонт *A* цих ґрунтів пофарбований у білястий колір, у сухому стані пухкий, борошністий, схожий на золу і тому називається "підзолом".

Горизонт *B* внаслідок накопичення полуторних оксидів заліза й алюмінію характеризується значною щільністю. Серед цих типів ґрунтів найбільш сприятливі в будівельному відношенні ґрунти супіщаного і піщаного складу.

Болотні ґрунти формуються в умовах надмірного зволоження і поганої дренажності території. Для них характерна присутність торф'янистої речовини в горизонті і оглеєння горизонту – розкислення низки речовин в анаеробних умовах, що виникають під впливом надмірного зволоження. Серед болотних ґрунтів зазвичай виділяють власне болотні ґрунти, напівболотні і торфовища.

Болотні ґрунти в інженерно-геологічному відношенні несприятливі для будь-якого виду будівництва. Наявність у них торфу обумовлює велику їх стисливість.

Лісостепові ґрунти розвинені в зоні лісостепу і є перехідним типом від підзолистих ґрунтів до чорноземів. У північній частині цієї зони переважають сірі лісові ґрунти на покривних суглинках, у південній – вилужені і типові чорноземи, що формуються на льосах.

Фізико-механічні властивості цих ґрунтів залежать від гранулометричного складу і материнських порід. У більшості випадків вони характеризуються високою вологоємністю, пластичністю, здатністю до набухання, тобто негативними з інженерно-геологічної точки зору властивостями.

Чорноземні ґрунти широко поширені в степових районах і утворюються під степовою трав'янистою рослинністю в умовах рівнинного рельєфу на льосах і льосоподібних породах. Чорноземні ґрунти мають гумусовий горизонт чорного або чорно-бурого кольору (горизонт *A*) потужністю 0,5...1 м. Вміст гумусу досягає 20 %. Під цим горизонтом залягає менш темний перехідний горизонт *B* потужністю до 1 м зі значним вмістом карбонатів. Він підстилається материнською породою – горизонтом *C*.

Ці ґрунти не можна використовувати як основи споруд.

У суху погоду повністю ґрунтових доріг на цих ґрунтах сильно пилить, а після дощів і при таненні снігу утворюється липка маса, важкопрохідна для всіх видів транспорту.

Каштанові і бурі ґрунти характерні для напівпустель. Від чорнозем-

них ґрунтів вони відрізняються значно меншим вмістом гумусу (1...4 %) і наявністю легкорозчинних солей у верхніх горизонтах. При зволоженні размокають, але швидко висихають.

Сіроземні ґрунти формуються в умовах пустель і містять ще менше гумусу, ніж каштанові і бурі ґрунти (не більше 1...1,5 %). Процеси вилуговування тут відсутні, тому легкорозчинні солі зустрічаються в цих ґрунтах по всьому профілю. Швидко размокають і на дорогах утворюють важкопрохідний бруд.

Латеритний (або красноземний) ґрунт утворюється в тропічних умовах, для яких характерний інтенсивний розвиток процесів вивітрювання внаслідок високих температур повітря і великої кількості атмосферних опадів. Процеси ґрунтоутворення в таких районах поширюються на велику глибину. Ґрунти майже не містять гумусу, багаті гідратами окису алюмінію і заліза, що надають ґрунтам червоного забарвлення.

Підгрупа інтразональних родючих ґрунтів. Інтразональні ґрунти формуються під впливом місцевих умов ґрунтоутворення. Вони залягають зазвичай невеликими площами серед зональних ґрунтів. До інтразональних ґрунтів відносять черноземоподібні і засолені типи ґрунтів.

Черноземоподібні ґрунти містять підвищену кількість гумусу порівняно із зональними ґрунтами, серед яких вони розвинені. Виділяють два підтипи черноземоподібних ґрунтів: перегнійно-карбонатні і лугові ґрунти.

Перегнійно-карбонатні ґрунти формуються на карбонатних породах, відрізняються підвищеним вмістом гумусу порівняно з підзолистими і дерново-підзолистими ґрунтами, серед яких вони зазвичай бувають розвинені.

Лугові ґрунти приурочені до заплавної алювіальних терас. Вони містять мало гумусу внаслідок щорічного відкладання багнистого матеріалу паводковими водами.

Засолені ґрунти містять багато легкорозчинних солей натрію. Вони широко поширені в пустелях і напівпустелях, в інших зонах утворюють незначні плями.

У сухому стані засолені ґрунти мають значну твердість, у вологому – "розкисають". Серед засолених ґрунтів розрізняють солонці, солончаки і солоди.

Солонці характеризуються розпиленням, великою здатністю поглинати воду і сильно набухати. У верхньому горизонті цих ґрунтів мало легкорозчинних солей, нижні ж горизонти збагачені ними. При переважанні в цих ґрунтах хлористого кальцію утворюються так звані *мокрі солончаки*, при великому вмісті сірчаноокислого натрію, який сильно набухає, – *пухкі солончаки*.

Солончаки, на відміну від солонців, містять велику кількість легко-розчинних солей по всьому профілю.

Солоди утворюються внаслідок вимивання солей із засолених ґрунтів.

4 ЗАГАЛЬНИЙ ОГЛЯД ВЛАСТИВОСТЕЙ ҐРУНТІВ

4.1 Значення віку порід і природної обстановки для інженерно-геологічного оцінювання порід

4.1.1 Вік порід

Інженерно-геологічні властивості порід більшою чи меншою мірою пов'язані з їх віком.

По-перше, встановлено, що загальна обстановка накопичення осадків у ході геологічної історії багато в чому незворотно змінювалась. Так, наприклад, з розвитком органічного життя важливими ставали біохімічні процеси, зокрема, в осадженні карбонату кальцію. Серед вапняків усе більшого значення набували зазвичай менш міцні біогенні різниці.

Атмосфера і поверхневі води поступово ставали багатші на кисень і бідніші на вуглекислоту, у зв'язку з чим збільшувався окислювально-відновний потенціал і зростало значення pH . У міру збільшення потужності осадової оболонки земної кори і області її поширення підвищувалося значення процесу утворення у водоймах осадків з механічних суспензій.

По-друге, вік породи визначає тривалість процесів її формування. В цілому давніші породи, докембрійські, мають більшу міцність порівняно з більш молодими, особливо четвертинними, відкладеннями.

Як приклад можна розглянути відмінність складу і властивостей кременистих осадових порід різного віку.

Так, серед четвертинних і третинних відкладень дуже поширені пористі різниці опалового складу зі зниженою міцністю. Представниками їх є добре відомі опоки і трепели. Мезозойські крем'янисті відкладення характеризуються перехідним опалово-халцедоновим складом, іноді вони міцно зцементовані. У палеозойських відкладеннях ці породи, як правило, щільно зцементовані і мають значно більшу потужність, ніж мезозойські. Стародавні допалеозойські крем'янисті відкладення мають дуже велику потужність, перетворені на зливні породи і складаються переважно з кварцу.

Слід мати на увазі, що внаслідок великої кількості факторів, що впливають на формування інженерно-геологічних властивостей порід, спостерігаються численні винятки зі вказаної вище загальної закономірності. У зв'язку з цим нерідко давніші породи мають не такі сприятливі інженерно-геологічні властивості, як молоді. Так, наприклад, пухкі піски з пливунними властивостями відомі у відкладеннях будь-якого віку, починаючи з палеозою. У той же час нерідко можна зустріти міцні пісковики серед третинних і четвертинних відкладень.

4.1.2 Кліматичні умови

Клімат є одним із важливих чинників формування осадових порід і зміни всіх порід під впливом вивітрювання. Урахування впливу клімату з цих двох точок зору і повинно мати місце при інженерно-геологічному вивченні порід. Дійсно, в морських осадах формації, що утворилися в аридному кліматі, різко відмінні від формацій гумідного клімату. Так само, наприклад, склад і властивості алювіальних відкладень гумідного клімату (що характеризуються наявністю торфу і торф'яних відкладень, високою їх стисливістю) різко відмінні від алювіальних відкладень аридного клімату, яким властива, наприклад, засоленість.

Вельми своєрідну інженерно-геологічну властивість (так звану просадочність) мають породи льосової групи, формування яких протікало в умовах напівпосушливого клімату. Поширення своєрідних явищ, що іменуються глинистим карстом, також приурочено до глинистих порід посушливого клімату (Східне Закавказзя та інші райони).

Урахування кліматичних умов необхідне при вивченні давніх і сучасних процесів, що протікають у корі вивітрювання, зокрема, для прогнозу вивітрювання порід у штучних відслоненнях, виїмках, котлованах та ін.

4.1.3 Геоморфологічна обстановка

На міцність і поведінку порід під спорудою впливає геоморфологічна обстановка на досліджуваній ділянці, як стародавня, так і сучасна. Як приклад можна навести сильне закарстовування палеозойських вапняків і гіпсоносних доломітів на схилах пра-Волги в районі Самарської Луки, віднесених до стародавнього переаглиблення річкової долини. Частина порід перетворена тут на брекчієподібні накопичення зі зниженою міцністю. Глинисті породи, що залягають у межах широких річкових долин, часто виявляються не такими щільними і міцними, ніж на сусідніх ділянках плато.

Нагадаємо також, що інтенсивність процесів вивітрювання визначається, зокрема, експозицією схилу, внаслідок чого породи, що залягають на південних і північних схилах, зазвичай мають різні властивості і по-різному реагують на інженерний вплив на них. Отже, топографічні умови залягання порід є одним із факторів, які необхідно враховувати при інженерно-геологічному вивченні порід.

4.1.4 Гідрогеологічні умови

Гідрогеологічні умови – кількість, склад і характер руху підземних вод, що містяться в породах, – значно впливають на породи, змінюючи їх склад і властивості. При вивченні історії формування міцності гірських порід необхідно прагнути максимально повно з'ясувати палеогідрогеологічні

умови і їх зміни протягом формування породи. Особливе значення ці умови мають для розуміння властивостей осадових порід.

Від сучасних гідрогеологічних умов залежать: ступінь обводнюваності порід, пливунний стан піщаних порід, фізико-хімічний стан глинистих порід, закарстовування розчинних порід, суфозійні явища і т. д. Зміна хімічного складу підземних вод зумовлює зміну інженерно-геологічних властивостей порід, особливо якщо вона викликана скиданням промислових і господарських вод, за хімічним складом різко відмінних від природних.

4.2 Групи ознак і властивостей порід

Найголовніші ознаки та інженерно-геологічні властивості гірських порід доцільно поділити на чотири групи.

До першої групи належать умови залягання породи, її мінералогічний склад, структура і текстура, а також склад рідкої і газоподібної фаз у порах породи.

До другої групи відносять фізичний стан і фізичні властивості породи, куди входять природна вологість, шпаруватість, пористість, ступінь ущільненості, тріщинуватість, температура, теплопровідність і теплоємність.

До третьої групи відносять властивості, які тісно пов'язані з наявністю в порах води і характеризують результат взаємодії твердої і рідкої фаз, що складають породу. Це колоїдні властивості глинистих порід, їх форма консистенції, пластичність, здатність до набухання, розчинність, водопроникність та ін. Особливо велике значення колоїдні властивості мають для глинистих порід деяких типів.

Нарешті, *до четвертої групи* відносять механічні властивості порід, що характеризують їх міцність і безпосередньо впливають на поведінку їх під спорудою: опір стисненню, зрушенню та ін.

Зазначимо, що всі перераховані ознаки і властивості гірських порід пов'язані і взаємно визначають одна одну.

4.3 Основні фізичні характеристики ґрунтів

Найважливішою особливістю інженерно-геологічного вивчення гірських порід є урахування того, що вони складаються з твердих частинок і пор, частина яких зазвичай зайнята водою, а частина – повітрям.

У наведеному об'ємі ґрунту (рисунок 4.1) можна виділити об'єм V_T , зайнятий твердими частинками, і об'єм пор V_{Π} .

Тоді повний об'єм ґрунту

$$V_{GP} = V_T + V_{\Pi}, \quad (4.1)$$

де $V_{\Pi} = V_G + V_B$; V_G і V_B – відповідно об'єм газу і води в розглянутому об'ємі ґрунту.

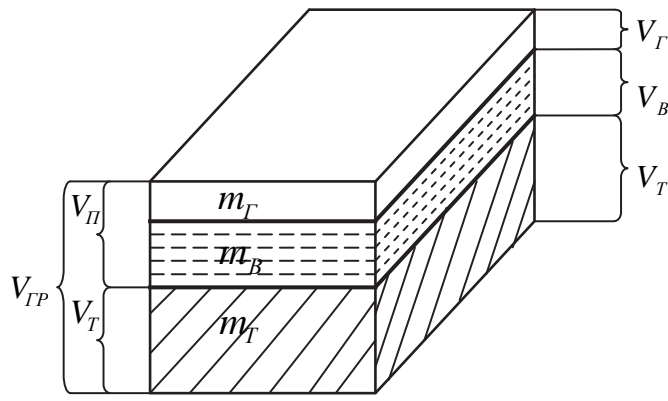


Рисунок 4.1 – Об'ємні і масові складові частини ґрунтового блока

Маса ґрунту визначається масою твердих частинок m_T , масою води m_B і масою газу m_G (яку не завжди враховують), тобто

$$m_{GP} = m_T + m_B + m_G. \quad (4.2)$$

Щільність ґрунту ρ_{GP} – це відношення маси ґрунту (маси твердих частинок і води) до його об'єму:

$$\rho_{GP} = \frac{m_{GP}}{V_{GP}} = \frac{m_T + m_B + m_G}{V_T + V_B + V_G}. \quad (4.3)$$

При розрахунку навантажень на споруду і напруг від дії власної ваги ґрунту необхідно переходити до значення питомої ваги ґрунту

$$\gamma_{GP} = \rho_{GP} g, \quad (4.4)$$

де g – прискорення вільного падіння (9,81 м/с).

Зазвичай $\gamma_{GP} = 13...22$ кН/м³.

Вологість ґрунту ω – відношення маси води до маси твердих частинок (сухого ґрунту):

$$\omega = \frac{m_B}{m_T}, \text{ або } \omega = \frac{m_{GP} - m_T}{m_T}. \quad (4.5)$$

Як правило, $\omega = 0,01...0,06$ (але буває 1...2 і більше).

Щільність частинок ґрунту визначають як відношення маси твердих частинок (сухого ґрунту) до об'єму твердих частинок, тобто

$$\rho_s = \frac{m_T}{V_T}. \quad (4.6)$$

У більшості випадків $\rho_s = 2,4...2,8$ г/см³.

Слід підкреслити, що ці три основні фізичні характеристики ґрунту ρ_{GP} , ω і ρ_s визначаються тільки експериментальним шляхом і використовуються для розрахунку інших характеристик, наведених нижче.

Щільність сухого ґрунту ρ_D , або щільність скелета ґрунту $\rho_{СК}$, визначають як відношення маси сухого ґрунту (частинок ґрунту) до об'єму

всього ґрунту:

$$\rho_{СК} = \rho_D = \frac{m_T}{V_{ГР}}. \quad (4.7)$$

Вираз (4.5) можна подати у вигляді

$$\omega = \frac{\rho_{ГР} - \rho_{СК}}{\rho_{СК}},$$

звідки

$$\rho_{СК} = \frac{\rho_{ГР}}{1 + \omega}. \quad (4.8)$$

Питома вага сухого ґрунту (скелета ґрунту)

$$\gamma_{СК} = \rho_{СК} g = \gamma_{ГР} \frac{1}{1 + \omega}. \quad (4.9)$$

Пористість є відношенням об'єму пор до всього об'єму ґрунту (об'єм пор в одиниці об'єму ґрунту):

$$N = \frac{V_{П}}{V_{ГР}}. \quad (4.10)$$

Так само

$$M = \frac{V_T}{V_{ГР}} \quad \text{и} \quad M + N = 1. \quad (4.11)$$

Зазвичай $N = 0,3 \dots 0,5$, але буває 0,6 і більше. Можна також записати, що

$$M = \frac{\rho_{СК}}{\rho_s}, \quad (4.12)$$

а з урахуванням виразу (4.11)

$$N = 1 - \frac{\rho_{СК}}{\rho_s}. \quad (4.13)$$

Коефіцієнт пористості e дорівнює відношенню об'єму пор до об'єму скелета (частинок) ґрунту:

$$e = \frac{V_{П}}{V_T}, \quad \text{або} \quad e = \frac{N}{M} = \frac{N}{1 - N}, \quad (4.14)$$

звідки

$$N = \frac{e}{1 + e} \quad \text{і} \quad M = \frac{1}{1 + e}. \quad (4.15)$$

Ступенем вологості (або ступенем водонасичення) називають відношення об'єму води до об'єму пор. Так,

$$S_R = \frac{V_B}{V_{\Gamma}}, \quad (4.16)$$

що можна переписати таким чином:

$$S_R = \frac{V_B}{V_{\Gamma}} = \frac{V_{B\rho}}{m_T} \bigg/ \frac{V_{\Gamma\rho}}{m_T} = \frac{m_B}{m_T} \bigg/ \frac{V_{\Gamma\rho}}{m_T} = \frac{\omega}{\omega_H}, \quad (4.17)$$

де ρ – щільність води; ω_H – вологість при повному заповненні пор водою, яку називають вологоємністю (повною вологоємністю) ґрунту.

Вологоємність

$$\omega_H = \frac{V_{H\rho}}{m_T} = \frac{V_{\Gamma\rho}}{V_T\rho_s} = e \frac{\rho}{\rho_s}. \quad (4.18)$$

Тоді (4.17) набуде вигляду

$$S_R = \frac{\omega\rho_s}{e\rho}. \quad (4.19)$$

Вміст газу у ґрунті можна оцінити за величиною

$$S = \frac{V_{\Gamma}}{V_{\Gamma P}}. \quad (4.20)$$

Тоді вираз (4.11) набуде вигляду

$$M + N' + S = 1, \quad (4.21)$$

де $N' = \frac{V_B}{V_{\Gamma P}}$ – об'єм води в одиниці об'єму ґрунту.

Величини S_R і S зв'язані між собою залежністю

$$S_R = \frac{V_B}{V_{\Gamma}} = \frac{V_{\Gamma} - V_{\Gamma}}{V_{\Gamma}} = 1 - \frac{S}{N}. \quad (4.22)$$

Вологість, при якій ґрунт переходить із твердого стану в пластичний, називають *нижньою границею пластичності*, або *границею розкочування* ω_P . Вологість на межі пластичної та плинної консистенцій називають *границею плинності*, або *верхньою границею пластичності* ω_L .

Знаючи природну вологість ґрунту ω і визначивши для нього в лабораторних умовах границі ω_P і ω_L , легко можна зробити висновок про консистенцію ґрунту в природних умовах.

Для чисельного оцінювання консистенції ґрунту введено *показник плинності*, або *показник консистенції*,

$$I_L = \frac{\omega - \omega_P}{\omega_L - \omega_P}, \quad (4.23)$$

де $\omega_L - \omega_P = I_P$ – число пластичності.

Для оцінювання консистенції глинистих ґрунтів між ними введені межі,

що характеризуються величинами вологості (рисунок 4.2).

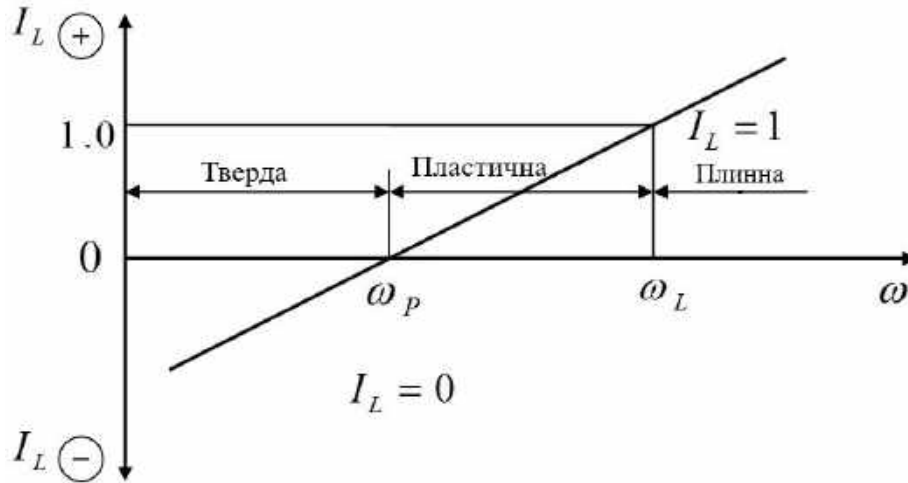


Рисунок 4.2 – Межі консистенції глинистих ґрунтів

Для незв'язних ґрунтів найважливішою характеристикою їх властивостей є *щільність складання*, тобто щільність упакування частинок. Основною характеристикою щільності складання незв'язних ґрунтів є величина *ступеня щільності складання*, або *коефіцієнт відносної щільності складання*,

$$I_D = \frac{e_{max} - e}{e_{max} - e_{min}}, \quad (4.24)$$

де e_{min} , e , e_{max} – коефіцієнти пористості ґрунту в максимально пухкому, природному та максимально щільному станах (рисунок 4.3).

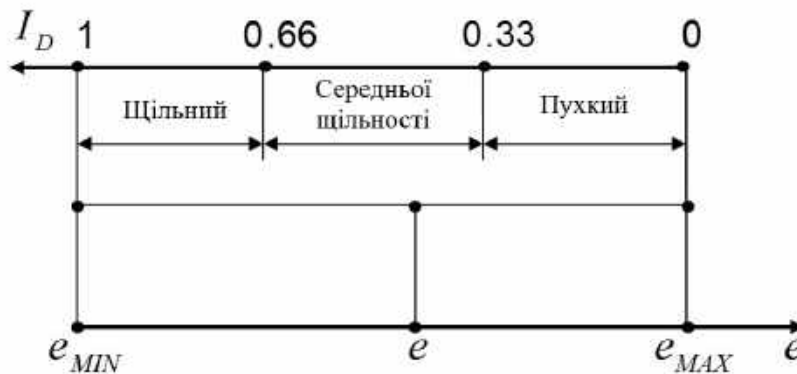


Рисунок 4.3 – Ступінь щільності складання ґрунтів

Порушення природного стану зразка надає різного впливу на механічні та інші властивості породи залежно від її генетичного типу і складу. Для кількісного оцінювання цього впливу визначаються показники будь-яких властивостей паралельно на монолітних зразках і на зразках з порушеною структурою. Щоб виключити вплив на досліджувану властивість усіх інших факторів, крім структурних зв'язків, порушені зразки повинні мати пористість і вологість, які точно відповідають пористості і вологості монолітних зразків.

5 МЕХАНІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ СКЕЛЬНИХ ҐРУНТІВ

5.1 Деформаційні властивості порід з жорсткими зв'язками

Здатність гірської породи змінювати під навантаженням форму складання і об'єм називають – *деформованістю*, а саму зміну форми та об'єму – *деформацією*. Характер деформацій, що виникають у породах, залежить від характеру і величини переданого зусилля, способів його передачі і типу породи.

Зовнішні зусилля, що діють на породу, викликають внутрішні напруги в породі, які протидіють цим зусиллям. В умовах рівноваги внутрішні напруги в породі дорівнюють дії зовнішніх зусиль.

Напругою p у певній точці перетину називають межу відношення елементарної внутрішньої сили ΔP до площі ΔF , виділеної в перерізі майданчика при $\Delta F \rightarrow 0$ ("стягуванні" цього майданчика в точку), тобто

$$p = \lim_{\Delta F \rightarrow 0} \frac{\Delta P}{\Delta F}. \quad (5.1)$$

Напруга є величиною, що характеризує інтенсивність внутрішніх сил у певній точці конкретного перетину.

Через певну точку тіла можна провести безліч перетинів і, відповідно, майданчиків, різноорієнтованих у просторі. У загальному випадку напруги, що виникають на відповідних майданчиках, будуть різними. Таким чином, *не можна говорити про напругу в певній точці тіла, не вказуючи, про який саме переріз, що проходить через цю точку, йдеться*.

Напруження – величина векторна. Повне напруження p можна розкласти на дві складові: нормальне напруження σ , спрямоване по нормалі до перетину, і дотичне напруження τ , що діє в площині перетину (рисунок 5.1).

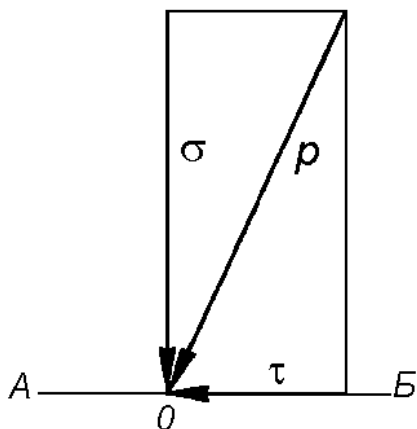


Рисунок 5.1 – Схема розподілу напружень у певній точці 0 елементарної площадки АБ в будь-якому перетині породи

Сукупність нормальних і дотичних напружень, що виникають на незліченній кількості майданчиків, які можна провести через певну точку тіла, характеризує *напружений стан* у цій точці. Напружений стан у точці є заданим (тобто можливо знайти напружений стан на будь-якій точці цього майданчика), якщо відомі напруги на будь-яких трьох взаємно перпендикулярних майданчиках, що проходять через певну точку.

Три взаємно перпендикулярних майданчика, на яких відсутні дотичні напру-

ження, називають *головними майданчи-ками*, а виникаючі на них нормальні напруження – *головними напруженнями* і позначають символами $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ (індекси розставляють так, щоб було дотримано умову $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$).

Розрізняють такі напружені стани порід:

а) *одновісний (лінійний) напружений стан*, коли діє тільки одне головне напруження, а два інших дорівнюють нулю (рисунок 5.2, а);

б) *двовісний (плоский) напружений стан* (рисунок 5.2, б), коли в одній площині діють два нормальних напруження;

в) *тривісний (об'ємний) напружений стан* (рисунок 5.2, в), коли на породу діють три головних напруження (такий напружений стан найбільш характерний для гірських порід у природних умовах залягання і під навантаженням від споруд).

Деформації в гірських породах виникають тоді, коли зовнішні сили, що діють на породу, стають більше внутрішніх сил у породі (тертя і зчеплення), які прагнуть зберегти цілісність породи – форму і розмір складаючих її зерен і зв'язки між ними.

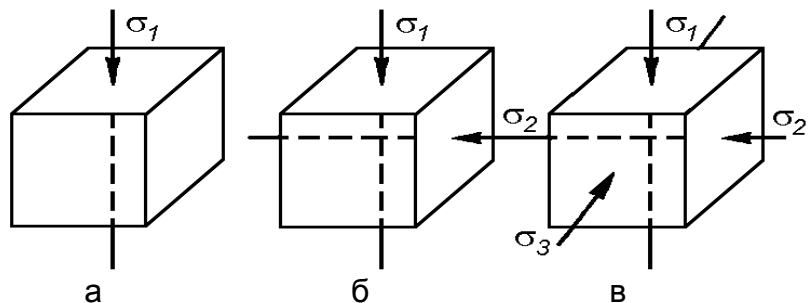


Рисунок 5.2 – Схеми напруженого стану породи:
а – одновісний; б – двовісний; в – тривісний

Якщо внутрішні сили породи рівні напруженням, викликаним зовнішніми зусиллями, то порода знаходиться в *граничному напруженому стані*, що передуює її деформації і руйнуванню.

При стисненні зразка гірської породи сила, що діє перпендикулярно до цього перетину, прагне зменшити відстань між двома паралельними майданчиками. Зменшення відстані між двома паралельними майданчиками під дією нормальної сили називають *деформацією стиснення*, або *стисненням*.

При розтягуванні зразка гірської породи сила, що діє перпендикулярно до цього перетину, прагне збільшити відстань між двома паралельними майданчиками. Збільшення відстані між двома паралельними майданчиками під дією нормальної сили називають *деформацією розтягування*, або *розтягуванням*.

Якщо сила, що діє в площині двох майданчиків, прагне перемістити ці майданчики один щодо одного, то взаємне переміщення суміжних майданчиків породи в напрямку, паралельному до цих майданчиків, під дією дотичного зусилля називають *деформацією зсуву*, або *зрушенням*.

Характер деформацій у гірських породах в силу жорстких зв'язків між зернами схожий за механічними властивостями з характером деформацій

у звичайних твердих тілах.

Деформації розтягування (стиснення) в певних межах навантаження, як відомо, підпорядковується *закону Гука* – закону пропорційності між нормальним напруженням і відносною поздовжньою деформацією ε :

$$\sigma = E\varepsilon, \quad (5.2)$$

де E – модуль поздовжньої пружності (модуль Юнга).

Модуль поздовжньої пружності характеризує жорсткість матеріалу при деформації розтягування (стиснення).

Розмірності E і σ однакові. Для кожного матеріалу величину E визначають експериментально. Модуль пружності – основна характеристика деформаційних властивостей усіх твердих тіл, деформації яких мають пружний характер.

Під *пружними деформаціями* розуміють оборотні деформації, тобто такі деформації, які зникають після зняття навантаження, що їх викликало.

У гірських породах строго пружних деформацій не спостерігається. Для них характерні ще й так звані *залишкові*, тобто *пластичні*, *деформації*. Тому деформаційні властивості гірських порід, крім *модуля пружності* E і *коефіцієнта Пуассона* μ , характеризуються *коефіцієнтом бічного тиску* ξ і *модулем загальної деформації* E_0 .

Візьмемо зразок скельної породи висотою l_1 і докладемо до нього стискувальне зусилля σ (рисунок 5.3), внаслідок цього висота зразка зменшиться до l_2 , а поперечні розміри збільшаться з d_1 до d_2 .

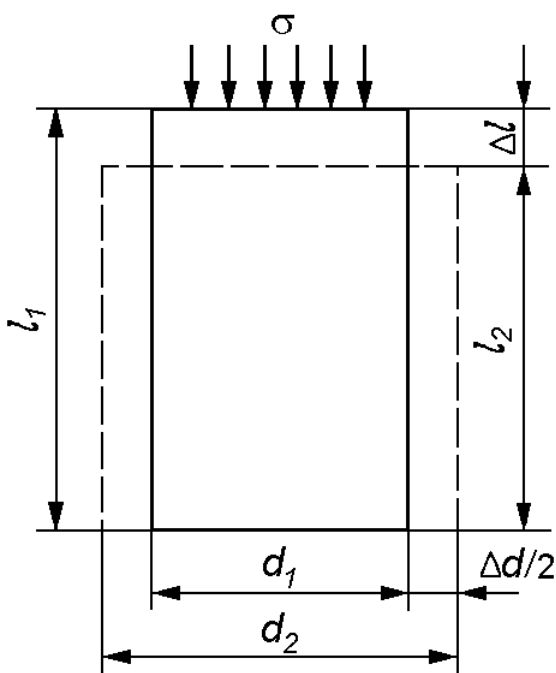


Рисунок 5.3 – Схема деформацій гірської породи при одновісному стисненні

Різницю $l_1 - l_2 = \Delta l$ називають *абсолютною поздовжньою деформацією* (в розглянутому випадку – вкорочення).

Аналогічно визначають *абсолютну поперечну деформацію*:

$$d_1 - d_2 = \Delta d.$$

$$\text{Відношення } \frac{\Delta l}{l_1} = \varepsilon \text{ та } \frac{\Delta d}{d_1} = \varepsilon'$$

називаються відповідно *відносною поздовжньою* і *відносною поперечною* деформаціями.

При розтягуванні зразка його поздовжні розміри збільшуються, а поперечні – зменшуються.

У межах застосовності закону Гука існує залежність

$$\varepsilon' = -\mu\varepsilon, \quad (5.3)$$

тобто відносна поперечна деформація прямо пропорційна відносній поздовжній деформації і протилежна їй за знаком.

Таким чином, коефіцієнт Пуассона (коефіцієнт поперечної деформації) визначається формулою

$$\mu = \left| \frac{\varepsilon'}{\varepsilon} \right|. \quad (5.4)$$

Для твердих порід $\mu = 0,1 \dots 0,4$. Чим більше значення коефіцієнта Пуассона, тим більше порода здатна деформуватися. Отже, коефіцієнт Пуассона є показником деформованості породи (таблиця 5.1).

Таблиця 5.1 – Характеристики пружних властивостей гірських порід

Назва породи	Модуль пружності E , 10^5 Н/см^2	Коефіцієнт Пуассона μ
Граніт	30...68	0,15...0,30
Сієніт	50...88	0,14...0,26
Габро	60...125	0,11...0,38
Діабаз	80...110	0,26...0,38
Базальт	20...100	0,20...0,23
Мармур	35...97	0,15...0,27
Кварцит	50...85	0,13...0,26
Гранітогнейс	17...50	0,20...0,32
Доломіт	30...80	0,25...0,27
Вапняк щільний	25...75	0,25...0,33
Вапняк слабкий	7...15	0,30...0,35
Мергель	15...46	0,30...0,40
Піщаник щільний	30...72	0,15...0,25
Піщаник слабкий	6...20	0,22...0,30

Значна частина вертикального стискувального навантаження на породу викликає деформації стиснення, а інша – передається через породу в сторони, викликаючи так званий *бічний тиск*, що дорівнює вертикальному навантаженню P , помноженому на *коефіцієнт бічного тиску* ξ :

$$P_6 = \xi P. \quad (5.5)$$

Коефіцієнт ξ показує, яка частина вертикального навантаження передається через породу в сторони.

При знятті навантаження деформований зразок може частково або повністю відновити свою первісну форму і розміри. Ця властивість називається

вається *пружністю*.

Якщо деформація після зняття навантаження компенсується і зразок відновлює повністю свою первісну форму, то порода вважається *абсолютно пружною*. При значних навантаженнях розвиваються такі деформації, які при знятті навантаження зникають лише частково. Зниклі деформації називаються *пружними*, а збережені – *залишковими*.

Пружні деформації порід з жорсткими зв'язками обумовлені пружними властивостями мінералів, з яких вони складаються, характером структурних зв'язків цементувальної речовини, а також ступенем тріщинуватості і типом заповнювача тріщин.

Залишкові (незворотні, або пластичні) деформації досить складні і пов'язані зі зсувними деформаціями кристалічних зерен, перегрупуванням і дробленням зерен, а також з порушенням структурних зв'язків, тобто залишкові деформації супроводжуються зміною внутрішньої будови породи. Крім того, залишкові деформації пов'язані із закриттям пор і тріщин, видавлюванням з них нестійкого заповнювача і слабких прошарків.

Як відомо, важливим показником деформаційних властивостей порід є *модуль загальної деформації E_0* , який аналогічний модулю поздовжньої пружності E , з тією лише різницею, що модуль пружності E є коефіцієнтом пропорційності між напруженням і пружними деформаціями, а модуль загальної деформації E_0 характеризує загальні деформації породи під навантаженням, як пружні, так і залишкові (таблиця 5.2).

Таблиця 5.2 – Модуль загальної деформації різних порід за даними випробувань у польових умовах

Назва породи	Район випробувань	Модуль загальної деформації E_0 , Н/см ²
Граніти слаботріщинуваті	Красноярська ГЕС	160
Граніти сильнотріщинуваті	Красноярська ГЕС	45
Граніти	Кабрил, Канісада (Португалія)	10...200
Габро	Україна	1250
Діабази	Братська ГЕС	130...440
Діабази зони вивітрювання	Братська ГЕС	11
Гнейси	Арджень-Корбень (Румунія)	5,2...270
Пісковики ордовика	Братська ГЕС	150...260
Вапняки верхньокрейдяні	Чиркейська ГЕС	800...900
Порфірити девонські	Талореська ГЕС	350...590
Глини мергелисті пермські	Горьківська ГЕС	1...1,5

У магматичних породах розвинені головним чином пружні деформації. Вони проявляються швидко. Залишкові деформації в непорушених вивітряннях і нетріщинуватих скельних породах практично виключені. Границя пружності в таких породах має досить високе значення. При перевищенні цієї границі порода крихко руйнується.

Однак у таких породах, як крейда, мергелі, алевроліти, аргіліти і деякі інші, поряд із пружними деформаціями мають місце залишкові деформації.

Переважає того чи іншого типу деформацій залежить від характеру породи, ступеня її літифікації, характеру цементувальної речовини та інших чинників. У скам'янілих породах переважають пружні деформації, в менш твердих породах (з переважанням глинистого складу) – пластичні.

Дослідження С. А. Роза і П. Д. Євдокимова показали, що для порід з жорсткими зв'язками модуль пружності E більше модуля загальної деформації E_0 . Ці показники деформаційних властивостей порід незакономірно змінюються залежно від величини навантаження. Для отримання більш достовірних даних їх слід визначати під навантаженнями, рівними розрахунковим навантаженням від дії проекрованої споруди.

Показники пружності порід залежать від швидкості прикладання навантаження, тому слід розрізняти модуль пружності E і коефіцієнт Пуассона для породи при статичному і динамічному додаткових навантаженнях. Для абсолютно пружних тіл статичні і динамічні модулі пружності однакові.

Розрізняють статичні і динамічні методи визначення показників пружності порід. Серед статичних методів найбільшого поширення в лабораторних умовах набув метод визначення показників пружності за допомогою індикаторів годинникового типу – месурів. За цією методикою досліджуваний зразок поміщають під прес, за допомогою якого до зразка додається стискувальне вертикальне навантаження. Поперечні і поздовжні деформації вимірюють месурами, що закріплюються на спеціальних кільцях. Показники пружності розраховують за спеціальними формулами.

Деформація скельних порід під статичним навантаженням може бути розділена на *пружне стиснення*, показником якого є модуль пружності E , і *ущільнення*, що відбувається при невеликих навантаженнях в основному внаслідок змикання тріщин. Показником ущільнення є модуль залишкової деформації.

У польових умовах при стисненні визначають модуль загальної деформації E_0 , а при розвантаженні за значенням модуля загальної деформації можуть бути знайдені модулі пружності і залишкової деформації.

Суть динамічних методів визначення показників пружних властивостей скельних порід полягає в тому, що за допомогою різних випромінювачів пружних коливань у зразку досліджуваної породи збуджують хвильові коливання.

Поздовжні і поперечні хвилі, які виникають при цьому, вимірюють приймальними пристроями, а потім, знаючи швидкість поширення поздовжніх і поперечних хвиль, за спеціальними формулами розраховують модуль пружності E і коефіцієнт Пуассона μ .

Модуль пружності E_c , визначений статичним методом, як правило, дещо менше модуля пружності E_∂ , визначеного динамічним методом. Наприклад, при $E_\partial < 2,5 \cdot 10^{-4} \text{ Н/см}^2$

$$E_c = 0,14 E_\partial^2 + 0,4 E_\partial. \quad (5.6)$$

З фізичної точки зору статичне і динамічне визначення показників пружності – різні стадії одного і того ж процесу деформації породи при змінюваних за величиною і тривалістю дії напруженнях.

Між динамічним модулем і модулем загальної деформації існує залежність

$$E_0 = K_{зв} E_\partial, \quad (5.7)$$

де $K_{зв}$ – коефіцієнт зв'язку, який визначається експериментально для кожної породи окремо.

Модуль загальної деформації E_0 , який використовується для розрахунку стійкості інженерних споруд, визначають іноді за даними лабораторних випробувань на зразках. Ці дані дають завищені значення модуля E_0 . У масиві породи він набагато менше через наявність тріщин, які сприяють підвищеним деформаціям. Тому на практиці модуль загальної деформації обчислюють за даними статичних дослідів у польових умовах. Однак одержувані при таких дослідах результати характеризують невелику обмежену зону.

Великі площі основ великих споруд потребують знання деформаційних властивостей великого масиву породи. Для отримання такої інформації досить перспективним є комплексне використання даних статичних і сейсмоакустичних методів дослідження.

5.2 Механічна міцність порід з жорсткими зв'язками між зернами

Здатність порід з жорсткими зв'язками чинити опір руйнуванню під дією внутрішніх напружень, що виникають від додаткових зовнішніх зусиль, називають *механічною міцністю*.

Скельні породи з жорсткими зв'язками між зернами найбільш міцні. Висока початкова міцність порід з жорсткими зв'язками в основному обумовлена силами зчеплення між окремими мінералами і агрегатами мінералів, з яких вони складаються. У магматичних породах ці сили виникають у процесі розкристалізації магматичних мас, у метаморфічних –

у процесі ущільнення і розігріву вихідних порід і, нарешті, в осадових породах – внаслідок процесів ущільнення, цементації і наступної кристалізації цементувальної речовини.

Деформації в таких породах пов'язані з руйнуванням кристалів мінералів і розривом структурних зв'язків. У тріщинуватих, вивітрілих породах деформації відбуваються по ослабленим зонам – тріщинам, площинам розшарування, пустотам та ін.

Розрізняють *механічну міцність породи при стисненні, розтягненні і зсуві (сколюванні, зрізі)*.

Міцність при стисненні характеризується *тимчасовим опором породи стиску (тобто границею міцності при стисненні) $\sigma_{m.cm}$* і являє собою граничне нормальне стискувальне навантаження, віднесене до одиниці площі поперечного перерізу зразка, при якому зразок руйнується.

Міцність при розтягуванні характеризується *тимчасовим опором породи розтягуванню (тобто границею міцності при розтягуванні) $\sigma_{m.p}$* і являє собою граничне нормальне розтягувальне навантаження, віднесене до одиниці площі поперечного перерізу зразка, при якому зразок руйнується.

Міцність при зсуві характеризується *тимчасовим опором породи зрушенню (тобто границею міцності при зсуві) τ_m* і являє собою граничне дотичне навантаження, віднесене до одиниці площі зсуву (зрізу) зразка, при якому зразок руйнується.

Механічні властивості порід визначають дослідним шляхом на спеціальних машинах з діаграмним апаратом, за допомогою якого протягом усього процесу випробування автоматично викреслюється крива залежності між діючим навантаженням і деформацією стандартного зразка породи. Цю криву при розтягуванні (стисненні) зразка називають *діаграмою розтягування (стиснення) зразка (або характеристикою зразка)*.

Наприклад, для визначення тимчасового опору породи стисненню з неї випилують або вибурюють зразки правильної форми у вигляді куба або циліндра (керн). Верхню і нижню поверхні зразка ретельно шліфують. Потім зразок породи поміщають під плиту поршня пресу, що створює необхідне руйнівне зусилля $P_{руйн}$. Знаючи площу поперечного перерізу зразка F , можна розрахувати тимчасовий опір:

$$\sigma_{m.cm} = \frac{P_{руйн}}{F}. \quad (5.8)$$

Міцність породи при стисненні залежить від її мінералогічного складу, текстури, структури, характеру зв'язку між зернами і ступеня вивітреності. Найбільшою міцністю характеризуються невивітрілі прихованокристалічні і

дрібно- та рівномірнoзернисті кристалічні породи з невеликою пористістю: базальти, діабази, кварцити. Мономінеральні породи, як правило, за інших однакових умов міцніше полімінеральних порід.

Міцність осадових зцементованих порід залежить від роду цементувальної речовини і зазвичай значно нижче, ніж міцність кристалічних порід. Найбільшою міцністю відрізняються породи з кварцовою цементувальною речовиною, а найменшою – з глинистою.

Міцність порід з шаруватою текстурою різна в напрямках, перпендикулярному і паралельному до площин нашарування. Такі породи називають анізотропними щодо опору стисненню.

Наявність тріщин і пустот сильно знижує міцність порід. Наприклад, міцність при стисненні свіжих, невивітрілих гранітів становить 12000...15000 Н/см² і більше, а вивітрілих – 400...500 Н/см² і менше (таблиця 5.3).

Таблиця 5.3 – Міцність при стисненні деяких типів порід у невивітрілому стані

Назва породи	Тимчасовий опір стисненню, $\sigma_{m.cm}$, Н/см ²
Граніт	12000...24000
Порфір	13000...23000
Базальт	10000...46000
Трахіт	6000...16000
Мармур	8000...12000
Пісковик	1000...18000
Вапняк-черепашник	40...300
Вапняк	4000...19000
Артинський туф	400...2000

Оскільки навантаження, що діють на основи споруд, як правило, не перевищують 100...150 Н/см², то за міцністю при стисненні більшість типів порід з жорсткими зв'язками між зернами забезпечують стійкість споруд. Виняток становлять сильно вивітрілі породи, а також породи зі зниженою міцністю (вапняки-черепашники, сильно пористі пісковики з глинистою цементувальною речовиною, деякі мергелі та ін.).

Міцність деяких осадових порід з жорсткими зв'язками зменшується при насиченні водою. До таких порід належать мергелі, аргіліти, пісковики з глинистою цементувальною речовиною та ін. Тому на практиці одночасно з визначенням тимчасового опору стисненню сухої породи знаходять тимчасовий опір стисненню породи у водонасиченому стані. Відношення тимчасового опору стисненню водонасиченої породи до тимчасового опору стисненню сухої породи називають *коефіцієнтом розм'якливості*.

Породи, для яких цей коефіцієнт менше 0,75, вважаються *розмоклими*. Чим нижче коефіцієнт розм'якливості, тим більше знижується міцність породи при насиченні водою. Для магматичних порід коефіцієнт розм'якливості практично дорівнює одиниці. Для осадових порід коефіцієнт розм'якливості визначається водостійкістю цементувальної речовини.

При вивченні скельних порід як облицювального матеріалу крім коефіцієнта розм'якливості дуже часто визначають їх *морозостійкість*. Для цього визначають тимчасовий опір стисненню породи до і після заморожування. Досліджувані зразки зазвичай піддають 25-кратному заморожуванню і відтаванню, а потім випробовують на стиск. Морозостійкою вважається така порода, зразки якої внаслідок проведеного експерименту не набувають видимих ознак руйнування, а їх міцність при стисненні порівняно з початковою знижується не більш ніж на 25 %.

Міцність порід на зрушення (сколювання), розтягнення (розрив) і вигин значно менше міцності на стиск. Зазвичай

$$\sigma_{m.cm} > \tau_m > \sigma_{m.p}, \quad (5.9)$$

причому міцність породи на зрушення становить 6...8 %, а на розтягнення – 3...5 % від міцності цієї ж породи на стиск (таблиця 5.4).

Таблиця 5.4 – Міцність деяких типів порід на зрушення (сколювання) і розтягнення

Назва породи	Тимчасовий опір	
	зрушенню $\tau_m, \text{Н/см}^2$	розтягненню $\sigma_{m.p}, \text{Н/см}^2$
Граніт	6000...8000	400...550
Кварцит	4000...16000	400...650
Гнейс	4000...16000	400...500
Мармур	1800...13000	500
Вапняк міцний	1000...13000	500
Пісковик міцний	2000...7500	200...600

На міцність порід сильно впливають неоднорідність мінералогічного складу, ступінь розкристалізації, розмір і форма зерен, характер цементувальної речовини, шаруватість та інші текстурні особливості, наявність видимих і невидимих тріщин, характер заповнювача тріщин.

Разом з тим міцність зразків гірських порід значною мірою залежить від умов і техніки проведення випробувань: від форми і розміру зразка, співвідношення між розмірами зразка, якості оброблення поверхні зразка, швидкості прикладання навантаження, характеру навантаження (статичне, динамічне, вібраційне).

Міцність гірських порід при двовісному стисненні значно більше, ніж

при одновісному. При об'ємному (всебічному) стисненні міцність зростає ще більше. Щільні гірські породи в умовах об'ємного стиснення не руйнуються навіть при дуже високому тиску. При цьому деформації мають пружний характер. Залишкові деформації мають місце тільки в нещільних пористих породах.

5.3 Твердість порід з жорсткими зв'язками

Здатність породи надавати опір проникненню у неї іншого, більш твердого тіла називають *твердістю*.

Як відомо, твердість мінералів визначають за шкалою Мооса. Мінерали в цій шкалі розташовані в такому порядку, що кожний наступний мінерал залишає подряпину-рису на попередньому за шкалою мінералі (таблиця 5.5).

Таблиця 5.5 – Шкала твердості мінералів Мооса

Назва мінералу	Порівняння з твердістю деяких тіл	Ступінь твердості
Тальк	Легко креслиться нігтем	1
Гіпс	Насилу креслиться нігтем	2
Кальцит	Легко креслиться склом	3
Плавикий шпат	Креслиться склом	4
Апатит	Не дряпається склом та не креслить його	5
Ортоклаз	Дряпає скло та злегка креслиться сталевим ножом	6
Кварц	Легко креслить скло та сталевий ніж	7
Топаз	Так само	8
Корунд	Так само	9
Алмаз	Так само	10

Для встановлення ступеня твердості на гладкій поверхні випробуваної породи пробують провести рису кожним з мінералів шкали Мооса, починаючи з першого. Якщо на породі залишається слід, наприклад, від кварцу, але сама вона креслить ортоклаз, то твердість її

приймають такою, що дорівнює 6,5. Однак цей спосіб не може дати правильного уявлення про твердість порід, оскільки вони в більшості випадків є тілами неоднорідними, що складаються з декількох мінералів різної твердості.

У будівництві для оцінювання твердості порід проводять випробування на зношуваність, тобто на *опір стиральним зусиллям*. Цю величину визначають у спеціальних обертових барабанах і на стиральних колах за допомогою абразивних порошоків.

Зношуваність породи дорівнює втраті у вазі при стиранні в певних умовах або кількості роботи, необхідної для стирання 1 см³ породи.

Породи випробовують на зношуваність досить рідко, головним чином при проектуванні в дорожньому будівництві, коли ті чи інші породи використовуються як дорожні покриття, кам'яні тротуари, підлоги, сходи тощо.

5.4 Кріпкість порід з жорсткими зв'язками

Загальний опір порід впливу зовнішніх сил називається *кріпкістю*. Мірилом кріпкості є опір, який чиниться породою при розробленні гірничих виробок.

М. М. Протодьяконов запропонував класифікацію порід за кріпкістю, засновану на сумарному опорі порід проходці або розробці.

Опір порід впливу зовнішніх сил визначається особливим показником – *коефіцієнтом кріпкості* $f_{кр}$.

За М. М. Протодьяконовим, опір гірської породи механічним впливам можна порівняти з її тимчасовим опором стиску. За одиницю коефіцієнта кріпкості $f_{кр}$ прийнято тимчасовий опір стиску кубика гірської породи, що дорівнює 1000 Н/см².

Між тимчасовим опором стиску та коефіцієнтом кріпкості М. М. Протодьяконов установив таку залежність:

$$f_{кр} = \frac{\sigma_{m.cm}}{100}. \quad (5.10)$$

Деякі дослідники (наприклад, Л. І. Барон) цей зв'язок подають у більш складному вигляді:

$$f_{кр} = \frac{\sigma_{m.cm}}{300} + \sqrt{\frac{\sigma_{m.cm}}{300}}. \quad (5.11)$$

За коефіцієнтом кріпкості $f_{кр}$ усі породи, включаючи скельні, пластичні (зв'язні) і пухкі (незв'язні), поділяють на 15 категорій (таблиця 5.6).

Визначення кріпкості проводять при проектуванні розробок порід у

гірничих виробках і родовищ корисних копалин, а також при проектуванні будівництва підземних споруд – тунелів метрополітенів, гідротехнічних тунелів та ін.

Таблиця 5.6 – Класифікація гірських порід за коефіцієнтом кріпкості

Категорія породи	Характер породи	Назва породи	$f_{кр}$
I	Надзвичайно міцні	Найбільш міцні, щільні та в'язкі кварцити і базальти; виняткові за міцністю інші породи	20
II	Дуже міцні	Дуже міцні граніти, кварцовий порфір, кременистий сланець; менш міцні, ніж зазначені вище, кварцити; найміцніші пісковики і вапняки	15
III	Міцні	Міцні граніти і близькі до них породи; дуже міцні пісковики та вапняки; кварцові рудні жили; міцний конгломерат; дуже міцні залізні руди	10
IIIa	Міцні	Вапняки (міцні); неміцний граніт; міцні пісковики; міцний мармур; доломіт; колчедани	8
IV	Доволі міцні	Звичайний пісковик; залізні руди	6
IVa	Те саме	Піскуваті сланці; сланцюваті пісковики	5
V	Середні	Міцний глинистий сланець; неміцний пісковик і вапняк, м'який конгломерат	4
Va	Середні	Різноманітні сланці (неміцні); щільний мергель	3
VI	Доволі м'які	М'який сланець; м'який вапняк; крейда; кам'яна сіль; мерзлий ґрунт; антрацит; звичайний мергель; зруйнований пісковик, зцементована галька і хрящ; кам'яний ґрунт	2
VIa	Те саме	Щебенистий ґрунт, зруйнований сланець; злежала галька і щебінь; міцне кам'яне вугілля; затверділа глина	1,5
VII	М'які	Глина (щільна); середнє кам'яне вугілля; міцний нанос – глинистий ґрунт	1,0
VIIa	М'які	Легка піскувата глина; льос; гравій; м'яке вугілля	0,8
VIII	Землисті	Рослинна земля; торф; легкий суглинок; сирий пісок	0,6
IX	Сипкі	Пісок; осипи; дрібний гравій; насипна земля; видобуте вугілля	0,5
X	Пливучі	Пливуні; болотистий ґрунт; розріджений льос та інші розріджені ґрунти	0,3

5.5 Розроблюваність та розпушуваність скельних порід

Ступінь складності відділення частин породи від масиву називають *розроблюваністю*. Нині є багато способів відділення шматків гірської породи від масиву: механічні, гідравлічні, вибухові, термічні та ін. Для кожного з цих способів розроблені різні класифікації, у яких на основі експериментальних і виробничих даних гірські породи розділені на ряд категорій, що характеризуються різним ступенем розроблюваності.

Розпушуваністю називають здатність гірської породи збільшувати свій об'єм при її видобуванні з масиву. Її характеризують *коефіцієнтом розпушуваності* $f_{\text{розпуш}}$, який дорівнює відношенню об'єму видобутої з масиву проби V_1 до об'єму цієї ж породи в природних умовах залягання у масиві V_2 :

$$f_{\text{розпуш}} = \frac{V_1}{V_2}. \quad (5.12)$$

Коефіцієнт $f_{\text{розпуш}}$ залежить від типу породи, способу добування гірської породи з масиву, транспортування і укладки, а також від тривалості зберігання породи в стовбурі.

Орієнтовні значення коефіцієнта $f_{\text{розпуш}}$ для деяких типів порід: піски – 1,05...1,2; суглинки і супіски – 1,08...1,32; глини – 1,24...1,32; скельні породи – 1,4...1,6 (середньої міцності), 1,6...1,8 (міцні), 1,8...2,0 (дуже міцні).

При тривалому зберіганні виробленої породи відбувається її самоущільнення.

5.6 Реологічні властивості скельних порід

Слово «реологія» походить від грецького дієслова *rheo* – текти.

Коли йдеться про рідину, то процес протікання подають у вигляді її безперервного руху. Він є видимим і фізично не вимагає особливого пояснення.

У твердих тілах цей рух не виявляється настільки чітко, як у рідинах. Крім того, стосовно твердих тіл – гірських порід – під терміном «реологія» розуміють сукупність деяких властивостей, пов'язаних із впливом зовнішнього навантаження у часі.

Реологічні властивості – властивості гірських порід, що виявляються в зміні напружено-деформованого стану у часі в таких формах:

а) повільна пластична плинність – безперервне зростання деформацій при незмінному постійному навантаженні;

б) безперервне падіння (зменшення) напруження при зберіганні величини її деформації;

в) зниження міцності порід, тобто зменшення напруження, що спричи-

няє руйнування порід, зі збільшенням часу впливу навантаження.

Явище зростання деформацій при постійному навантаженні називається *повзучістю* (або *крипом*), а явище зменшення (розслаблення або розсмоктування) напруженням у часі – *релаксацією*.

Ці властивості найбільш характерні для дисперсних ґрунтів (наприклад, глин) та для деяких порід з жорсткими зв'язками – напівскельних порід, до яких можна віднести породи з $\sigma_{m.cm} < 5000 \text{ Н/см}^2$ (мергелі, аргіліти та ін.).

У міцних скельних породах явище пластичної плинності (повзучості) виявляється виключно повільно в геологічному розрізі часу (протягом доби, століття) при надвисоких тисках і високій температурі, тобто на великих глибинах. За звичайних умов на невеликих глибинах від поверхні землі скельні породи деформуються дуже швидко, і при великих тисках ці деформації носять не пластичний, а крихкий характер.

Найбільший практичний інтерес становить прояв реологічних властивостей напівскельних гірських порід залежно від швидкості наростання навантаження і тривалості його дії. Перше визначає опір порід в основах багатопверхових житлових споруд у процесі їх зведення, а друге – в процесі їх експлуатації. Повзучість напівскельних та глинистих порід часто спостерігається в природних умовах. При тривалому впливі ваги верхніх товщ масиви гірських порід починають "повзти", внаслідок чого утворюються складки і дзеркала ковзання.

Повзучість породи часто стає причиною руйнування монолітного кріплення капітальних гірничих виробок, зменшення перетину глибоких свердловин, пучення порід у виробках і викликає зсувні процеси. Тому при вивченні деяких типів порід з жорсткими зв'язками необхідно враховувати не тільки сили, які діють на породу, але і тривалість їх впливу, оскільки це дає можливість судити про міцність і деформованість порід при взаємодії зі спорудами, які створюють тривалий час значні напруги в ґрунтовому масиві.

На рисунку 5.4 показано характерного вигляду діаграму повзучості, отриману дослідним шляхом при вивченні розвитку деформацій породи Δl у

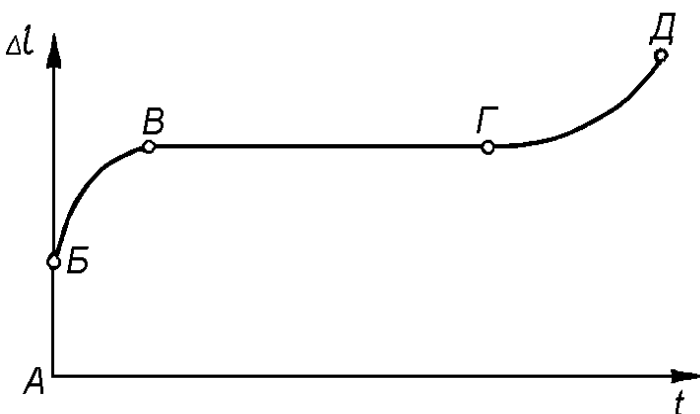


Рисунок 5.4 – Діаграма повзучості породи

часі t при постійному навантаженні. Крива діаграми повзучості складається з чотирьох відрізків. Відрізок АБ характеризує деформації, що виникають від миттєво прикладеного навантаження. За характером ці деформації можуть бути пружними або одночасно пружними і пластичними. Відрізок БВ відповідає несталій повзучості, що виявляється в загасанні швидкості наростання деформації.

Відрізок ВГ характеризує сталу повзучість, тобто наростання деформацій з постійною швидкістю. Відрізок ГД відображає прогресоване наростання деформацій зі зростальною швидкістю і характеризує руйнування породи (точка Д). Аналіз кривої АД показує, що міцність порід при тривалому навантаженні змінюється. У зв'язку з цим виникає необхідність у визначенні *тривалої міцності породи*.

Під тривалою міцністю гірської породи розуміють напруження, яке спричиняє руйнування породи через тривалий проміжок часу в процесі розвитку деформацій повзучості. На відміну від тривалої звичайна або стандартна (умовно миттєва) міцність характеризує напруження, яке спричиняє руйнування породи при короткочасному навантаженні.

Дослідженнями встановлено, що границя тривалої міцності породи значно нижче, ніж границя міцності тієї самої породи при короткочасному навантаженні (таблиця 5.7).

Таблиця 5.7 – Границя міцності деяких гірських порід

Назва породи	Границя міцності при короткочасному навантаженні $\sigma_{m.cm}$, Н/см ²	Границя міцності при тривалому навантаженні $\sigma_{m.cm.mp}$, Н/см ²
Вапняк	3800	2800
Пісковик	7600	4900
Глинистий сланець	3000...4000	1500...1800
Крейда писальна	370	230
Мергель алевритовий	310	210
Глина щільна	135	100

Зі сказаного видно, що час впливу навантаження є одним із найважливіших факторів, що визначають поведінку скельних і напівскельних порід при взаємодії з різними спорудами. Урахування цього чинника особливо важливе для прогнозу поведінки порід під капітальними спорудами з тривалим терміном служби (гравітаційними греблями, тунелями, шахтовими стовбурами та ін.).

Прогнозні розрахунки роблять за допомогою екстраполяції кривих тривалої міцності в область тривалого часу. При цьому дуже корисно також використовувати дослідні спостереження за поведінкою порід під спорудами, що існують тривалий час.

Для побудови кривої повзучості проводять серію дослідів на стискання, в процесі яких реєструють час від моменту прикладення навантаження до зразка до моменту руйнування його при певному напруженні. Потім будують графік залежності напруження $\sigma_{m.cm}$ від часу t (рисунок 5.5). Для отримання границь тривалої міцності за даними реологічних випробувань порід слід проводити тривалі досліді протягом

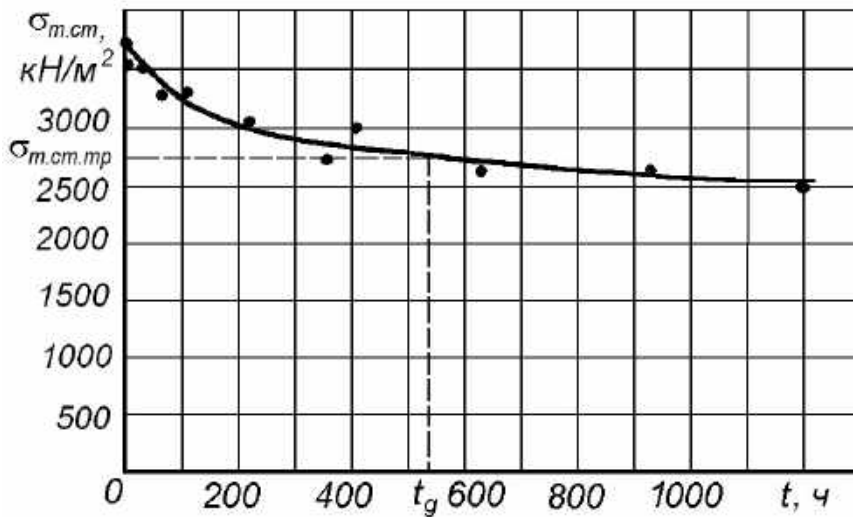


Рисунок 5.5 – Крива тривалої міцності гірської породи

багатьох років. Зрозуміло, що здійснювати такі дослідження для практичних цілей неможливо. Тому прийнято вважати, що характер і особливості поведінки порід при тривалому навантаженні досить добре виявляються при тривалості дослідів, що на 2...3 порядки менше, ніж час служби споруди. Границю тривалої міцності визначають із наведеного гра-

фіка як напруження, що викликає руйнування породи при заданому часі t_g , обумовленому часом служби споруди. Часто за границю тривалої міцності приймають максимальне напруження, що не викликає руйнування зразка протягом 1000 год. Необхідно зазначити, що зараз існує методика визначення повзучості порід за допомогою вібраційних установок, застосування якої дозволяє зменшити час дослідів у 50...100 разів.

5.7 Сейсмоакустичні методи вивчення масивів порід

Унаслідок описаної вище відмінності в значеннях міцності породи в зразку і масиві переносити результати визначення властивостей скельних порід за зразками на весь досліджуваний масив гірської породи досить важко, а часом навіть неможливо. Для вивчення масивів гірських порід в умовах природного залягання з урахуванням їх анізотропії нині успішно застосовуються методи інженерної сейсмоакустики.

Сейсмоакустичні методи дозволяють вивчити геологічну будову масиву (глибину залягання скельних порід, літологічне розчленування товщ, наявність тектонічних порушень, зон ослаблених порід і вивітрювання скельних порід) і фізико-механічні властивості порід (модуль пружності, коефіцієнт Пуассона, пористість та ін.). Базуються ці методи на теорії пружності. В їх основі лежить уявлення про лінійний зв'язок між швидкістю поширення сейсмічних хвиль у гірських породах і пружними характеристиками порід.

При напруженнях, що виникають у гірських породах під час поширення сейсмічних хвиль, а також при короткочасній (десяті і соті частки секунди) дії напружень гірські породи поведуться практично так само, як і пружні тіла. Відповідно до класичної теорії пружності, в безмежних однорідних

середовищах можуть поширюватися пружні хвилі двох типів: поздовжні (хвилі стиснення) і поперечні (хвилі зсуву). Вимірюючи швидкості поширення поздовжніх і поперечних хвиль у гірських породах, за наявними теоретичними залежностями можна обчислити динамічний модуль пружності, статичний модуль пружності, коефіцієнт Пуассона, границю міцності при стисненні, об'ємну тріщинуватість, пористість.

Для вирішення цих та інших завдань використовують такий комплекс сейсмоакустичних досліджень:

а) сейсмозвідка на наземних профілях за методикою поздовжнього профілювання – кореляційний метод заломлених хвиль (КМЗХ);

б) сейсмічні, акустичні й ультразвукові дослідження в гірничих виробках;

в) сейсмічне просвічування між гірничими виробками і свердловинами;

г) ультразвуковий каротаж свердловин;

д) ультразвукові вимірювання на зразках гірських порід.

В основі всіх перерахованих методів лежать експерименти з вимірювання часу проходження пружних коливань між двома визначеними точками, в одній з яких розташоване джерело, що збуджує пружні коливання, а в іншій – прилад-приймач, що реєструє коливання. Фіксуючи момент збудження коливань і час підходу коливань до точки їх реєстрації, визначають швидкість поширення хвиль.

Для збудження коливань зазвичай використовують вибухи невеликої потужності й удари. Коливання реєструються сейсмічними станціями, ультразвуковою апаратурою або лабораторіями акустичного каротажу. Отримавши за допомогою сейсмоакустичних досліджень значення швидкостей поздовжніх v_p і поперечних v_s хвиль, переходять до обчислення інших параметрів.

Коефіцієнт Пуассона визначають за формулою $\mu = \frac{v_s}{v_p}$ або за спе-

ціальними номограмами. Іноді будують графік залежності $\mu = f(v_p)$, який потім використовують для визначення значень μ на тих ділянках, де з певних причин не вдалося зафіксувати швидкість поперечних хвиль.

Динамічний модуль пружності

$$E_{\partial} = \frac{v_p^{2\delta}(1-\mu)}{(1+\mu)(1+2\mu)}, \quad (5.13)$$

де $\delta = \rho_{СК}g$ – об'ємна вага скелета досліджуваної породи (вага одиниці об'єму абсолютно сухої породи, тобто вага одиниці об'єму породи природної пористості за вирахуванням води).

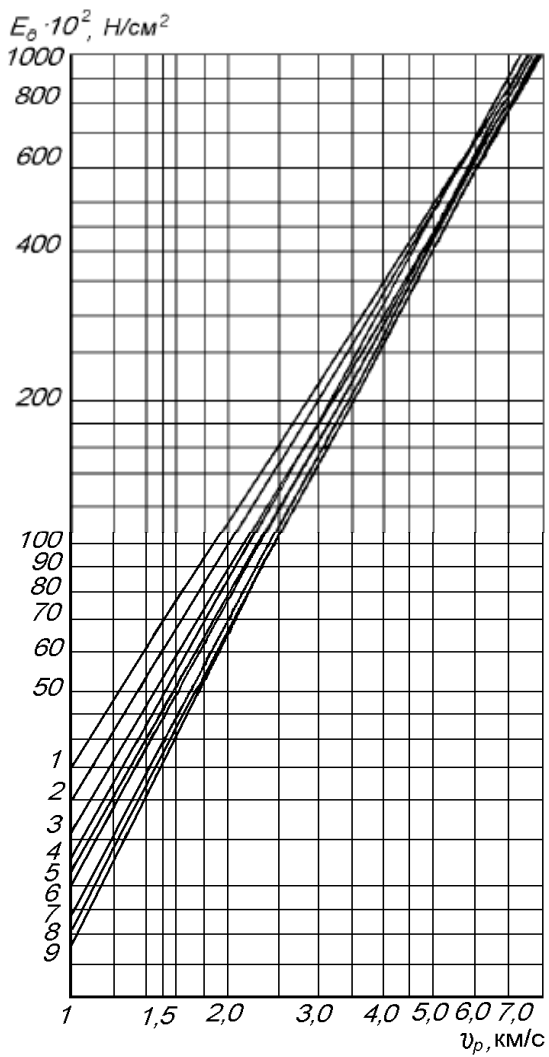


Рисунок 5.6 – Залежність E_d від v_p

Динамічний модуль пружності можна також визначити за емпіричною залежністю між E_d і v_p (рисунок 5.6).

Статичний модуль пружності E_c , на відміну від модуля загальної деформації E_0 , що визначається експериментально шляхом прикладання до породи статичного навантаження, правильніше називати *наведеним статичним модулем пружності*. Він може бути визначений за формулою

$$E_c = \alpha \left(\frac{E_d}{E_{dmax}} \right)^\beta E_d, \quad (5.14)$$

де E_{dmax} – максимальне значення динамічного модуля пружності для певної породи; α і β – постійні безрозмірні величини.

На рисунку 5.7 показано графік залежності $E_d = f(E_c)$ при $\alpha = 0,97$, $\beta = 0,141$ і $E_{dmax} = 13 \cdot 10^6$ Н/см².

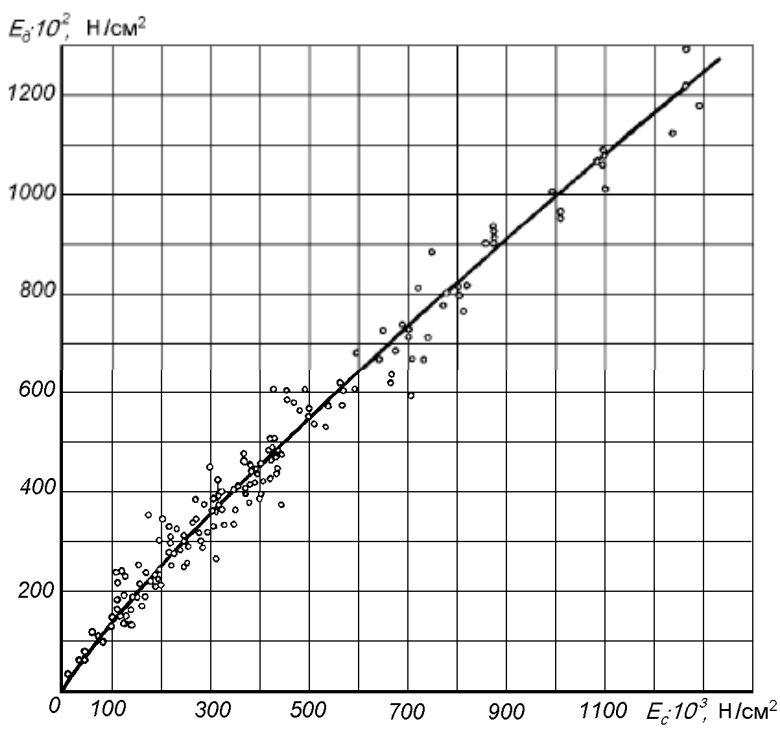


Рисунок 5.7 – Графік залежності $E_d = f(E_c)$

Через притаманні масивам гірських порід неоднорідність, анізотропність і залежність деформацій від величини та часу дії навантаження вони відрізняються від ідеально пружних тіл, для яких розроблена теорія пружності. Ці особливості гірських порід обумовлюють відмінність значень статичного модуля поздовжньої пружності (що визначається навантаженням, яке прикладається до породи деформацією, яка відповідає йому) і динамічного модуля поздовжньої пружності (що обчислюється за значеннями швидкостей поширення сейсмічних хвиль).

Значення швидкостей поздовжніх v_p і поперечних v_s хвиль (одержувані під час сейсмоакустичних досліджень) використовують для наближеного оцінювання границі міцності породи при стисненні $\sigma_{m.cm}$, яку можна обчислити за формулами Ф. М. Ляховицького:

$$\sigma_{m.cm} = \frac{v_p^{2\delta}(1-2\mu)^2}{140g(1-\mu)^2}; \quad (5.15)$$

$$\sigma_{m.cm} = \frac{v_s^{2\delta}(1-2\mu)}{70g(1-\mu)}. \quad (5.16)$$

Об'ємна тріщинуватість (відносний об'єм тріщин в одиниці об'єму породи) визначається за формулою

$$T = \frac{E_{3\partial}(E_{1\partial} - E_{2\partial})}{E_{2\partial}(E_{1\partial} - E_{3\partial})}, \quad (5.17)$$

де $E_{1\partial}$, $E_{2\partial}$, $E_{3\partial}$ – динамічні модулі пружності, визначені сейсмоакустичним методом відповідно для масиву монолітної породи, тріщинуватої зони тієї самої породи і для матеріалу, що заповнює тріщини.

Пористість породи (об'єм пустот в одиниці об'єму породи) може бути оцінена за комплексом даних ультразвукового каротажу і досліджень керна свердловин з використанням виразу

$$N = C \frac{v_{p2} - v_{p1}}{v_{p1} - v_{p2}}, \quad (5.18)$$

де v_{p1} – швидкість поздовжніх хвиль, визначена по сухому керну; v_{p2} – швидкість поздовжніх хвиль, визначена ультразвуковим каротажем; $C = 450$ м/с – коефіцієнт швидкості.

6 СТИСЛИВІСТЬ ДИСПЕРСНИХ ҐРУНТІВ

Під стисливістю порід розуміють їх здатність деформуватися під навантаженнями зі зменшенням об'єму. Ці деформації спричиняють осідання споруд.

Стисливість дисперсних ґрунтів однозначно відрізняється від деформації стиснення скельних порід. Стисливість дисперсних ґрунтів зумовлена трьома факторами:

а) зменшенням пористості ґрунту під впливом зовнішнього навантаження внаслідок перепакування твердих частинок;

б) зменшенням товщини водно-колоїдних оболонок мінеральних частинок зі збільшенням зовнішнього тиску;

в) зміною фізичного стану ґрунту.

Описані причини ущільнення ґрунтів мають сенс при дії на них навантаження, що перевищує міцність структурних жорстких зв'язків – *структурну міцність*. Якщо діюче навантаження не перевищує міцності структурних жорстких зв'язків, то ущільнення ґрунту не відбудеться, а будуть тільки пружні деформації структурних зв'язків, і в цьому випадку ґрунт можна розглядати як складне майже тверде тіло. Однак, як правило, навантаження на основи значно перевершують міцність структурних жорстких зв'язків.

Характер і величина деформації, а також явища, які спостерігаються при стисненні породи, залежать від типу породи і обстановки, в якій відбувається стиснення. Ця обстановка визначається граничними умовами деформації.

Піщані і глинисті породи характеризуються різним ступенем стисливості.

Стиснення піщаних порід пов'язано зі взаємним переміщенням окремих зерен відносно одне одного, більш компактним їх укладанням, а при великих навантаженнях і сколюванням нерівностей і роздробленню зерен. Стиснення таких порід зазвичай невелике за розмірами, швидкоплинне і не залежить від вологості.

Відмінною особливістю зв'язних глинистих порід є, як уже зазначалося, їх здатність пластично деформуватися при невеликих навантаженнях. У сухому стані (при дуже низькій вологості) вони мають майже таку саму механічну міцність, як і тверді скельні гірські породи, а вологі глинисті породи (пластичні глини) деформуються при стисненні без видимого руйнування. В таких породах гідратні оболонки навколо мінеральних частинок і порова вода приймають на себе основне навантаження. Під впливом навантаження в поровій воді виникає тиск, який у міру видавлювання води з породи поступово знижується. Коли він зовсім зникає, навантаження цілком переходить на скелет породи.

Деформованість порід визначається їх структурою, ступенем дисперсності (гранулометричним складом), мінералогічним складом,

вологістю, коефіцієнтом фільтрації, хімічним складом, концентрацією порового розчину та іншими факторами. На деформації в породах, особливо глинистих, значно впливає спосіб навантаження породи: швидкість наростання навантаження і його характер.

Стисливість зразків однієї і тієї ж породи з порушеним і непорушеним природним складанням різко відрізняється. Зразки з порушеним складанням за інших рівних умов стискаються більше.

Значний вплив на ступінь стиснення надають характер і міцність зв'язків у породі. Глинисті породи з міцними структурними зв'язками стискаються менше, ніж глини, позбавлені зв'язків. Щільні дочетвертинні глини з невеликою пористістю деформуються значно менше, ніж сучасні неущільнені алювіальні або озерні відкладення.

За однакових умов більше стискаються породи, дисперсність яких вище. Це пояснюється тим, що тонкодисперсні породи, маючи більшу питому поверхню, зв'язують на своїй поверхні більше води, яка і зумовлює більш високу деформованість породи.

Такий самий вплив надає і мінералогічний склад. Найбільш гідрофільні мінерали (наприклад, монтморилоніт) зв'язують більшу кількість води, а тому і характеризуються більш високим стисненням. З цієї ж причини глини, що містять у поглиненому комплексі катіони Na^+ , мають більш високе стиснення, ніж глини, насичені катіонами Ca^{2+} .

Швидкість процесу стиснення піщаних порід практично не залежить від їх фільтраційної здатності, а стиснення глинистих порід у часі залежить від фільтраційної здатності порід. Чим вище фільтраційна здатність породи, тим швидше з неї видавлюється вода і тим швидше відбувається процес стиснення.

Якщо порода містить мало гравітаційної води і велика частина пор зайнята повітрям (газом), який сполучається з атмосферою, опір стисненню надають гідратні оболонки зв'язаної води, сили молекулярного притягання частинок породи, тертя частинок, які переміщуються, і структурні зв'язки.

Значний вплив на стисливість порід надає температура породи – величина і швидкість стиснення збільшуються при підвищенні температури. Це пояснюється тим, що при підвищенні температури зменшується в'язкість води, збільшується водопроникність породи і вода більш інтенсивно вичавлюється з пор.

Навантаження на породу може бути статичним, ударним та динамічним.

Статичне навантаження (поступове наростання навантажень) викликає поступовий перерозподіл напружень між рідкою і твердою фазами породи. При збільшенні ступеня (розміру) навантаження і швидкості його наростання підвищується ступінь стиснення глинистих порід. Цим значною мірою пояснюється різна стисливість тієї самої

глинистої породи при проведенні дослідів у лабораторних умовах і під впливом навантаження від споруди. Швидкість наростання навантаження в лабораторних експериментах, як правило, значно більше швидкості її наростання в процесі будівництва, тому часто фактичне осідання споруд виявляється значно менше, ніж осідання, розраховане за даними лабораторних випробувань.

Ударне (миттєве) навантаження може викликати швидкоплинні деформації, що призводять до руйнування породи внаслідок великих гідродинамічних напружень, що виникають у ній.

Динамічні навантаження (вібрації), послаблюючи зв'язок і порушуючи природне складання породи, можуть викликати явища пливунності водоносних пісків, а також тиксотропні явища (розрідження – перехід з гелеподібного стану в золь) у глинистих породах під час механічного впливу і зворотний перехід із золь в гель після припинення механічного впливу.

Як відомо, внаслідок впливу стискувальних навантажень у породі виникають два види деформацій: пружні і залишкові. Пружні деформації складаються з пружних деформацій твердих мінеральних частинок породи і пружних деформацій гідратних оболонок, а при трифазній системі – також із пружних змін бульбашок повітря в поровому розчині. Залишкові деформації викликаються частково руйнуванням структурних зв'язків у породах і, таким чином, взаємним переміщенням мінеральних частинок, а також руйнуванням частинок. Тому залишкові деформації в дисперсних ґрунтах на відміну від деформацій у скельних породах не є ознакою руйнування.

Співвідношення пружних і залишкових видів деформацій у глинистих і піщаних породах різне. У глинистих породах, як правило, загальна величина пружних деформацій значно більше величини пружних деформацій мінеральних частинок. Цю особливість Е. М. Сергєєв пояснив значними пружними деформаціями плівок зв'язаної води. Він довів також, що в глинах під впливом навіть дуже великих тисків (до 200000 Н/см^2) не відбувається істотного роздроблення мінеральних частинок. Залишкові деформації глин виникають головним чином унаслідок зміни текстури глинистих порід під тиском і переміщення (зближення) мінеральних частинок.

Е. М. Сергєєв досліджував також зміну дисперсності пісків різного мінералогічного складу і встановив, що під впливом навантажень більше 2000 Н/см^2 відбувається значне дроблення піщаних частинок. Дроблення, переміщення і більш компактне укладання частинок зумовлюють залишкові деформації в пісках. При значеннях навантажень, які фактично досягаються в процесі лабораторних досліджень пісків, деформації дроблення практичного значення не мають.

Залежно від граничних умов деформування стисненням розрізняють

такі види деформації в породах:

- а) компресія (при стисненні без можливості бічного розширення);
- б) тривісне стиснення (при обмеженому бічному розширенні);
- в) одновісне стиснення (при вільному бічному розширенні).

Показники стисливості визначають як у лабораторних умовах на зразках з непорушеною або порушеною структурою, так і в польових умовах – у місцях природного залягання порід.

6.1 Закон ущільнення. Компресійна залежність

Під *компресією* розуміють стиснення породи в умовах неможливості бічного розширення. Випробування на компресію проводять у лабораторних умовах за допомогою компресійних приладів – *одеметрів*.

На зразок породи через штамп з пористими металевими прокладками (поршень компресійного приладу) передається нормальний тиск (рисунок 6.1).

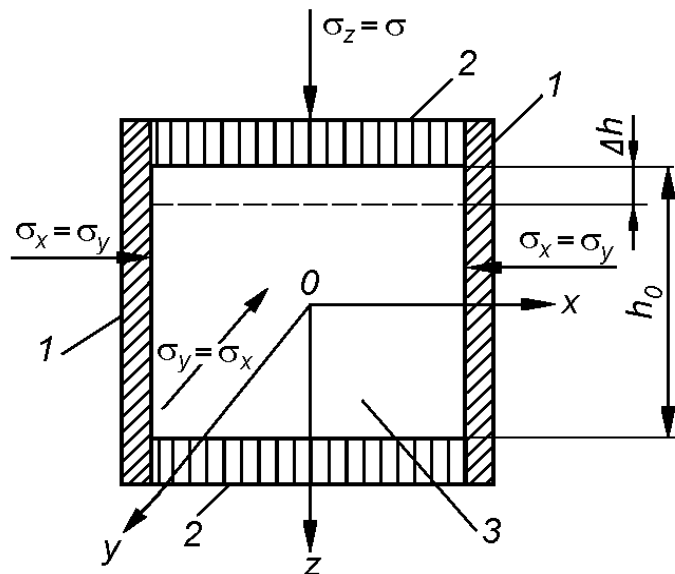


Рисунок 6.1 – Схема деформації зразка породи в компресійному приладі: 1 – жорсткі стінки приладу; 2 – штамп з пористими металевими прокладками; 3 – зразок стискуваної породи

Зразок породи під дією вертикального навантаження деформується тільки в напрямку дії цього навантаження, тобто по осі z (при цьому нормальне напруження в зразку породи $\sigma_z = \sigma$).

Бічних деформацій у напрямку осей x і y в зразку породи не буде (відносні деформації $\varepsilon_x = \varepsilon_y = 0$) внаслідок опору жорстких стінок приладу. У той же час бічні грані зразка породи будуть зазнавати бічного тиску, а в зразку породи будуть виникати напруження $\sigma_x = \sigma_y$, що викликаються реакцією жорстких стінок приладу.

Між напруженнями у випробувальному зразку породи існує залежність

$$\sigma_x = \sigma_y = \xi \sigma_z. \quad (6.1)$$

Коефіцієнт бічного тиску ξ в лабораторних умовах визначають за допомогою приладу тривісного стиску – стабілометра.

За даними ряду досліджень, усереднені дослідні значення коефіцієнта бічного тиску ξ змінюються в межах від 0,25...0,37 для піщаних ґрунтів до 0,11...0,82 для глинистих ґрунтів.

Якщо розглядати породу як двофазну систему, що складається з двох компонентів – скелета і води (яка заповнює всі пори скелета), то стисненням частинок породи при невеликих тисках можна знехтувати. Ущільнення породи під дією цього навантаження продовжується доти, доки не буде видалений весь надлишок води, який виник через зниження пористості породи. У цьому випадку кожному значенню навантаження, прикладеного до породи, будуть відповідати певні значення пористості і вологості.

Стискувальне навантаження σ збільшують східчасто на величину $\Delta\sigma$. На кожному ступені стиснення, дочекавшись повного загасання деформацій, вимірюють вертикальне зміщення штампа S_z і, отже, деформацію зразка Δh . Таким чином, можна експериментально встановити залежність нормального напруження σ від відносної поздовжньої деформації стиснення зразка ґрунту:

$$\varepsilon_z = \frac{S_z}{h_0} = \frac{\Delta h}{h_0}, \quad (6.2)$$

де h_0 – початкова висота зразка.

Характерний вигляд залежності $\varepsilon_z = f(\sigma)$ показано на рисунку 6.2.

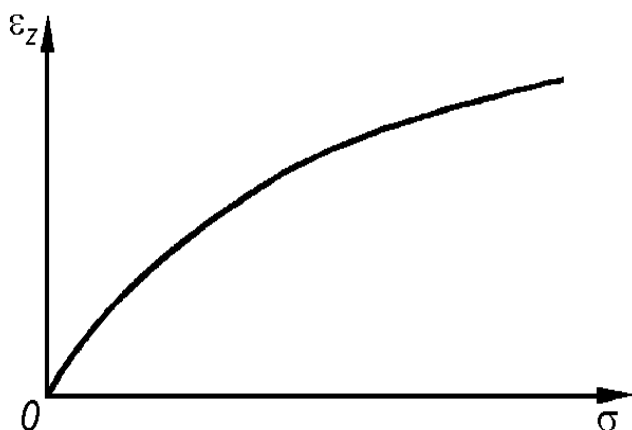


Рисунок 6.2 – Графік залежності $\varepsilon_z = f(\sigma)$

Якщо припустити, що стиснення відбувається тільки внаслідок зміни об'єму пор ґрунту, залежність $\varepsilon_z = f(\sigma)$ можна легко уявити у вигляді залежності коефіцієнта пористості e (що дорівнює відношенню об'єму пор V_{Γ} до об'єму твердих частинок V_T у зразку) від стискувального навантаження σ , тобто $e = f(\sigma)$.

Маючи початковий коефіцієнт пористості e_0 , можна визначити

будь-який наступний коефіцієнт пористості:

$$e_i = e_0 - \Delta e_i = e_0 - \frac{\Delta V_{\Pi}}{V_T}, \quad (6.3)$$

де ΔV_{Π} – зміна об'єму пор у зразку.

З урахуванням неможливості бічного розширення ґрунту зміна об'єму пор дорівнюватиме об'єму осідання штампа компресійного приладу площею F :

$$\Delta V_{\Pi} = S_z F. \quad (6.4)$$

Об'єм твердих частинок у всьому об'ємі зразка ґрунту знаходять за формулою

$$V_T = M_0 F h_0 = \frac{F h_0}{1 + e_0}, \quad (6.5)$$

де $M_0 = \frac{1}{1 + e_0}$ – початкове відношення об'єму твердих частинок V_T до повного об'єму ґрунту $V_{\Gamma P}$.

Після підстановки величин ΔV_{Π} і V_T у формулу (6.3) отримуємо вираз

$$e_i = e_0 - (1 + e_0) \frac{S_z}{h_0} = e_0 - (1 + e_0) \varepsilon_z. \quad (6.6)$$

Використовуючи цю залежність, результати лабораторних компресійних випробувань можна подати у вигляді графіка залежності $e = f(\sigma)$ – *компресійної кривої (кривої ущільнення)*, яка характеризує здатність ґрунту ущільнюватися (рисунк 6.3).

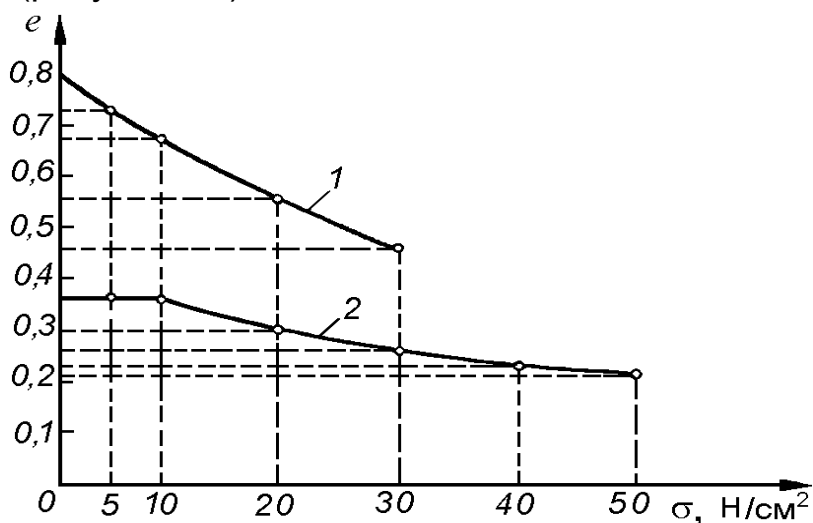


Рисунок 6.3 – Компресійні криві для зразків глини:
 1 – сильно стиснутого алювіального суглинку;
 2 – слабо стиснутої кам'яновугільної глини

Характер компресійної кривої, що відбиває ступінь стисливості породи і залежить від факторів, зазначених вище, різний.

Плавна крива 1 на рисунку 6.4 характеризує стисливість глинистої породи з порушеним складанням і може бути описана логарифмічним рівнянням

$$e = e_1 - \frac{1}{A} \ln \frac{\sigma}{\sigma_1}, \quad (6.7)$$

де e_1 – коефіцієнт пористості при тиску σ_1 ; e – коефіцієнт пористості при тиску σ ; A – коефіцієнт пропорційності.

Для зразків глинистих порід з непорушеним складанням компресійна крива 3 не має плавного характеру і її не можна описати рівнянням (6.7), оскільки на початку кривої може бути горизонтальний майданчик б або навіть опукла частина а.

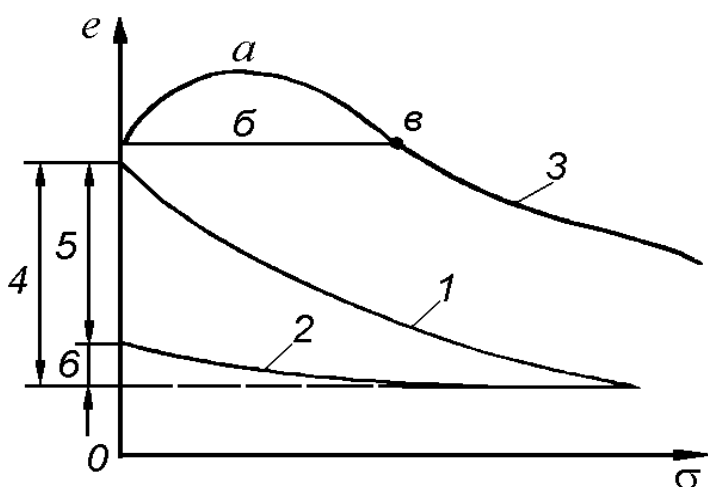


Рисунок 6.4 – Компресійні криві: 1 – крива компресії породи; 2 – крива декомпресії (набухання) тієї ж породи; 3 – компресійна крива для зразків порід з непорушеною структурою; 4 – спільна деформація $\Delta e_{\text{спільн}}$; 5 – залишкова деформація $\Delta e_{\text{залиш}}$; 6 – пружна деформація $\Delta e_{\text{пружн}}$

навіть опукла частина а.

Це означає, що протягом якогось часу при збільшенні тиску коефіцієнт пористості залишається незмінним або навіть збільшується.

Пояснити подібне явище можна двома причинами:

а) наявністю міцних структурних зв'язків, що характерно для багатьох глин дочетвертинного віку;

б) набуханням, коли тиск набухання більше доданого зовнішнього навантаження.

Іноді діють одночасно

обидві причини.

Тиск, що відповідає точці в на кривій рисунка 6.4, називають тиском початкового опору породи (тиском набухання, структурною міцністю). Для переущільнених глин він може досягати 100 Н/см^2 і більше.

Якщо спочатку навантажену породу поступово розвантажувати, то її об'єм, а отже, і пористість будуть збільшуватися. Це явище, зворотне компресії, називається *декомпресією (розущільненням, набуханням)*.

Однак об'єм (пористість) зразка породи в процесі декомпресії не досягає початкового значення. Збільшення пористості породи при знятті тиску характеризує *пружні деформації $\Delta e_{\text{пружн}}$* , а різниця між первісною

пористістю і пористістю породи після стабілізації і декомпресії – *залишкові деформації* $\Delta e_{залиш}$. Явище декомпресії графічно зображено висхідною компресійною кривою 2.

При циклічному навантаженні і розвантаженні ґрунту можна спостерігати згасальне накопичення залишкових деформацій, але поступово гілки навантаження і розвантаження зливаються (іноді через 20...30 циклів) і ґрунт поводить себе як ідеально пружне тіло.

Ступінь стисливості породи при компресійних випробуваннях зазвичай виражають через *коефіцієнт стисливості* (компресії, або ущільнення) a .

Коефіцієнт стисливості може бути визначений за графіком $e = f(\sigma)$. Для невеликих інтервалів зміни тиску (за точкою в початкового опору породи) компресійна крива може бути апроксимована прямою лінією, нахиленою до осі абсцис під кутом α (рисунок 6.5). Допустима при цьому похибка в межах звичайних тисків в основі споруд практичного значення не має.

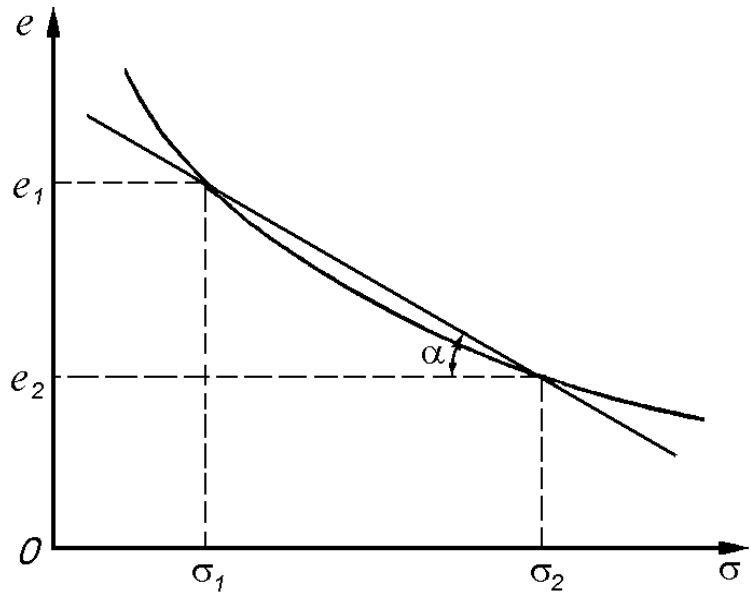


Рисунок 6.5 – Графік для визначення коефіцієнта стисливості

Оскільки величина $tg\alpha$ – це і є коефіцієнт стисливості a , то

$$a = \frac{e_1 - e_2}{\sigma_2 - \sigma_1}, \quad (6.8)$$

де e_2 – коефіцієнт пористості при тиску σ_2 .

Таким чином, знаючи, що навантаження σ змінюється в невеликому діапазоні значень, можна записати

$$\Delta e = a\Delta\sigma, \quad (6.9)$$

що являє собою *компресійну залежність* і, відповідно, алгебричну форму дуже важливого для механіки ґрунтів *закону ущільнення*: *при невеликих змінах тиску на ґрунт зміна коефіцієнта пористості прямо пропорційна зміні тиску*.

Компресійна залежність у диференційній формі має вигляд

$$de = -a d\sigma, \quad (6.10)$$

а закон ущільнення формулюють так: *нескінченно мала зміна відносного об'єму пор ґрунту прямо пропорційна нескінченно малій зміні тиску*.

Залежно від величини коефіцієнта стисливості породи поділяють на три групи:

- а) сильностискувані – $a > 0,001 \text{ см}^2/\text{Н}$;
- б) середньостискувані – $0,001 > a > 0,0001 \text{ см}^2/\text{Н}$;
- в) слабкостискувані – $0,001 > a > 0,0001 \text{ см}^2/\text{Н}$.

Загальну деформацію гірської породи при стисненні характеризують *модулем загальної деформації* E_0 , що аналогічний модулю пружності, використовуюваному для характеристики деформації твердих тіл.

Відмінність полягає в тому, що модуль загальної деформації характеризує як пружні, так і пластичні (залишкові) деформації, а модуль пружності – тільки пружні.

Модуль загальної деформації визначають за формулою

$$E_0 = \frac{(1 - \xi)(1 + 2\xi)(1 + \varepsilon_0)}{(1 + \xi)a} \quad (6.11)$$

або орієнтовно за співвідношенням

$$E_0 = \frac{1}{a}. \quad (6.12)$$

Зазначимо ще один важливий показник – так званий *коефіцієнт відносної стисливості* a_0 , який можна розуміти як ущільнення незмінної фази (об'єму твердих частинок в одиниці об'єму ґрунту M) при даній характеристиці стисливості a , тобто

$$a_0 = Ma. \quad (6.13)$$

Оскільки $M = \frac{1}{1 + e}$, то

$$a_0 = \frac{a}{1 + e}. \quad (6.14)$$

Можна встановити зв'язок між коефіцієнтом відносної стисливості a_0 , абсолютним осіданням S_z і товщиною h стискуваного шару ґрунту.

З формули (6.6) випливає, що

$$e_j = e - (1 + e)\varepsilon_z, \quad (6.15)$$

$$\Delta e = e - e_j = (1 + e)\frac{S_z}{h}. \quad (6.16)$$

Використовуючи співвідношення (6.9), (6.14) і (6.16), після необхідних перетворень отримуємо

$$a_0 = \frac{S_z}{h\Delta\sigma}. \quad (6.17)$$

Ця рівність розкриває фізичну сутність коефіцієнта a_0 : він характеризує відносне осідання $\frac{S_z}{h}$, що припадає на інтенсивність зміни тиску $\Delta\sigma$.

Для характеристики стисливості порід Н. Н. Маслов запропонував визначати також *модуль осідання*, під яким розуміють осідання (зменшення потужності) шару породи в 1 м під дією певного навантаження.

Його визначають за даними компресійних випробувань і формулою

$$\ell_\sigma = 1000 \frac{\Delta h}{h_0}, \quad (6.18)$$

де ℓ_σ – модуль осідання при тиску σ , мм/м; Δh – деформації зразка породи, мм; h_0 – початкова висота зразка, мм.

Перевагою модуля осідання є його наочність: за графіком залежності модуля осідання від тиску (рисунок 6.6) можна швидко знайти орієнтовну величину осідання товщі досліджуваної породи при тому чи іншому тиску.

Як вже зазначалося вище, процес стиснення глинистих порід під навантаженням відбувається протягом тривалого часу, іноді століттями.

Наприклад, усі знають пам'ятник будівельного мистецтва Пізанська вежа (Італія), будівництво якої було розпочато 1174 р. і закінчено 1350 р.

Тиск цієї вежі на породи основи фундаменту викликав ущільнення слабких глинистих порід вже з моменту початку будівництва і триває до теперішнього часу. Внаслідок цього сталося одностороннє осідання вежі, її верх відхилився від вертикальної осі вже на 4,9 м.

Ущільнення пластичних девонських глин під будівлею Свирської ГЕС тривало майже 25 років.

Процес ущільнення глинистих порід у часі називається *консолідацією*. Для кількісної характеристики консолідації використовують особливий показник – *ступінь консолідації* Θ , що являє собою відношення осідання

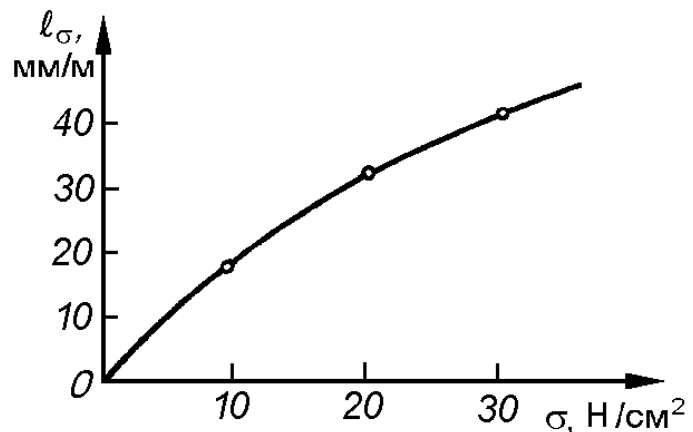


Рисунок 6.6 – Залежність модуля осідання від тиску

Δh_T зразка породи в компресійному приладі в певний момент часу t до повного осідання Δh після закінчення процесу консолідації під даним тиском:

$$\Theta = \frac{\Delta h_T}{\Delta h} 100\%. \quad (6.19)$$

Залежність (6.19) можна подати у вигляді графіка (рисунок 6.7).

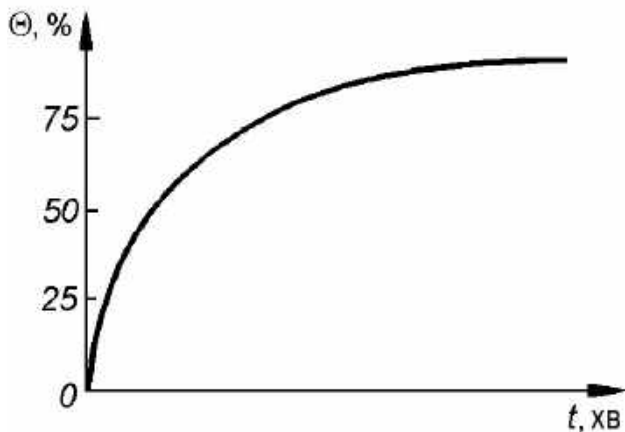


Рисунок 6.7 – Графік консолідації

Слід розрізняти два типи консолідації.

Перший тип консолідації можна спостерігати в пилюватих і піщано-глинистих породах зі слабкими водно-колоїдними зв'язками. Він обумовлюється водопроникністю порід і умовами відтоку вичавлюваної з породи води. Консолідація таких порід значною мірою залежить від їх фільтраційних властивостей, тому називається *фільтраційною консолідацією*.

Другий тип консолідації характерний для важких глинистих порід зі значними водно-колоїдними структурними зв'язками, які ускладнюють ущільнення порід. Цей процес вивчений дуже слабо.

6.2 Основи теорії напруженого стану ґрунту під фундаментом. Розрахунок кінцевого осідання з урахуванням можливості зміни характеристик ґрунту по глибині

Процес стиснення ґрунту внаслідок перепакування частинок (або його осідання) починається відразу після початку зведення фундаменту і особливо посилюється при навантаженні останнього надземною конструкцією (верхньою будовою). На практиці нерідкі випадки нерівномірного протікання осідання.

Фундаментом називають підземну частину споруди, яка сприймає навантаження від наземної частини і передає його основі.

Під *основою* розуміють товщу ґрунту, яка сприймає навантаження від фундаменту і розподіляє її у своєму обмеженому об'ємі.

Якщо основою є ґрунти природного утворення, то їх називають *природними основами*.

ґрунти, властивості яких отримані тим або іншим неприродним способом, називають *штучними основами*. Штучні основи займають проміжне положення між фундаментами та природними основами.

Основними геометричними параметрами фундаментів є такі: d – глибина закладення (відстань від підшви фундаменту до поверхні планування); b – ширина підшви фундаменту; α – кут між вертикальною віссю і гранню фундаменту.

Ознаки, за якими класифікують фундаменти і штучні основи, такі:

- глибина закладення;
- жорсткість тіла фундаменту;
- коефіцієнт корисної дії використаних матеріалів;
- форма в плані;
- технологічні особливості виготовлення тощо.

Як було встановлено, основним деформаційним фактором при стисненні дисперсних ґрунтів є коефіцієнт стисливості a або узагальнювальна характеристика – модуль загальної деформації ґрунту E_0 (який дійсно буде спільним, якщо будуть враховані не тільки вертикальні нормальні напруження σ_z , а й горизонтальні σ_y і σ_x).

Закономірності теорії пружності, розроблені на основі принципу лінійної деформації ґрунтів при тиску $\sigma = 10 \dots 40 \text{ Н/см}^2$, справедливі і для механіки ґрунтів. З їх допомогою можна встановити дуже важливу залежність між стискальними і бічними напруженнями в ґрунтах за умови відсутності бічного розширення.

Ця залежність може бути виражена через коефіцієнт бічного тиску ξ . Оскільки цей коефіцієнт характеризує поперечну деформацію, він повинен мати аналітичний зв'язок з коефіцієнтом відносної поперечної деформації μ , ідентичним за змістом коефіцієнту Пуассона для твердих тіл.

При одновісному стисканні

$$\sigma_z > \sigma_x = \sigma_y, \quad (6.20)$$

звідки відношення бічної напруги $\sigma_x = \sigma_y$ до стискальної σ_z виражає аналітичну форму коефіцієнта бічного тиску, тобто

$$\xi = \frac{\sigma_x}{\sigma_z} = \frac{\sigma_y}{\sigma_z}, \quad (6.21)$$

а

$$\sigma_x = \sigma_y = \xi \sigma_z. \quad (6.22)$$

Щоб знайти зв'язок між ξ і μ , досить скористатися узагальненим законом Гука у формі Коші:

$$\begin{cases} \varepsilon_x = \frac{1}{E_0} [\sigma_x - \mu(\sigma_y + \sigma_z)]; \\ \varepsilon_y = \frac{1}{E_0} [\sigma_y - \mu(\sigma_x + \sigma_z)]; \\ \varepsilon_z = \frac{1}{E_0} [\sigma_z - \mu(\sigma_x + \sigma_y)]. \end{cases} \quad (6.23)$$

Візьмемо одне з перших двох рівнянь (6.23), прирівняємо його до нуля (оскільки бічне розширення відсутнє), а замість σ_x і σ_y підставимо праву частину відношення (6.22). Розв'язавши це рівняння відносно ξ і μ , отримаємо

$$\mu = \frac{\xi}{1 + \xi}, \quad \xi = \frac{\mu}{1 - \mu}. \quad (6.24)$$

Дослідні значення μ (відповідно до значень ξ) знаходяться в таких межах:

- а) для твердих і напівтвердих глин і суглинків – 0,1...0,15, тугопластичних – 0,2...0,25, м'якопластичних і текучопластичних – 0,45...0,5;
- б) для супіску – 0,15...0,3;
- в) для піщаних ґрунтів – 0,2...0,25.

Розрізняють два види напруженого стану в товщі ґрунту під впливом зовнішнього навантаження – стійку і граничну рівновагу. Перший стан необхідно враховувати при розрахунку основ за деформаціями, другий – при розрахунку ґрунтових масивів на несучу здатність (стійкість або міцність).

Закон ущільнення дає змогу отримати розрахункову формулу для визначення кінцевого осідання. Перебіг осідання різних ґрунтів за часом відрізняється. Кінцеве осідання піщаних ґрунтів, як правило, відбувається вже в будівельний період. Осідання глинистих ґрунтів, навпаки, може відбуватися тривалий час (місяцями, роками і навіть десятиліттями залежно від швидкості вичавлювання води з пор ґрунту під фундаментами). Процес ущільнення ґрунту відбувається під постійним навантаженням і супроводжується віджиманням (вичавлюванням) порової води, пересуванням частинок і агрегатів ґрунту.

Відповідно до формули (6.17) вираз для абсолютного кінцевого осідання i -го шару ґрунту товщиною h_i має вигляд

$$S_{zi} = a_{0i} h_i p_{zi}, \quad (6.25)$$

де a_{0i} – коефіцієнт відносної стисливості в i -му шарі ґрунту; p_{zi} –

додатковий тиск, що діє в i -му шарі ґрунту на глибині z_i по осі фундаменту (числове значення p_{zi} можна прийняти таким, що дорівнює напівсумі вертикальних тисків, які виникають на верхній і нижній межах i -го шару ґрунту від тиску, переданого спорудою).

Додатковим тиском у механіці ґрунтів прийнято називати тиск, під дією якого ґрунт додатково ущільнюється. У природному стані він вже ущільнений тиском від власної ваги товщі ґрунту, що знаходиться вище подошви фундаменту. Цей тиск називають *природним*, або *побутовим* (p_δ).

Осідання i -го шару ґрунту можна виразити також через відносну вертикальну деформацію

$$\varepsilon_{zi} = \frac{S_{zi}}{h_i}, \quad (6.26)$$

звідки

$$S_{zi} = \varepsilon_{zi} h_i. \quad (6.27)$$

Оскільки відповідно до формул (6.21)–(6.24)

$$\varepsilon_{zi} = \frac{1}{E_{0i}} [\sigma_z - \mu(\sigma_x + \sigma_y)], \quad (6.28)$$

$$\sigma_z = p_{zi}, \quad \sigma_x = \sigma_y = \xi \sigma_z = \frac{\mu}{1-\mu} \sigma_z, \quad (6.29)$$

то

$$S_{zi} = \frac{h_i p_{zi}}{E_{0i}} \left(1 - \frac{2\mu^2}{1-\mu} \right), \quad (6.30)$$

де E_{0i} – модуль загальної деформації i -го шару ґрунту.

Множник, який стоїть у дужках, є безрозмірним коефіцієнтом, що коректує спрощену схему розрахунку:

$$\beta = 1 - \frac{2\mu^2}{1-\mu}. \quad (6.31)$$

Тоді

$$S_{zi} = \frac{\beta}{E_{0i}} h_i p_{zi}. \quad (6.32)$$

Порівнюючи формули (6.25) і (6.32), можна зробити висновок про те, що коефіцієнт відносної стисливості обернено пропорційний модулю загальної деформації, тобто

$$a_{0i} = \frac{\beta}{E_{0i}}. \quad (6.33)$$

Отже, вираз для визначення сумарного осідання всієї стискуваної товщини ґрунту під окремим фундаментом матиме такий вигляд:

$$S = \beta \sum_{i=1}^n h_i \frac{\rho_{zi}}{E_{0i}}, \quad (6.34)$$

де n – кількість шарів, на які розбита стискувана товща основи фундаменту.

Коефіцієнт β винесено за знак суми як співмножник, що має постійне значення, яке дорівнює 0,8 для всіх ґрунтів (за дослідним значеннями коефіцієнта відносної поперечної деформації μ не важко визначити значення коефіцієнта β для всіх ґрунтів і дійти зазначеного висновку).

Формула (6.34) є основою для методу пошарового підсумовування, що застосовується для розрахунків при ширині фундаменту $b < 10$ м. Однорідні шари на розрахунковій схемі поділяють на смуги товщиною $h_i = 0,2 \dots 0,4 b$.

Якщо ґрунт однорідний, коли $h_i = h = const$ і $E_{0i} = E_0 = const$, формулу (6.34) можна звести до вигляду

$$S = \frac{\beta h}{E_0} \sum_{i=1}^n \rho_{zi}. \quad (6.35)$$

На рівні підшви фундаменту побутовий тиск розраховують за формулою

$$\rho_{\delta\phi} = \gamma_{\phi} d, \quad (6.36)$$

де γ_{ϕ} – середньозважена питома вага всього нашарування в межах глибини закладання фундаменту d .

Додатковий стискувальний тиск на рівні підшви фундаменту визначається різницею

$$\rho_{z\phi} = p - \rho_{\delta\phi}, \quad (6.37)$$

де p – інтенсивність повного навантаження на ґрунт, що дорівнює сумі тиску від ваги споруди і побутового тиску.

На межі кожного i -го шару ґрунту побутовий тиск і додатковий стискувальний тиск розраховують за формулами

$$p_{\delta i} = \sum_{i=1}^h \gamma_i h_i, \quad (6.38)$$

$$p_{zi} = p - p_{\delta i}, \quad (6.39)$$

де γ_i – питома вага i -го шару ґрунту.

Межу стискуваної товщі приймають на глибині Z , де виконується умова

$$p_{zi} \leq 0,2 p_{\delta i}. \quad (6.40)$$

На практиці нерідко трапляються випадки, коли під подошвою центрально навантаженого фундаменту товща ґрунту представлена нашаруванням з істотним ухилом, різною товщиною однорідних шарів і різними значеннями модуля загальної деформації ґрунту E_0 .

Складна топологія нашарування навіть при відносно невеликих розмірах подошви фундаментів може призвести до крену споруди, що нерідко виявляється ще в період будівництва. Особливого значення набуває детальна розвідка нашарування при значних розмірах фундаментів, для яких осідання слід визначати під кожним краєм фундаменту. За різницею осідання, віднесеною до ширини фундаменту b , встановлюють крен споруди (тангенс кута нахилу):

$$\frac{S_{\text{прав}} - S_{\text{лів}}}{b} = \text{tg}\theta = i \leq [i], \quad (6.41)$$

де $S_{\text{прав}}$, $S_{\text{лів}}$ – осідання ґрунту під правим і лівим краями фундаменту; $[i]$ – допустимий крен фундаменту (регламентований будівельними нормами і правилами).

6.3 Методика і прилади для проведення компресійних випробувань

Для проведення компресійних випробувань розроблено велику кількість приладів – *одометрів*, які відрізняються один від одного деякими конструктивними особливостями. Три основні частини компресійних приладів:

- робочий циліндр (кільце), в якому здійснюється стиснення породи;
- пристрій для передачі на випробуваний зразок необхідного тиску (штамп і система важелів);
- вимірвачі деформацій зразка.

Зовнішній вигляд одного з найбільш поширених у цей час компресійних приладів показано на рисунку 6.8.

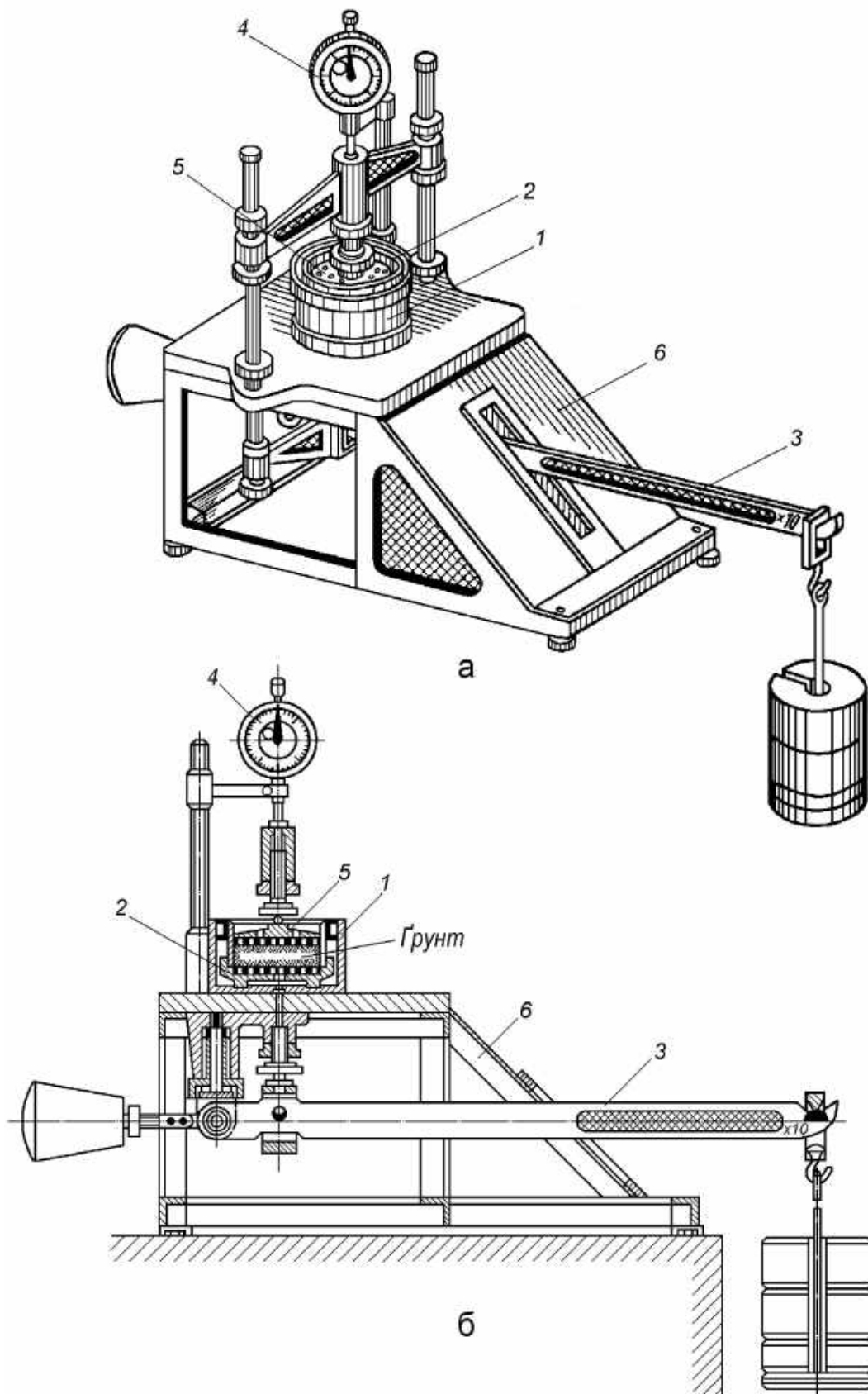


Рисунок 6.8 – Загальний вигляд (а) і розріз (б) компресійного приладу: 1 – робочий циліндр; 2 – ванна для води; 3 – важіль преса з вантажем для створення вертикального тиску; 4 – індикатор для вимірювання лінійних деформацій; 5 – поршень; 6 – станина приладу

Випробування порід для побудови компресійної кривої зазвичай полягає в тому, що зразок досліджуваної породи поміщають у металевий циліндр компресійного приладу і піддають дії рівномірно розподіленого навантаження σ . Дно і поршень циліндра обладнані спеціальними пористими прокладками, що відводять вичавлювану зі зразка воду.

Зовнішнє навантаження на зразок викликає в ньому деформації, які за умов неможливості бічного розширення будуть виражатися в зменшенні висоти зразка внаслідок зниження пористості. Зміна висоти зразка реєструється спеціальними приладами-індикаторами (месурами) з точністю до 0,01 мм. Після того, як стиснення зразка під впливом попереднього тиску закінчилося, навантаження збільшують поступово.

Для випробуваної породи попередньо визначають питому вагу γ , початкову вологість (відношення маси води, що міститься в порах, до маси сухої породи у відсотках) ω_0 і початковий (природний) коефіцієнт пористості e_0 .

На кожному наступному ступені тиск збільшується вдвічі (наприклад, 5; 10; 20; 40 Н/см² і т. д.). Величина навантаження на першому ступені – як правило, тиск, якого зазнала порода в природних умовах. Навантаження на останньому ступені визначається навантаженням від проекрованої споруди, збільшим на 10... Н/см².

За критерій умовної стабілізації деформацій для м'яких сильно пластичних глин приймають таке наростання деформації:

- на 0,01 мм за 12 год для щільних глин;
- на 0,01 мм за 3...5 год для піщаних глин.

Для випробування порід, що залягають в основі проектованих споруд, беруть зразки з непорушеним складанням, а для порід, що вивчаються як матеріал для земляних споруд (гребель, дамб, насипів тощо), – з порушеним складанням, але при тій вологості і щільності, з якими їх намічається укладати в тіло споруди.

Випробування водонасичених і водоненасичених порід, які після зведення споруди опиняться під водою, проводять в умовах занурення випробуваного зразка під воду.

Породи, які в процесі будівництва і експлуатації споруд не будуть додатково зволожуватися, випробовують зі збереженням природної вологості.

За допомогою досліду отримують ряд експериментальних значень ($\sigma_1 - \Delta h_1$, $\sigma_2 - \Delta h_2$, $\sigma_3 - \Delta h_3$ і т. д.), за якими можна розрахувати зміну коефіцієнта пористості

$$\Delta e_n = \frac{\Delta h_n}{h_0} (1 + e_0) \quad (6.42)$$

і значення коефіцієнта пористості, що відповідають відповідним тискам,

$$e_n = e_0 - \Delta e_n. \quad (6.43)$$

За отриманими значеннями будують компресійну криву і за вказаними вище формулами визначають коефіцієнт стисливості і модуль загальної деформації для будь-яких інтервалів тисків у межах побудованої компресійної кривої.

6.4 Просадочність

Деякі породи стискаються під впливом зволоження. Цю особливість порід називають *просадочністю*. Вона викликається різким зменшенням міцності структурних зв'язків між частинками породи під впливом води.

Просадочність характерна для льосів і льосоподібних порід, так званих *макропористих порід*. Пори в них помітні неозброєним оком.

Виявлення ступеня просадочності має велике практичне значення при проектуванні будівництва і нормальній експлуатації різних споруд.

Для якісної характеристики просадочності Н. Я. Денисов запропонував використовувати відношення $\frac{e_f}{e_0}$ (e_f – коефіцієнт пористості породи при верхній границі пластичності, а e_0 – коефіцієнт пористості при природній вологості).

При $\frac{e_f}{e_0} < 1$ порода просадочна, при $\frac{e_f}{e_0} > 1$ – непросадочна.

До просадочних порід належать глинисті породи, що характеризуються ступенем вологості (відношенням об'єму води в порах до об'єму пор) $K_w \leq 0,6$ і значенням

$$\frac{e_0 - e_f}{1 + e_0} \geq -0,1. \quad (6.44)$$

Ґрунтові породи будівельних майданчиків поділяють на два типи залежно від можливості прояву осідання під дією власної ваги породи при замочуванні: породи, осідання яких під власною вагою практично відсутнє або не перевищує 5 см, і породи з можливим осіданням під власною вагою понад 5 см.

Можливість осідання під вагою вище розміщеної товщі та його величину визначають у польових умовах шляхом дослідного замочування ділянки поширення льосових порід.

Основним показником, що характеризує можливу величину осідання, є відносна просадочність породи

$$\delta_{прі} = \frac{h - h'}{h_0}, \quad (6.45)$$

де h_0 – висота зразка породи природної вологості, обтисненого тиском, що дорівнює природному $\sigma_{пр}$, без можливості бічного розширення, см; h – висота того самого зразка породи природної вологості, обтисненого без можливості бічного розширення тиском σ_j , що дорівнює сумі тисків від ваги споруди $\sigma_{спор}$ і власної ваги вище розміщеної породи $\sigma_{пр}$ ($\sigma_j = \sigma_{спор} + \sigma_{пр}$), см; h' – висота того самого зразка після пропускання крізь нього води при збереженні тиску σ_j , см.

Для визначення відносної просадочності $\delta_{прі}$ при проектуванні споруд проводять поінтервальні (пошарові) компресійні випробування всієї товщі просадочних порід під спорудою за такою схемою.

Випробуваний зразок породи висотою h_0 розміщують у компресійний прилад, передбачивши запобігання його висиханню, і ступенями по 2,5...5 Н/см² доводять тиск на нього до величини σ_j , що дорівнює сумі проектованого тиску від споруди і природного тиску.

Під цим тиском зразок витримують до умовної стабілізації осідання і визначають висоту зразка h . Потім до зразка знизу проводять воду і, не змінюючи величини тиску, спостерігають за деформацією зразка під впливом замочування.

Вода для замочування за хімічним складом та загальною мінералізацією повинна бути аналогічна воді, яка зволожуватиме породу в природних умовах при будівництві та експлуатації споруди.

Після завершення осідання від зволоження визначають висоту зразка h' . Далі дослід можна продовжити з метою визначення стисливості льосової породи з порушеними зв'язками.

За даними дослідів будують графік (рисунок 6.9) і розраховують відносну просадочність породи $\delta_{прі}$.

Величину можливого осідання всієї товщі просадочної породи під спорудою обчислюють за формулою

$$S = \sum_{i=1}^n \delta_{прі} H_i m, \quad (6.46)$$

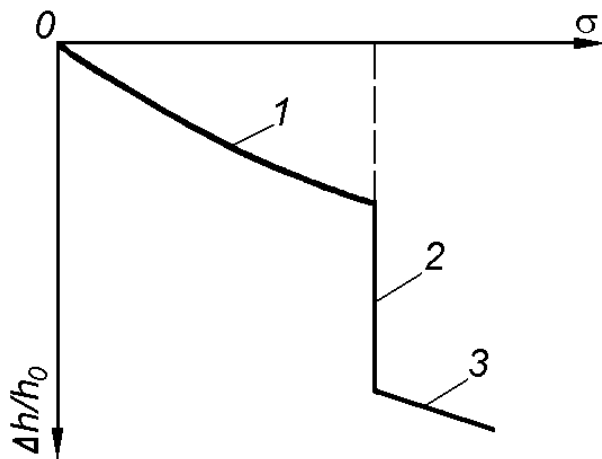


Рисунок 6.9 – Графік компресії просадочної породи: 1 – ділянка осідання породи під навантаженням, що дорівнює сумі природного тиску і тиску від споруди; 2 – ділянка осідання після зволоження; 3 – ділянка компресії породи після осідання

де H_i – потужність кожного виділеного шару (інтервалу), см; $m = 1,5 \dots 2$ – коефіцієнт умов роботи основи; n – кількість виділених шарів у товщі просадочної породи (відносна просадочність $\delta_{прi}$ визначають для кожного шару).

При великій потужності просадочну товщу розбивають на окремі шари з урахуванням літологічного складу.

При цьому зміна сумарного тиску в межах виділеного шару не повинна перевищувати 10 Н/см^2 .

Для інженерно-геологічного картування відносна просадочність $\delta_{прi}$ можна визначати при стандартному тиску $\sigma = 30 \text{ Н/см}^2$.

6.5 Визначення показників деформаційних властивостей порід при тривісному стисненні з обмеженим бічним розширенням

Компресійні прилади, широко використовувані в лабораторних дослідженнях для визначення стисливості порід при проектуванні фундаментів і розрахунку можливого осідання споруд, мають такі недоліки:

а) наявність тертя між бічною поверхнею зразка і стінками корпусу приладу;

б) неможливість точного приладження поверхонь зразка до відповідних поверхонь циліндра і горизонтальних прокладок.

Через це часто отримують завищені дані про деформації зразка, а значення осідання споруд, розраховані в лабораторних умовах, виявляються в кілька разів більше фактичних.

Значно знизити вплив зазначених недоліків можна, якщо для випробувань застосовувати *стабілометри*, призначені для вивчення деформаційних властивостей порід у тривісному напруженому стані при обмеженому бічному розширенні. Ці прилади дають змогу моделювати процес стиснення породи в основі споруди в умовах, наближених до природних.

Крім того, в стабілометрах проводять комплексне визначення всіх показників міцнісних і деформаційних властивостей порід на одному зразку для піщаних і на двох зразках для глинистих порід. Це дозволяє усунути недоліки сучасних лабораторних досліджень, які полягають у тому, що

показники опору зрушенню і стисненню визначають на значній кількості зразків (до 10), на різних приладах і в різних умовах, внаслідок чого отримують важкопорівнянні показники, які спотворюють оцінку дійсної міцності породи.

Нині розроблено багато різних моделей стабілометрів. Як приклад опишемо схему приладу конструкції Е. І. Медкова (рисунок 6.10), що призначений для випробування зразків циліндричної форми.

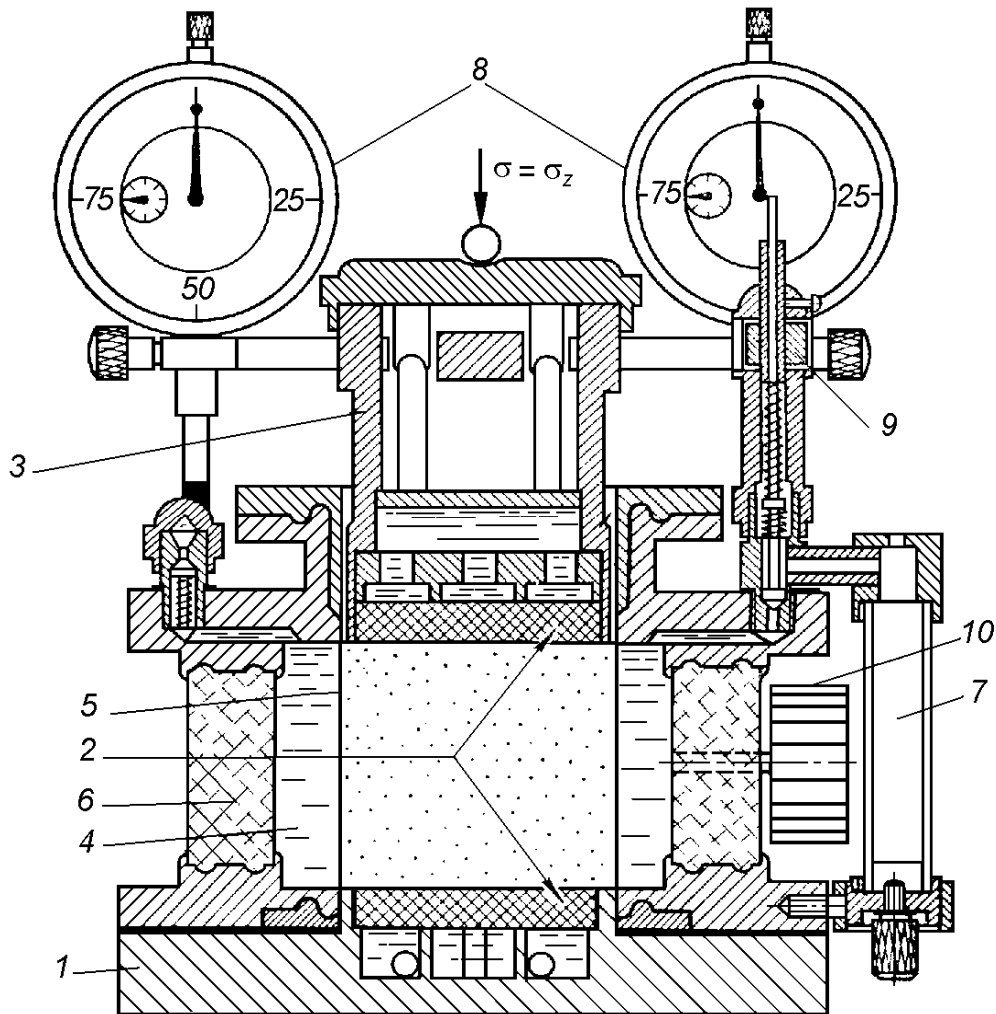


Рисунок 6.10 – Стабілометр М-2: 1 – основа (база) приладу; 2 – пористі диски; 3 – поршень для передачі на зразок породи вертикального тиску; 4 – порожнина приладу, заповнена рідиною; 5 – досліджуваний зразок у гумовій оболонці; 6 – корпус приладу; 7 – волюмометр для вимірювання бічного розширення зразка; 8 – індикатори для вимірювання вертикальних деформацій зразка; 9 – натискна гайка з пружиною і клапаном для випуску рідини з порожнини приладу в волюмометр; 10 – манометр для вимірювання бічного тиску

Зразок породи в тонкій гумовій оболонці розміщують у камері приладу між пористими дисками. Простір між бічними стінками камери приладу і зразком у гумовій оболонці заповнюють рідиною (водою або сумішшю спирту з гліцерином). Вертикальний тиск на зразок передається

через поршень системою важелів преса, під який поміщають прилад при випробуваннях. Вертикальні деформації при стисканні вимірюють індикаторами. Бічний розпір у зразку (бічний тиск), що виникає під дією вертикального навантаження, передається на рідину, і його вимірюють манометром.

Прилад дозволяє досліджувати зразки як в умовах, що виключають бічне розширення, так і в різних умовах, що його визначають. Бічне розширення зразка досліджуваної породи регулюють спеціальним пружинним пристроєм, за допомогою якого випускають рідину з гідравлічної камери. Бічне розширення зразка визначають за об'ємом витісненої рідини вимірювальною скляною трубкою – *волюмометром*.

Як і в компресійному приладі, на зразок за допомогою системи важелів і поршня стабілометра передається ступенями вертикальний тиск, зміни висоти зразка фіксують за індикаторами, а бічного тиску – за манометром. Унаслідок цього отримують ряд даних на кожному ступені: вертикальний тиск, зменшення висоти зразка (при стабілізації осідання) і бічний тиск ($\sigma_1, \Delta h_1, \sigma_{\sigma 1}$; $\sigma_2, \Delta h_2, \sigma_{\sigma 2}$; $\sigma_3, \Delta h_3, \sigma_{\sigma 3}$ і т. д.).

За цими даними і початковим коефіцієнтом пористості розраховують значення коефіцієнта пористості (як це було описано при характеристиці компресійних випробувань) та будують компресійну криву. За значеннями вертикального і бічного тиску будують графік залежності бічного тиску σ_{σ} від вертикального тиску σ – діаграму бічного розпору (рисунок 6.11).

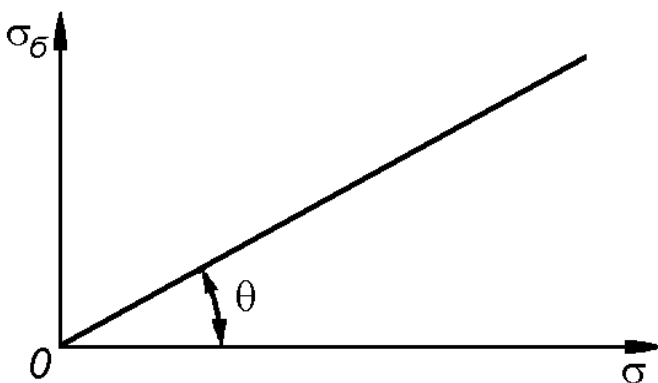


Рисунок 6.11 – Залежність бічного тиску σ_{σ} від вертикального σ

Тангенс кута θ нахилу прямої на цьому графіку визначає значення коефіцієнта бічного тиску ξ . Обчисливши його, можна розрахувати модуль загальної деформації.

Стабілометр дає змогу визначити коефіцієнт Пуассона, модуль пружності, коефіцієнт фільтрації і показники опору зрушенню. Принципи визначення останніх описано в наступному

розділі, а принципи визначення коефіцієнта Пуассона, модуля пружності і коефіцієнта фільтрації – в практичних посібниках з проведення дослідів у стабілометрі.

6.6 Одновісне стиснення

Одновісне стиснення полягає в тому, що зразок досліджуваної породи, поміщений під прес, піддають дії вертикального тиску в умовах вільного розширення в сторони до моменту руйнування. Такі дослідів

проводять як зі скельними і напівскельними породами, так і з породами твердої, напівтвердої, а також пластичної консистенції.

Для глинистих порід твердої і напівтвердої консистенції поперечним розширенням зразка можна знехтувати, бо воно досить невелике. У цьому випадку визначають тимчасовий опір породи роздавлюванню (міцність породи при стисканні) за формулою

$$\sigma_{m.cm} = \frac{P_{руйн}}{F}, \quad (6.47)$$

де $P_{руйн}$ – загальне навантаження на зразок у момент руйнування, Н; F – площа поперечного перерізу зразка, $см^2$.

Поперечний переріз зразка пластичних глин у процесі одновісного стиснення помітно збільшується. У цьому випадку за початок руйнування породи приймають момент швидкого збільшення деформації, а поперечний переріз визначають з урахуванням бічного розширення зразка.

Під час інженерно-геологічних досліджень досліди з одновісного стиснення проводять для оцінювання міцності скельних порід і визначення показників опору порід зрушенню, а також для розрахунку характеристик впливу природної структури і міцності порід, тобто для знаходження коефіцієнта структурної міцності.

Коефіцієнт структурної міцності $K_{с.м}$ визначають за опором роздавлюванню зразка досліджуваної породи з непорушеною природною структурою ($\sigma_{m.cm}$) і зразка тієї самої породи з порушеною структурою ($\sigma_{m.cm}^{н.с}$), але за умови, що пористість і вологість зразків однакові. Отже,

$$K_{с.м} = \frac{\sigma_{m.cm}}{\sigma_{m.cm}^{н.с}}. \quad (6.48)$$

Чим більше значення коефіцієнта структурної міцності, тим більше міцність породи залежить від її структури. Для глинистих ґрунтів зі слабкими структурними зв'язками $K_{с.м} \geq 1$.

6.7 Способи визначення стисливості порід у польових умовах

Для визначення стисливості порід у польових умовах на випробовувану породу в свердловині (рисунок 6.12) або шурфі (рисунок 6.13) за допомогою штампа передають статичне навантаження, яке поступово зростає в часі. Під дією цього навантаження порода зазнає трьох фаз деформування: ущільнення, зсув і руйнування.

У фазі ущільнення відбувається деформація стиснення породи безпосередньо під штампом у вигляді колонки. Порода, яка оточує колонку, не

піддається деформації. Ця фаза характеризується лінійною залежністю між навантаженням і деформацією.

У фазі зсуву порушується лінійна залежність між навантаженням і деформацією. Приріст деформації випереджає збільшення навантажень. Окремі ділянки породи починають зміщуватися одна відносно одної. Настає стан граничної рівноваги масиву породи, що оточує стискувану колонку.

У стадії руйнування відбувається різке збільшення деформацій, руйнування породи в масиві, що безпосередньо оточує стискувану колонку, і випирання породи вгору. Навантаження, що відповідає початку цього процесу, називають *границею несучої здатності*.

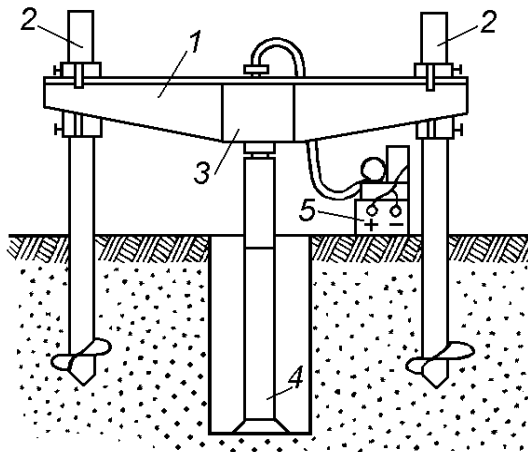


Рисунок 6.12 – Схема установки для пробних навантажень у свердловинах:

- 1 – упорна балка; 2 – анкерні палі;
- 4 – опора штампа; 5 – насос зі стабілізатором для створення і підтримки тиску

Для забезпечення стійкості породи тиск споруди не повинен перевищувати тиск p_1 , що відповідає кінцевому періоду першої стадії деформування. Цей тиск називають *граничним, або критичним навантаженням*, а внутрішній опір породи стисненню, що відповідає цьому навантаженню, – *несучою здатністю*.

Крім критичного навантаження і несучої здатності за результатами дослідів визначають модуль загальної деформації, який для прямолінійної ділянки графіка $S = f(p)$ розраховують за формулою

$$E_0 = (1 - \mu^2) \frac{Q}{Sd}, \quad (6.49)$$

де Q – повне навантаження на штамп, Н; S – кінцеве осідання штампа, що відповідає навантаженню Q , см; d – діаметр штампа або кола, рівновеликого площі прямокутного перетину штампа, см

Існує досить багато конструкцій установок для випробування порід пробними навантаженнями у свердловинах (рисунок 6.12) або шурфах (рисунок 6.13). Основною деталлю цих установок є штамп, за допомогою якого здійснюють тиск на породу.

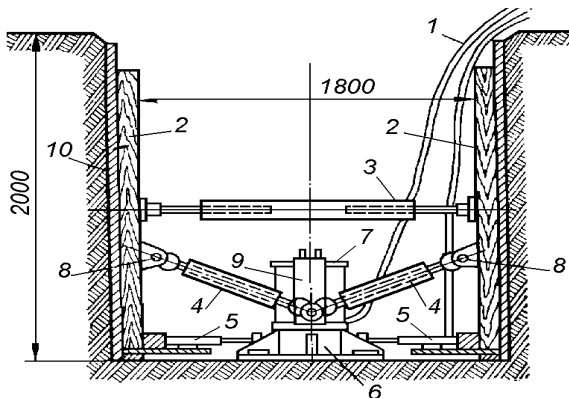


Рисунок 6.13 – Схема установки для випробування порід пробними навантаженнями у шурфах:

- 1 – маслопровід; 2 – опорні щити; 3 – горизонтальні розпори;
- 4 – похилі гвинтові розпори;
- 5 – горизонтальні домкрати; 6 – штамп;
- 7 – опорна плита; 8 – упорні скоби;
- 9 – вертикальний домкрат; 10 – стінка шурфу

Для випробувань в шурфах прийнятий стандартний штамп квадратної форми площею 5000 см^2 . Для випробувань у свердловинах застосовують штамп площею 600 см^2 . Штамп зазвичай являє собою товсту сталеву плиту, посилену ребрами жорсткості. За допомогою інших деталей установок передається тиск на плиту.

Для вимірювання осідання застосовують спеціальні прилади – *прогиноміри* і *нівеліри*.

На штамп, встановлений на необхідній глибині в шурфі або свердловині, здійснюють тиск ступенями по $2,5 \dots 5 \text{ Н/см}^2$ і спостерігають за осіданням штампа. Тиск збільшують у міру загасання деформацій на попередньому ступені.

У слабких породах загальний тиск доводять до руйнівного (третя фаза деформування), а в щільних – до граничного (друга фаза деформування).

За результатами спостереження за осіданням штампа будують графіки залежності осідання штампа від часу і від тиску. На графіку відкладають значення осідання штампа в момент прикладання певного тиску і на початку умовної стабілізації при цьому тиску.

Зважаючи на це графік залежності осідання штампа від тиску виходить ступінчастим (рисунок 6.14).

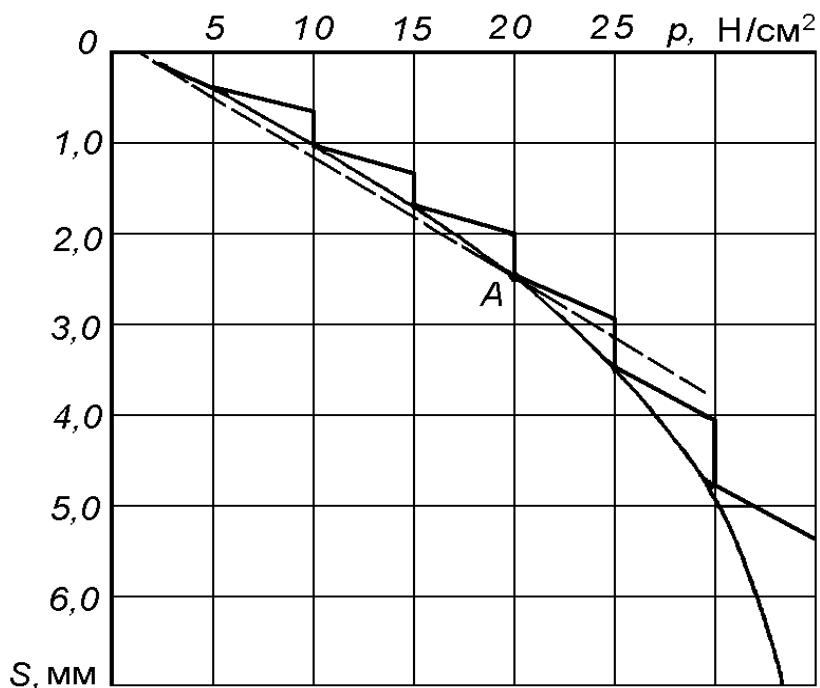


Рисунок 6.14 – Залежність осідання штампа від тиску

Точка А є критичною точкою перегину, яка відділяє прямолінійну ділянку графіка від ділянки, де залежність між осіданням і тиском виражається кривою.

Слід зазначити, що величини модуля загальної деформації E_0 , визначені для тієї самої породи в лабораторних і польових умовах, відрізняються одна від одної: значення, отримане за даними лабораторних досліджень, зазвичай значно менше значення, визначеного для тієї ж породи внаслідок польових випробувань. Це добре помітно на графіку (рисунок 6.15), побудованому за результатами досліджень І. А. Агишева.

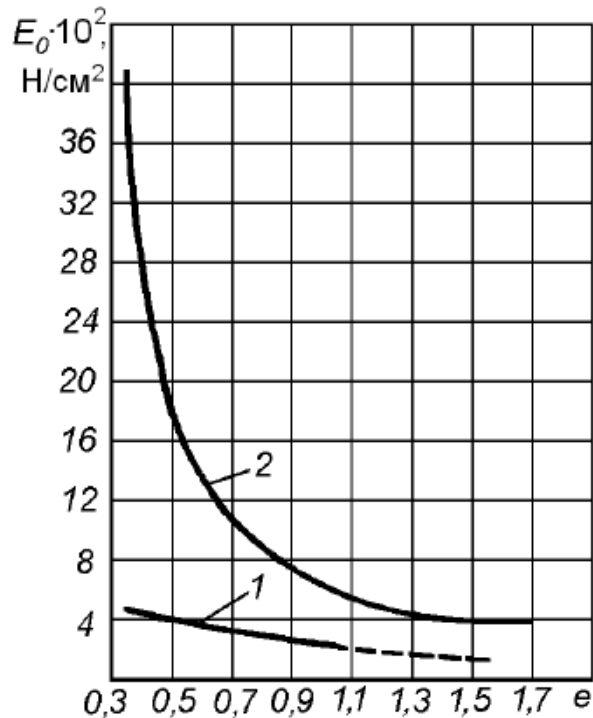


Рисунок 6.15 – Залежність модуля загальної деформації від коефіцієнта пористості:
1 – за даними лабораторних досліджень; 2 – за даними польових випробувань

Останнім часом для визначення модуля загальної деформації E_0 порід у свердловинах почали застосовувати *пресіометрію*. Суть цього способу полягає в тому, що у свердловину на необхідну глибину опускають еластичну камеру, заповнену водою. Після цього за допомогою стиснутого повітря в цій камері створюють тиск і вимірюють її деформації. Змінюючи тиск, отримують ряд значень деформацій, а за цими даними розраховують модуль загальної деформації E_0 .

Вельми перспективними для визначення деформаційних властивостей порід є також каротажно-пенетрометричні методи. Суть їх полягає у визначенні опору породи проникненню в її товщу зондів-датчиків, що вдавляються спеціальними гідравлічними установками на глибину до 25 м. Одночасно з цим здійснюють радіоактивний каротаж породи.

Завдяки цьому отримують безперервну інформацію про склад, властивості і стан порід у вигляді діаграм. Комплексне оброблення цієї інформації дозволяє отримати необхідні розрахункові дані для проектування основ споруд без буріння свердловин і лабораторних досліджень зразків порід.

7 ОПІР ПОРІД ЗСУВУ

7.1 Закон тертя і основані на ньому закономірності

Почнемо з аналогій і розглянемо будь-яке тіло M , що лежить на горизонтальній площині π (рисунок 7.1, а). Тіло M буде діяти на площину π з силою G , що дорівнює його вазі.

Обертаючи поступово площину π навколо деякої точки A у вертикальному напрямку, кут φ між площиною і горизонтом можна довести до величини, коли тіло M почне зміщуватися вниз по похилій площині. В цьому випадку силу G можна розкласти на дві складові: силу F_{σ} , що притискає тіло до площини, і силу T , яка паралельна цій площині і зрушує тіло вниз (рисунок 7.1, б).

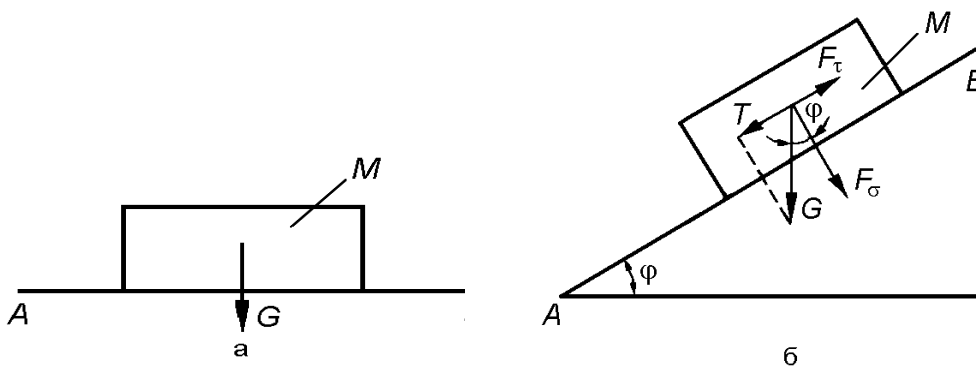


Рисунок 7.1 – Схема сил при розташуванні тіла на горизонтальній (а) і похилій (б) площинах

Очевидно, що в момент порушення рівноваги сила T долає силу тертя F_{τ} , яка спрямована в протилежний бік і до певного моменту утримує тіло M на похилій площині. Величина F_{τ} залежить від нормальної сили F_{σ} , що притискає тіло до похилої площини: чим більше F_{σ} , тим більше зусиль потрібно докласти для зсуву тіла.

Відношення $\frac{F_{\tau}}{F_{\sigma}}$ називають *коефіцієнтом тертя*, а кут φ – *кутом тертя*.

Вказану термінологію застосовують і до явищ тертя в гірських породах, де опір силам, які прагнуть зрушити одну частину породи відносно іншої, має більш складний характер і залежить перш за все від класу породи.

Напруження опору зсуву скельних порід залежить виключно від міцності кристалізаційних зв'язків між зернами і становить 6...8 % від тимчасового опору роздавлюванню $\sigma_{m.cm}$.

Опір зсуву найбільш слабких скельних порід зазвичай дорівнює 50...100 Н/см², а міцних – досягає кілька десятків кілограмів на квадратний

сантиметр. Такий опір зсуву забезпечує стійкість споруд, що зводять на скельних породах, за винятком випадків, коли ці породи мають прошарки з глин (наприклад, прошарки глин у вапняках або пісковиках). В останньому випадку опір зсуву масиву породи обумовлений властивостями глин, які і слід вивчати найбільш ретельно.

Внаслідок складності явищ зсуву в піщаних і зв'язних породах досі відсутня єдина думка про природу опору цих порід зсуву. За найбільш поширеною точкою зору, опір зсуву порід без жорстких зв'язків можна пояснити двома причинами: тертям і зчепленням між окремими частинками, з яких складається порода.

Причиною виникнення тертя є шорсткість поверхні частинок. Зчеплення залежить від водно-колоїдних зв'язків, сил молекулярного притягання між частинками і від природних цементів, що зв'язують частинки.

Опір зсуву піщаних частинок в основному залежить від тертя, що виникає при переміщенні одних зерен відносно інших, і опору роздробленню мінеральних зерен.

У глинистих породах явище зсуву має більш складний характер. Опір зсуву цих порід можна пояснити тертям, що виникає при переміщенні частинок, частковим подрібненням цих частинок, наявністю водно-колоїдних зв'язків, природних цементів і сил молекулярного притягання між частинками. На опір порід зсуву значно впливає вода, особливо в глинистих породах. Як своєрідне мастило вона знижує внутрішнє тертя між частинками і зменшує сили зчеплення.

Закон тертя був відкритий французьким вченим Шарлем Огюстеном Кулоном і представлений ним у вигляді доповіді в Паризьку академію наук 1773 р. Цей закон є результатом дослідження завдань статички – визначення активного і пасивного тиску масиву ґрунту з урахуванням впливу тертя і зчеплення. В оригіналах праць Ш. О. Кулона математичні залежності виражені в іншому вигляді, ніж прийнято зараз.

Це можна пояснити тим, що в той час не було поняття "напруга", яке вперше ввів Огюстен-Луї Коші 1822 року. Однак отримані Кулоном закономірності для мас ґрунту без особливих зусиль були приведені в подальшому до звичних тепер виразів в напруженнях. Фізичний сенс закону Кулона від цього не змінився. Більш того, виражений в напруженнях закон тертя для будь-яких ґрунтів став початковою умовою міцності ґрунтів і основою для створеної згодом теорії граничного напруженого стану, розвиток якої триває і донині.

Міцнісні властивості ґрунтів можуть бути досліджені при різноманітних схемах випробувань, у яких ґрунт доводять до стану руйнування (зсувні прилади, прилади одно- і тривісного стиснення, прилади для випробувань на перекид, кручення та ін.). При випробуванні ґрунтів у зсувних приладах (рисунок 7.2) із заданим вертикальним навантаженням G експериментально визначають граничну величину зсувного зусилля

$T = F_\tau$ і дотичні напруження $\tau = \tau_{пр} = \tau_m$, що йому відповідають, які з'являються в заданій площині зрізу, при яких починається рівномірний незгасаючий або іноді прискорений рух однієї частини приладу щодо іншої.

Як і в компресійному приладі, зразок ґрунту, який займає об'єм обох кілець, ущільнюють заданим навантаженням G , що створює нормальне напруження σ . Для відведення вичавленої з пор води в штампі, який передає вертикальне навантаження, і в базі приладу є фільтри. Після стабілізації вертикальних переміщень (осідання) штампа до рухомої частини кільця послідовно ступенями прикладають горизонтальне навантаження T , що створює в площині зазору між частинами кільця дотичні напруження

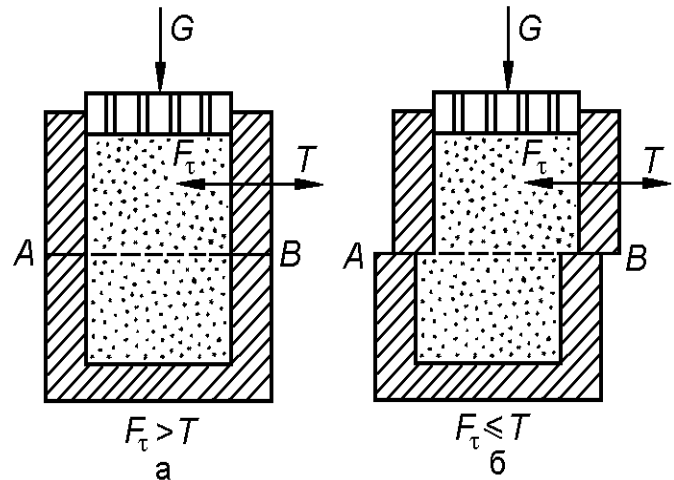


Рисунок 7.2 – Схема випробування на зсув:
а – до зсування горизонтальної обойми;
б – у процесі зсування горизонтальної обойми

$$\tau = \frac{T}{F}, \quad (7.1)$$

де F – площа поперечного перерізу зразка всередині кільця (площа поверхні ковзання).

У міру збільшення навантаження T спостерігається горизонтальне зміщення обойми S_x .

За методикою керованих напружень-навантажень граничний опір ґрунту зсуву (зрізу) $\tau_{пр}$ визначають з умови необмеженого незгасаючого зміщення S_x однієї частини ґрунту відносно іншої без подальшого збільшення зсувального навантаження $T_{пр}$ (рисунок 7.3, крива 1). За методикою керованих деформацій величину $\tau_{пр}$ визначають у момент досягнення максимального значення або на початку спаду дотичних напружень τ (рисунок 7.3, крива 2).

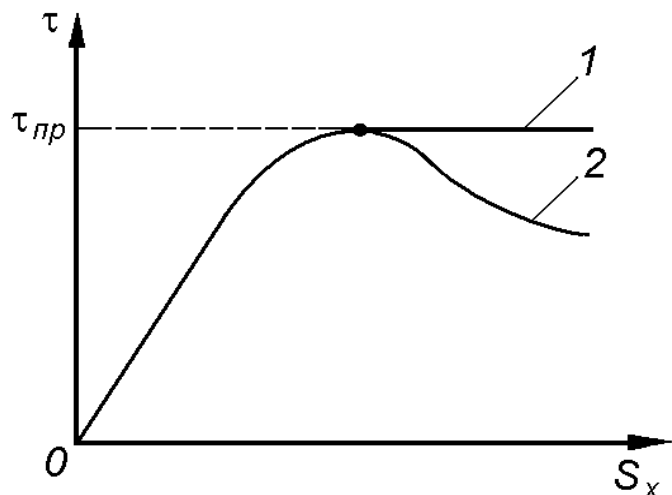


Рисунок 7.3 – Залежність дотичного напруження в ґрунті від зсуву обойми

Для одного і того ж ґрунту проводять кілька таких випробувань при різних (можливих у споруді) значеннях напружень σ . За результатами

випробувань будують графік залежності граничного опору зсуву $\tau_{пр}$ від вертикального стискувального напруження σ (рисунок 7.4).

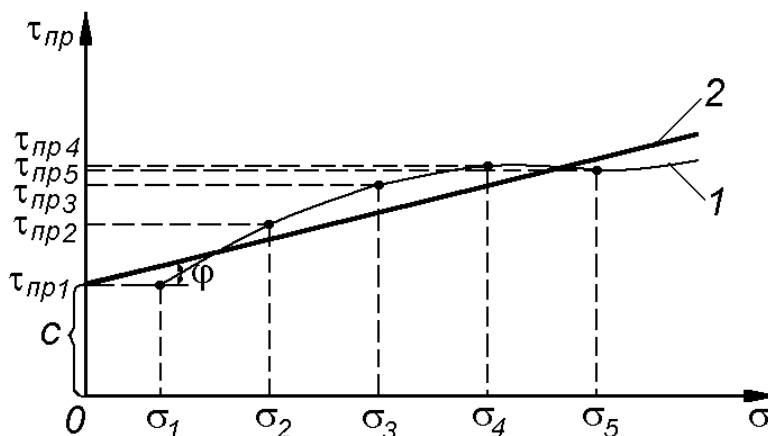


Рисунок 7.4 – Залежність граничного опору зсуву $\tau_{пр}$ від вертикального стискувального напруження σ :

1 – експериментальна; 2 – випрямлена

Експериментальна залежність $\tau_{пр}(\sigma)$ криволінійна. Спрямляючи графік $\tau_{пр}(\sigma)$ на окремих ділянках або на всьому діапазоні зміни, отримують пряму, рівняння якої широко відоме під назвою залежності (закону) Кулона:

$$\tau_{пр} = \sigma \operatorname{tg} \varphi + C, \quad (7.2)$$

де $\operatorname{tg} \varphi$ – коефіцієнт внутрішнього тертя; φ – кут внутрішнього тертя; C – зчеплення (питомий опір зсуву від зчеплення).

Деякі орієнтовні значення фізичних і механічних характеристик ґрунтів наведено в таблиці 7.1.

Таблиця 7.1 – Деякі характеристики ґрунтів

Ґрунт	Питома вага $\gamma_{ГР}$, кН/м ³	φ , град	C , Н/см ²
Пісок:			
мокрый	20	20...25	0
вологий	17...18	40	0
сухий	15...17	30...35	0
Суглинок:			
мокрый	21	20...25	0,1
вологий	19	15...20	1
сухий	16	20...40	10
Глина:			
мокра	19...22	15...25	0,1
волога	17...19	25...35	2
суха	16...17	40...45	20

7.2 Опір зсуву піщаних порід

Якщо виконати подібні досліди з декількома зразками того самого піску при різних значеннях нормальних тисків (σ_1 , σ_2 , σ_3 тощо), отримаємо значення горизонтального зміщення S_x обойми, а отже, і граничного опору зсуву $\tau_{пр}$, що їм відповідають. За отриманими даними будуюмо графік залежності граничного опору зсуву $\tau_{пр}$ від нормального тиску σ (рисунок 7.5).

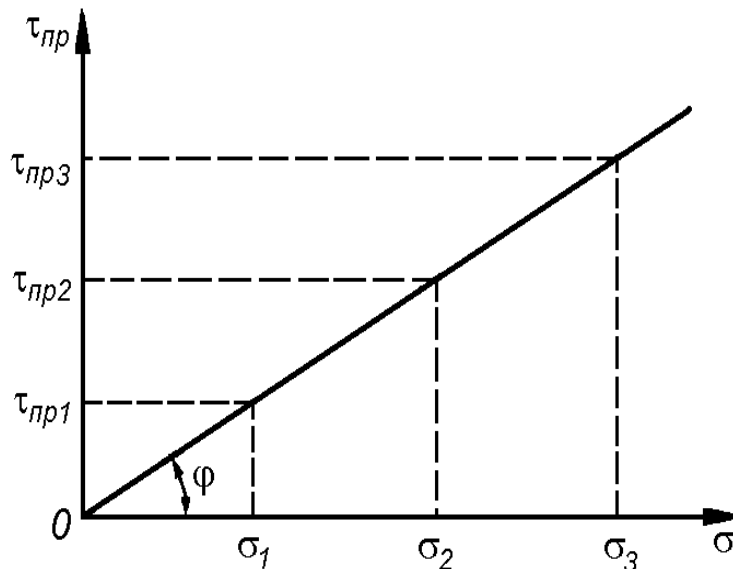


Рисунок 7.5 – Залежність граничного опору зсуву піщаної породи від нормального тиску

Для піску залежність Кулона має вигляд

$$\tau_{пр} = \sigma \operatorname{tg} \varphi. \quad (7.3)$$

Досліди, проведені з різними пісками, показали, що кут і коефіцієнт внутрішнього тертя залежать від форми зерен піску, його мінералогічного і гранулометричного складу. Найбільший опір зсуву надають піски, що складаються з частинок гострокутної форми і найбільш твердих мінералів.

Опір зсуву одного і того ж за складом піску зростає зі збільшенням його щільності.

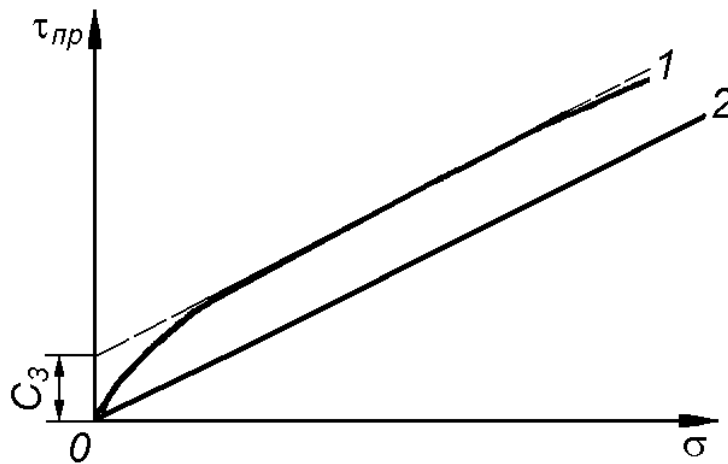
Залежність властивостей пісків від їх гранулометричного і мінералогічного складу детально вивчав В. В. Охотін (таблиця 7.2).

Слід зазначити, що в щільному піску (внаслідок компактного укладання зерен) існує так зване *зачеплення*: одні зерна входять у проміжки між іншими. Щоб здійснити зсув у такому піску, необхідно докласти певне початкове зусилля для розсунення зерен і їх піднімання, тобто дещо розпушити пісок. Це початкове зусилля для зсуву піску називають *початковим опором структури піску*.

Після подолання початкового опору сила, яку необхідно затратити на зсув піску, зменшується і витрачається тільки на подолання тертя між частинками (рисунок 7.6).

Таблиця 7.2 – Опір зсуву фракцій різного мінералогічного складу

Розмір частинок, мм	Кут внутрішнього тертя φ , град		
	Для слюди	Для гострокутного кварцу	Для обкатаного кварцу
1..2	28	66	61
0,5...1	26	56	–
0,25...0,5	18	46	–
0,1...0,25	19	27	28
0,06...0,1	17	17	–



7.6 – Залежність опору піску зсуву від щільності:

1 – щільний; 2 – пухкий; C_3 – початковий опір структури піску

У пухкому піску початковий опір структури практично не спостерігається. Величина кута внутрішнього тертя пухких сипких порід близька до величини кута природного укосу, тобто того кута, який утворює вільно насипаний пісок з горизонтальною поверхнею, або кута природного косогору, утвореного оголеними (незадернованими) незцементованими пісками або іншими незцементованими породами.

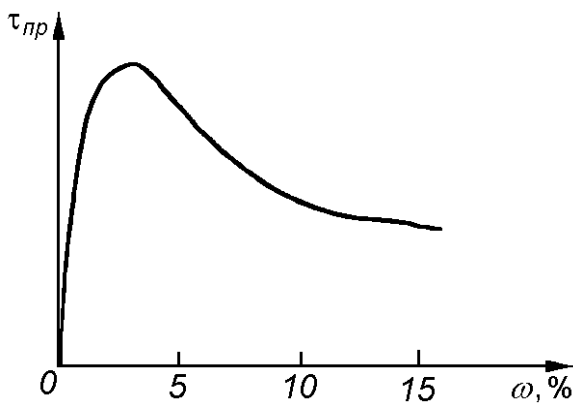


Рисунок 7.7 – Залежність опору піску зсуву від його вологості

Вологість знижує опір зсуву дрібнозернистих і глинистих пісків. Опір зсуву грубозернистих пісків практично не залежить від їх вологості.

Характер залежності граничного опору глинистих пісків зсуву $\tau_{пр}$ від вологості ω показано на рисунку 7.7.

Опір зсуву досягає максимального значення при вологості близько кількох відсотків. Подальше збільшення вологості викликає зменшення

опору зсуву. Ця закономірність може бути пояснена тим, що при невеликій вологості в піску з'являється капілярна зв'язність. При великій вологості капілярна зв'язність зникає, вода діє як мастило, що зменшує тертя між частинками. Мінімальне значення опору піску зсуву відповідає його повному водонасиченню.

7.3 Опір зсуву глинистих порід

Якщо з глинами виконати ті самі досліди, що і з пісками, тобто визначити зрізальне зусилля залежно від нормального тиску, то за отриманими даними можна побудувати графік залежності $\tau_{пр}$ від σ (рисунок 7.8).

Ця залежність виражається лінією, близькою до прямої. Криволінійна ділянка можлива лише при малих значеннях σ . Пряма лінія відсікає на осі ординат відрізок, який показує, що навіть за відсутності нормального тиску потрібне певне зрізальне зусилля для того, щоб зробити зріз, тобто при $\sigma = 0$ зрізу чинить опір

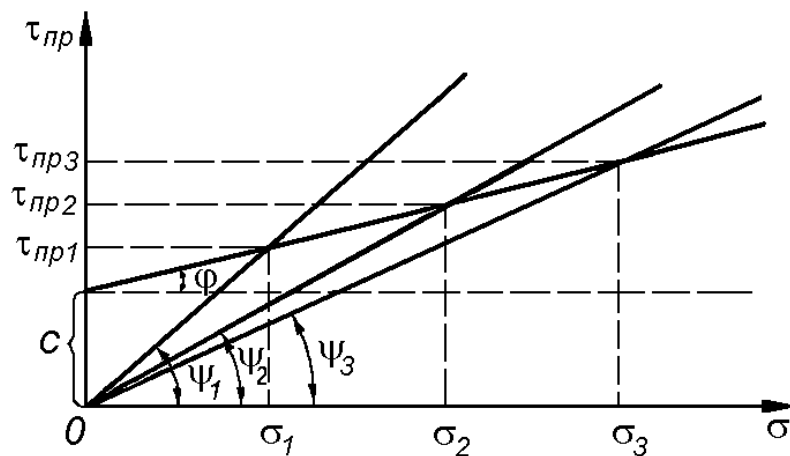


Рисунок 7.8 – Залежність опору зсуву зв'язної (глинистої) породи від нормального тиску

якась інша сила, а не сила тертя. Цією силою в глинистих породах є зчеплення C . Тому рівняння опору зсуву для глин має вигляд залежності Кулона у формулі (7.2) і показує, що опір зсуву цих порід залежить від нормального тиску і сил зчеплення. Кут φ тут також є кутом внутрішнього тертя породи, а $\operatorname{tg}\varphi$ – коефіцієнтом внутрішнього тертя породи.

Якщо з'єднаємо кожну окрему експериментальну точку з початком координат, то отримаємо прямі лінії, кути нахилу яких до осі абсцис називають *кутами зсуву* (ψ_1, ψ_2, ψ_3 тощо), а тангенси цих кутів – *коефіцієнтами зсуву*. Ці показники характеризують загальний опір зсуву глинистої породи при певному її фізичному стані і при визначеному нормальному тиску.

Єдиного погляду на природу опору зсуву глинистих порід не існує. Одні дослідники вважають, що опір зсуву обумовлено тільки силами зчеплення, інші ставлять його в залежність як від сил тертя, так і зчеплення. Друга точка зору найбільш точно відповідає природі зсуву, оскільки доведено, що зрізальне зусилля в глинистих породах залежить від нормального навантаження і збільшується при його зростанні.

Нормальне навантаження, як було показано раніше, прямо впливає на тертя. Його збільшення посилює тертя. Пов'язано це з тим, що нормальне навантаження зближує частинку між собою, притискає їх одна до одної і тим самим збільшує тертя. У той же час опір зсуву глинистих порід тим більше, чим більше їх зв'язність, яка визначається силами зчеплення між частинками (водно-колоїдними, кристалізаційними, цементаційними).

Численні дослідження природи зсуву показали, що опір глинистих порід зсуву залежить від багатьох чинників: від фізичного стану глинистої породи (пористості і вологості), мінералогічного та гранулометричного складу, структури і текстури, складу і концентрації водного розчину в порах.

При одному і тому ж складі глини опір зсуву зменшується при її зволоженні. Вода діє як мастило. Крім того, при зволоженні відбувається

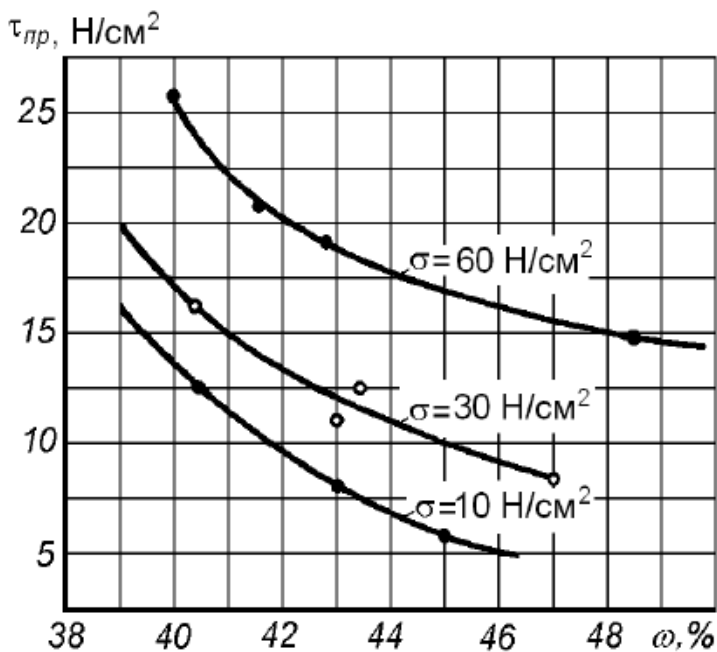


Рисунок 7.9 – Залежність опору зсуву глинистої породи від її вологості при різних вертикальних тисках

збільшення об'єму глини – набухання; глинисті частинки розсуваються, а плівки води, що утворюються на їх поверхні, згладжують їх шорсткість, зменшуючи тертя між частинками (рисунок 7.9).

Опір зсуву глинистих порід залежить також від їх щільності (або пористості). Чим більше щільність (менше пористість), тим більше частинки породи наближені одна до одної і, відповідно, тим більше тертя виникає між ними при зсуві (рисунок 7.10).

Порушення структури значною мірою зменшує опір зсуву. При руйнуванні структури глинистої породи зменшується в кілька разів її зв'язність, а отже, і частина опору зсуву, обумовлена зчепленням.

При великому зволоженні глиниста порода з порушеною структурою (глиниста паста) може переходити до текучого стану. В такому випадку повністю зникають сили зчеплення, опір зсуву такої породи наближається до нуля. Опір зсуву глинистих порід зменшується при збільшенні вмісту в глинах гідрофільних мінералів. Найменшим опором при інших рівних умовах характеризуються монтморилонітові глини, найбільшим – глини зі значним вмістом кварцу і каолініту.

Збільшення дисперсності глин (тобто зменшення розмірів частинок) і вилуговування солей із засолених глинистих порід також призводять до

зниження опору зсуву. Опір зсуву тонкошаруватих глинистих порід (наприклад, стрічкових глин) змінюється залежно від напрямку зсувної сили відносно шарів породи: опір зсуву в напрямку шарів, як правило, менше, ніж у напрямку, перпендикулярному до них. Анізотропністю відносно опору зсуву характеризуються льоси і глинисті сланці. Сильно знижує опір глин зсуву їх мікротріщинуватість.

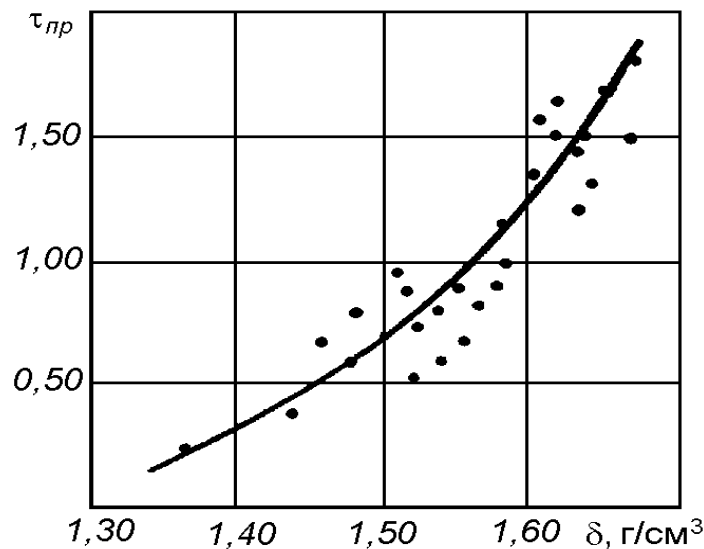


Рисунок 7.10 – Залежність опору зсуву глинистої породи від об'ємної ваги скелета

Значний вплив на опір зсуву здійснюють хімічний склад і концентрація розчинених речовин у воді, що насичує пори породи. Наявність розчиненого натрію знижує опір зсуву, кальцію – підвищує. Це можна пояснити тим, що натрій, переходячи в поглинений стан, обумовлює утворення навколо глинистих частинок товстих плівок води, пов'язаних у дифузному шарі, які знижують опір породи зсуву. Поглинений кальцій утворює менш товсті гідратні оболонки, а тому порівняно з натрієм обумовлює більший опір зсуву.

Так само впливає концентрація розчинених солей у воді, що насичує пори глин. При великій концентрації солей гідратні оболонки тонше, тому опір зсуву глин з більш концентрованим поровим розчином більше, ніж глин з менш концентрованим поровим розчином.

7.4 Майданчики, лінії і поверхні ковзання в ґрунті

Для гірських порід у природних умовах залягання і при роботі під спорудами найбільш характерний тривісний напружений стан, коли на майданчиках породи діють три головні напруги (див. рисунок 5.2, в).

Обмежимося дослідженням нормальних і дотичних напружень (рисунок 7.11) на довільному майданчику mn , що проходить через точку M і належить сімейству майданчиків, перпендикулярних до площини, в якій лежать вектори двох головних напруг σ_1 і σ_2 (або паралельних σ_3).

Напруження на майданчику mn (що становить кут α з горизонтальним напрямком σ_1) не залежать від напруження σ_3 .

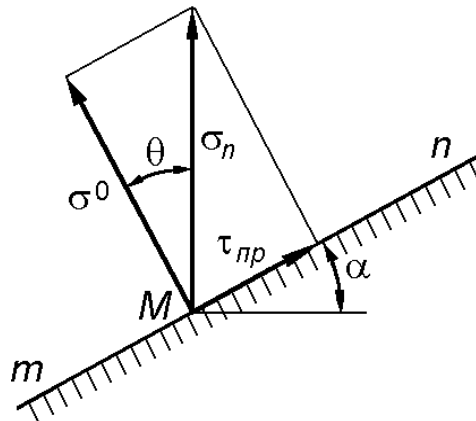


Рисунок 7.11 – Напруження, що діє на майданчику mn у граничному рівноважному стані

Для ґрунту в граничному рівноважному стані існує умова (7.2), яку зведемо до вигляду

$$\tau_{пр} = \sigma \operatorname{tg} \varphi + C = \left(\sigma + \frac{C}{\operatorname{tg} \varphi} \right) \operatorname{tg} \varphi = \sigma^0 \operatorname{tg} \varphi, \quad (7.4)$$

де σ^0 – зведене нормальне напруження.

Таким чином, у точці M діятимуть нормальне σ^0 і дотичне $\tau_{пр}$ напруження. Згідно з рисунком 7.11

$$\frac{\tau_{пр}}{\sigma^0} = \operatorname{tg} \theta. \quad (7.5)$$

Через точку M можна провести безліч майданчиків, але найбільш «невигідний» відповідатиме умові граничної міцності (7.4), звідки

$$\frac{\tau_{пр}}{\sigma^0} = \operatorname{tg} \varphi. \quad (7.6)$$

На тих майданчиках, де $\operatorname{tg} \theta < \operatorname{tg} \varphi$, усі точки перебуватимуть у стані стійкої рівноваги.

Якщо θ_{max} – максимальний кут відхилення зведеного нормального напруження σ^0 від наведеного повного напруження σ_n , то на майданчику, де

$$\operatorname{tg} \theta = \operatorname{tg} \varphi = \operatorname{tg} \theta_{max}, \quad (7.7)$$

тобто

$$\theta_{max} = \varphi, \quad (7.8)$$

буде спостерігатися *граничний стан* ґрунту. Такий майданчик називається *майданчиком ковзання*.

Зміна напруженого стану масиву ґрунту під дією навантаження, яке поступово зростає, являє собою процес, що характеризується певною закономірністю і певним видом деформації.

Стосовно до фундаментів неглибокого закладення розглядають три послідовні стадії (фази) цього процесу: ущільнення, зсув, руйнування. Для досить заглиблених фундаментів остання фаза не має сенсу. При перевищенні деякого граничного навантаження внаслідок повної втрати стійкості основи настає фаза катастрофічного стану. У механіці ґрунтів ця фаза не має практичного значення і розглядається як позамежна.

У другій фазі відбувається зсув, а відразу після закінчення фази ущільнення під подошвою фундаменту формується ущільнене ядро трикутної форми і розвиваються зони пластичних деформацій.

Точки лінії зсуву (геометричного місця точок, що знаходяться в граничному стані) утворюються перетином деяких прямих, які називаються *лініями ковзання* (що йдуть по майданчиках ковзання). Дійсні ж майданчики або поверхні зсуву в масиві ґрунту можуть набувати криволінійного обрису залежно від сфери поширення пластичних деформацій і можуть також збігатися з самими лініями ковзання. Отже, лінії ковзання є не що інше, як дотичні прямі до *поверхонь ковзання (зсуву)*.

7.5 Стійкість укосів ґрунтів

Під час будівництва часто виникає необхідність в улаштуванні укосів. Так, при вертикальному плануванні незручних земель під будівництво, що здійснюється терасним способом, перехід від однієї тераси до іншої оформлюють схилом. Як правило, з укосами (без кріплень) розробляють котловани і траншеї. На майданчиках промислових об'єктів нерідко зводять постійні земляні споруди з укосами. У всіх перерахованих випадках повинна забезпечуватися стійкість укосів.

Укоси можуть бути вільними (на бермі, тобто на верхній поверхні масиву обсипного ґрунту, немає додаткового навантаження), невільними (на бермі є додаткове навантаження), постійними і тимчасовими. Останні влаштовують на період зведення фундаментів у котлованах або укладання комунікацій у траншеї.

Припустимо, що руйнування (зсув) відбувається вздовж площини ковзання OA , яка нахилена під кутом θ до горизонту і проходить через подошву укосу (рисунок 7.12).

Щоб розподілити нормальні напруження вздовж площини руйнування, поділимо ґрунт над нею на n трапецеїдальних відсіків однакової ширини (таких, як відсік $abcd$) і приймемо, що кожен відсік діє незалежно від сусідніх. На підставі цього припущення вертикальне напруження в будь-якій точці ґрунту $\sigma_z = \gamma Z$.

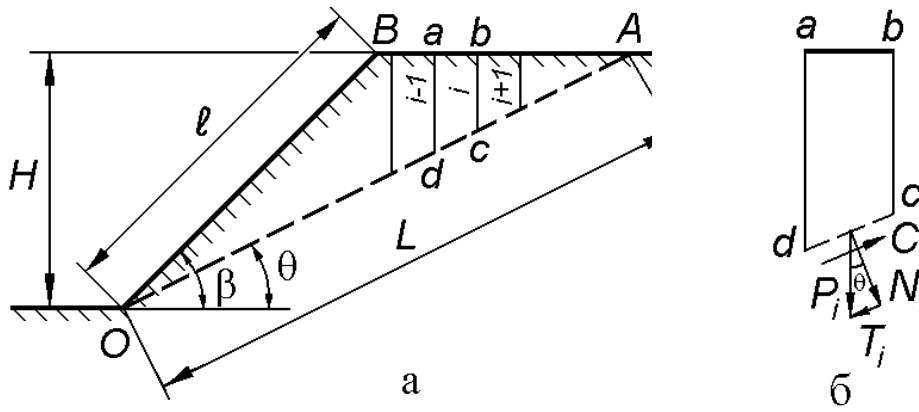


Рисунок 7.12 – Геометричні параметри укосу ґрунту (а) і силкові фактори, що діють по підшві відсіку (б)

Зазвичай при такому розрахунку не беруть до уваги розподіл нормальних напружень уздовж площини руйнування і вважають, що основне міцнісне співвідношення

$$\tau_{пр} = \sigma \operatorname{tg} \varphi + C \quad (7.9)$$

справедливе і для сил, що діють на ґрунтовий масив OAB , тобто

$$T = N \operatorname{tg} \varphi + FC, \quad (7.10)$$

де F – площа поверхні зсуву.

Розглядаючи i -й відсік $abcd$, розкладемо його вагу P_i на складові: нормальну $N_i = P_i \cos \theta$ і дотичну $T_i = P_i \sin \theta$ до площини зсуву. На підшві відсіку cd діє також сила зчеплення $C_i = \frac{CL}{n}$ (L – довжина лінії руйнування; n – кількість відсіків).

Якщо кількість відсіків велика, то нормальна сила N_i , ділена на площу одиничної ширини $\frac{1 \cdot L}{n}$, дає з прийнятним ступенем наближення нормальне напруження σ , а $\frac{nT_i}{L \cdot 1}$ дає τ .

З основного міцнісного співвідношення (7.9) для випадку граничної рівноваги i -го відсіку знаходимо

$$\frac{T_i n}{L} = \frac{N_i n}{L} \operatorname{tg} \varphi + C, \quad (7.11)$$

звідки

$$P_i \sin \theta = P_i \cos \theta \operatorname{tg} \varphi + \frac{CL}{n}. \quad (7.12)$$

Повторюючи цю операцію для всіх n відсіків і підсумовуючи, оскільки кут θ однаковий для всіх відсіків, отримуємо

$$P \sin \theta = P \cos \theta \operatorname{tg} \varphi + CL, \quad (7.13)$$

де $P = \sum_{i=1}^n P_i$ – загальна вага ґрунту над площиною руйнування одного метра ширини укосу.

Виходячи з рисунка 7.12, знаходимо геометричні параметри укосу:

$$L = \frac{H}{\sin \theta}, \quad \ell = \frac{H}{\sin \beta}. \quad (7.14)$$

Вагу масиву одиничної ширини над площиною руйнування можна визначити за формулою

$$P = \frac{\gamma_{\text{ГР}} H^2 \cdot 1}{2} \cdot \frac{\sin(\beta - \theta)}{\sin \beta \sin \theta}, \quad (7.15)$$

де $\gamma_{\text{ГР}}$ – питома вага ґрунту.

З формули (7.13) нескладно знайти

$$C = \frac{P(\sin \theta - \cos \theta \operatorname{tg} \varphi)}{L}, \quad (7.16)$$

а з формули (7.15) –

$$\gamma_{\text{ГР}} H = \frac{2P \sin \beta \sin \theta}{H \sin(\beta - \theta)}. \quad (7.17)$$

Використовуючи формули (7.14), (7.16) і (7.17), отримуємо безрозмірну величину

$$N_{\text{стійк}} = \frac{\gamma_{\text{ГР}} H}{C} = \frac{2 \sin \beta}{\sin(\beta - \theta)(\sin \theta - \cos \theta \operatorname{tg} \varphi)}, \quad (7.18)$$

що називається *фактором стійкості*.

Оскільки для даного ґрунту при певних умовах величини φ і C є постійними, з виразу (7.18) видно, що висота H , яку може мати цей укіс з кутом нахилу β , безпосередньо залежить від кута нахилу площини руйнування θ .

Щоб визначити критичну висоту $H_{кр}$, необхідно взяти похідну від фактора стійкості $N_{стійк}$ за θ .

Мінімуму $N_{стійк}$ буде відповідати критичний кут нахилу площини руйнування

$$\theta_{кр} = \frac{\beta + \varphi}{2}. \quad (7.19)$$

З огляду на це можна стверджувати, що руйнування відбудеться при висоті укосу $H_{кр}$, яка визначається фактором стійкості

$$N_{стійк} = \frac{\gamma_{ГР} H_{кр}}{C} = \frac{2 \sin \beta \cos \varphi}{\sin^2 \left(\frac{\beta - \varphi}{2} \right)}. \quad (7.20)$$

Для вертикального укосу $\left(\beta = \frac{\pi}{2} \right)$ в разі граничної рівноваги

$$N_{стійк} = \frac{\gamma_{ГР} H_{кр}}{C} = \frac{4 \cos \varphi}{1 - \sin \varphi} = 4 \operatorname{tg} \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{2} \right). \quad (7.21)$$

Отже, максимальна висота $H_{кр}$, при якій вертикальний укіс може зберігати стійкість без бокового кріплення, визначається формулою

$$H_{кр} = \frac{4C \cos \varphi}{\gamma_{ГР} (1 - \sin \varphi)} = \frac{4C}{\gamma_{ГР}} \operatorname{tg} \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{2} \right). \quad (7.22)$$

Крім розглянутого методу існує також метод розрахунку стійкості, коли поверхню ковзання приймають у вигляді дуги кола. Цей метод називають методом кругової поверхні ковзання.

7.6 Способи визначення опору порід зсуву в лабораторних умовах

Показники опору порід зсувальним зусиллям (кут і коефіцієнт внутрішнього тертя, зчеплення, кути і коефіцієнти зсуву) визначають у лабораторних і польових умовах.

На експериментальні дані про величину опору зсуву порід впливають умови проведення досліду: швидкість наростання зрізувального зусилля і характер попередньої підготовки зразків до проведення випробування.

Способи визначення показників опору порід зсуву в лабораторних

умовах поділяють на три групи:

- а) зсув шляхом прямого зрізу зразків;
- б) зсув в умовах одновісного напруженого стану;
- в) зсув в умовах тривісного напруженого стану.

Визначення показників опору порід зсуву шляхом прямого зрізу зразків проводять у спеціальних одно- та двоплощинних зрізних приладах. Найбільшого поширення набули одноплощинні прилади, оскільки умови проведення в них досліду найбільш наближені до деформацій зсуву ґрунту під спорудою, в укосах і т. ін. Серед таких приладів слід зазначити модернізований зсувний прилад Маслова-Лур'є ДГП-30, який використовують для випробувань піщаних і глинистих порід з природною і порушеною структурою. Для попереднього ущільнення зразків до комплекту приладу входять ванни-ущільнювачі ДГП-29.

Конструкція приладу ДГП-30 (рисунок 7.13) дає змогу виробляти зсув безпосередньо прикладенням до зразка зовнішнього зсувного зусилля або шляхом нахилу зрізувального пристрою з навантаженим зразком. Останній спосіб застосовують для порід, що мають низький опір зсуву.

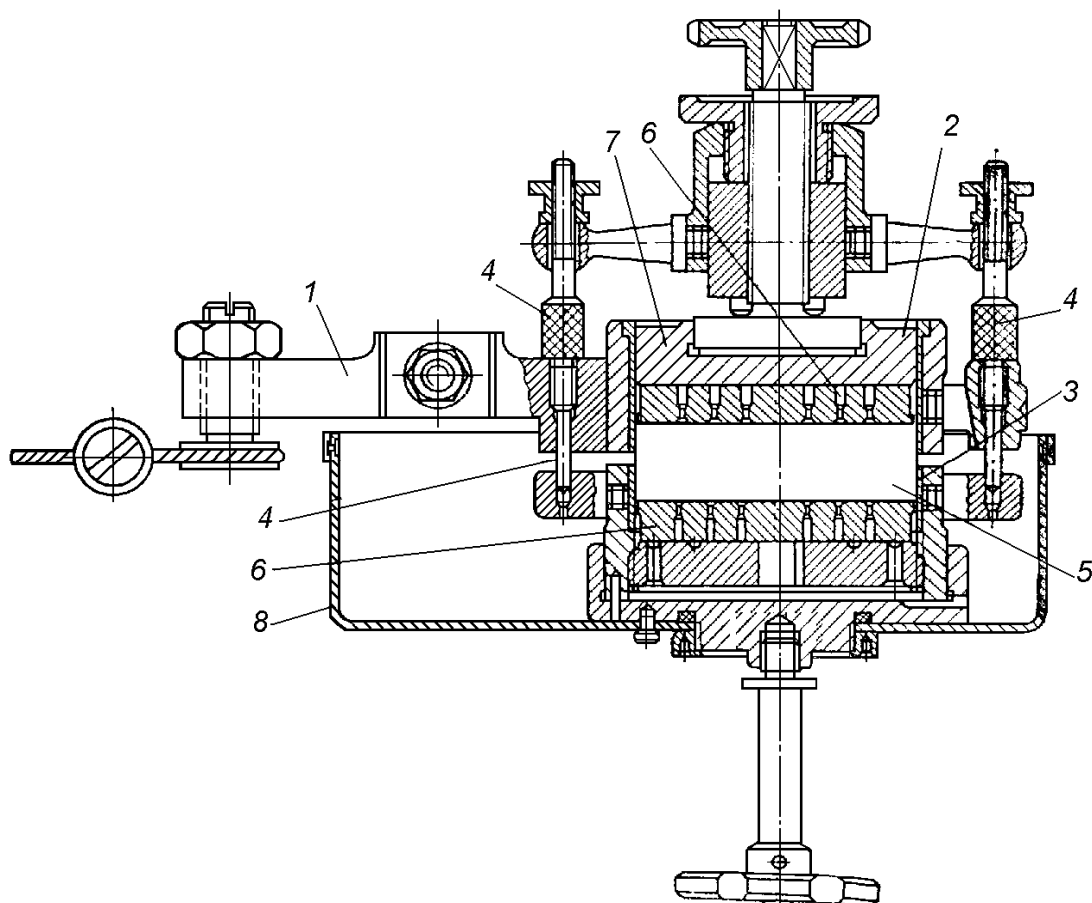


Рисунок 7.13 – Зрізувач приладу ДГП-30: 1–тяга горизонтального зусилля; 2–верхня рухома обойма для зразка породи; 3 – нижня нерухома обойма для зразка породи; 4–регулювальні гвинти для створення зазорів між обоймами; 5–зразок; 6–пористі вкладиші; 7–поршень для передачі вертикального тиску на зразок; 8 – ванна приладу, що заповнюється водою

Зріз роблять на двох-трьох зразках під декількома вертикальними навантаженнями.

Випробуваний зразок закладають у кільця рознімної обойми зрізувача, розміщеного на рухомій панелі приладу. Зсувне зусилля передається на верхню обойму зрізувача за допомогою спеціального коромисла з тягою. Вертикальний тиск на зразок передається через штамп механізмом, що складається з системи важелів з тягою.

На результати дослідів значно впливають попередня підготовка зразків досліду і хід самого досліду. При підготовці зразків з непорушеною структурою особливу увагу звертають на збереження їх природної структури та вологості.

Недолік цього способу визначення показників опору зсуву полягає в невідповідності напруженого стану зразків породи в приладі на поверхні їх зрізу тому стану, який виникає при руйнуванні породи в умовах тривісного стиску, що спостерігається в основі споруд. Проте він набув широкого застосування завдяки простоті і близькості одержуваних даних для деяких типів порід до даних, отриманих досконалішими способами.

Визначення показників опору зсуву в умовах одновісного напруженого стану здійснюють шляхом одновісного стиснення при відсутності бокового тиску.

Циліндричний зразок досліджуваної породи поміщають під прес приладу одновісного стиснення і, послідовно збільшуючи навантаження, доводять зразок до руйнування (рисунок 7.14, а), фіксують руйнівне навантаження $\sigma_{руйн}$ і кут відколу α .

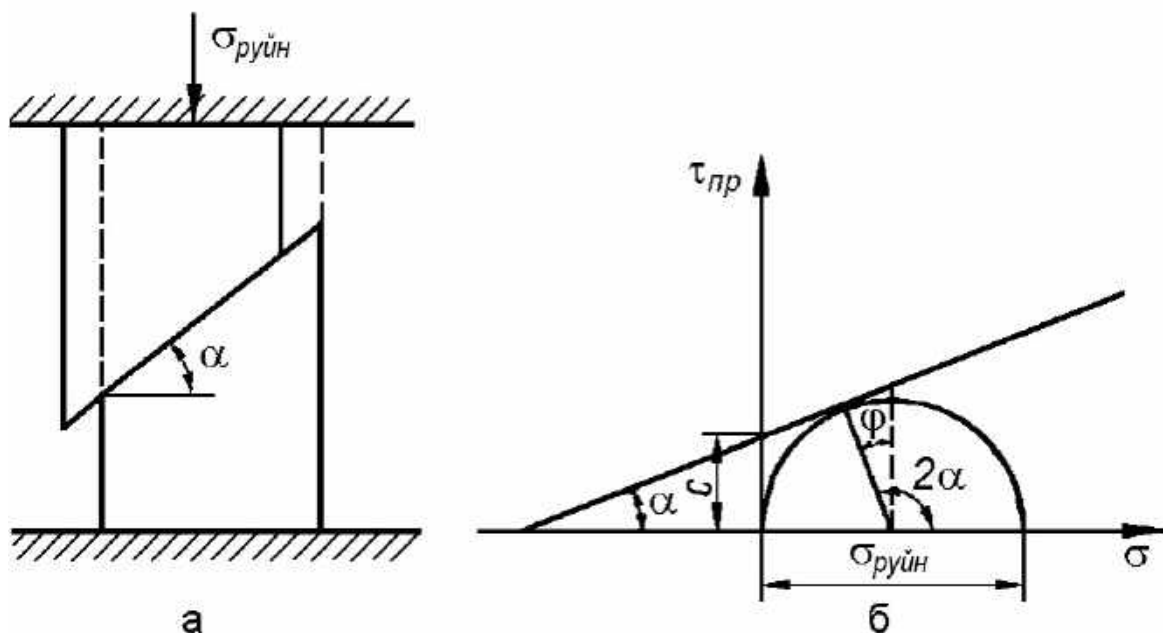


Рисунок 7.14 – Визначення показників опору зсуву при одновісному стисненні: а – схема досвіду на одновісне стиснення; б – діаграма міцності порід за даними досліду

За отриманими величинами визначають кут внутрішнього тертя і зчеплення:

$$\varphi = 2\alpha - 90^\circ; \quad C = \frac{\sigma_{руйн}}{2tg\alpha} = \frac{\sigma}{2tg\alpha\left(45^\circ + \frac{\varphi}{2}\right)} \quad (7.23)$$

Ці формули впливають з діаграми міцності порід (рисунок 7.14, б). Для її побудови по осі абсцис відкладають значення руйнівного навантаження $\sigma_{руйн}$ і, використовуючи його як діаметр, проводять окружність (коло Мора). З центру кола проводять радіус під кутом 2α до осі абсцис. У точці перетину радіуса з колом проводять дотичну, так звану *граничну обвідну*. Значення φ , C і $\tau_{пр}$ можуть бути визначені графічно, як показано на рисунку 7.14, б.

Зазначений спосіб застосовується до глинистих порід з крихким характером деформації руйнування. При пластичній деформації породи кут внутрішнього тертя приймають таким, що дорівнює нулю через незначну його величину, і тоді

$$C = \tau_{пр} = \frac{\sigma_{руйн}}{2}. \quad (7.24)$$

Недолік описаного способу полягає в тому, що він застосовується лише для невеликих тисків σ . При великих значеннях тисків зазначені вище закономірності порушуються у зв'язку з тим, що обвідна в області високих тисків має менший нахил. У цих випадках показники опору зсуву слід визначати за допомогою зрізних приладів або приладів тривісного стиснення.

Визначення показників опору порід зсуву при тривісному напруженому стані проводять за допомогою спеціальних приладів – стабілометрів. Суть цього способу полягає в роздавлюванні декількох зразків породи в стабілометрі при різних значеннях вертикального і бічного тиску. На основі цих даних будують діаграму міцності – кола Мора, як показано на рисунку 7.15.

Користуючись цією діаграмою, визначають кут внутрішнього тертя φ як кут нахилу дотичної до кіл і зчеплення C , що дорівнює відрізку, який відсікається на осі $\tau_{пр}$ дотичної.

Цей спосіб є більш досконалим, ніж попередній, оскільки умови досліду з руйнування зразка в приладі більш наближені до умов руйнування порід в основі багатопверхових житлових споруд. До недоліків цього способу можна віднести складність випробування зразків і необхідність багаторазового повторення досліду на декількох зразках.

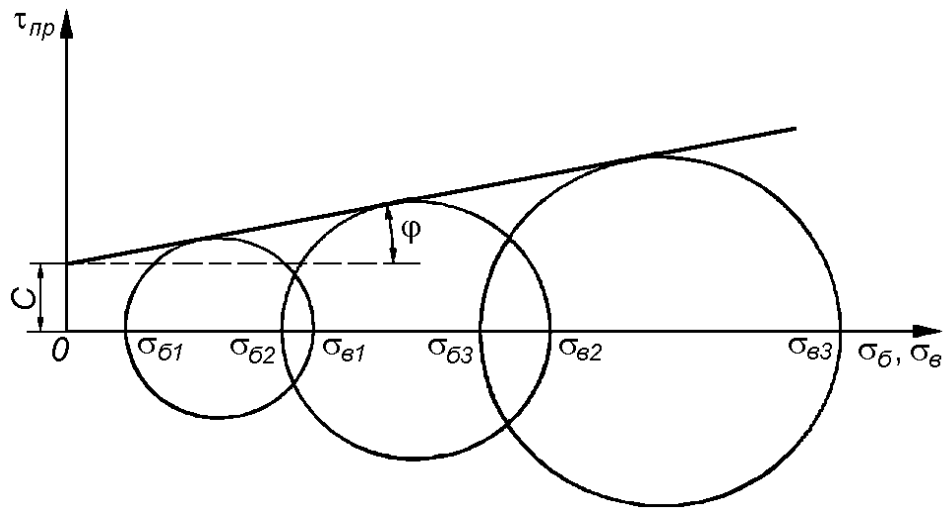


Рисунок 7.15 – Діаграма міцності при тривісному стисканні

Умови проведення робіт з визначення показників опору порід зсуву в лабораторних умовах повинні максимально моделювати напружений стан породи під спорудою. Методику визначення цих показників слід вибирати з урахуванням структурних особливостей породи і умов взаємодії зі спорудою. Для глинистих порід з міцними структурними зв'язками слід проводити дослід при одновісному або тривісному напруженому стані. Якщо передбачається випирання породи з-під подошви фундаменту споруди, то випробування рекомендується проводити в умовах тривісного напруженого стану.

Одноплощинний прямий зріз можна рекомендувати для випробування шаруватих порід з ослабленими зв'язками по площинах нашарування, за якими може статися дійсний плоский зсув під впливом споруди.

Залежно від характеру попередньої підготовки зразків до дослідів в приладах прямого зрізу розрізняють такі види зрізу:

1. *Зріз нормально ущільнених зразків.* Зразки випробуваної породи перед зрізом попередньо ущільнюють під різними вертикальними навантаженнями до повної консолідації (завершення ущільнення під дією певного навантаження). Зріз кожного ущільненого зразка виробляють під вертикальним навантаженням, що дорівнює тому, під яким він попередньо ущільнювався, тобто при зрізі $\sigma = \sigma_{пр.ущ}$. Зазвичай зрізають шість або дев'ять зразків під трьома різними навантаженнями (10, 30, 50 або 20, 40, 60 Н/см²).

2. *Зріз переущільнених зразків.* Випробовувані зразки ущільнюють під різними вертикальними навантаженнями до їх консолідації, а зрізають без вертикального навантаження або під меншими навантаженнями, тобто при зрізі $\sigma < \sigma_{пр.ущ}$.

3. *Зріз недоущільнених зразків.* Зразки попередньо не ущільнюють або ущільнюють протягом короткого часу, щоб не настала повна

консолідація. Зріз здійснюють під вертикальними навантаженнями зразків.

Опір зсуву в умовах завершеного ущільнення (зсуву нормально ущільнених зразків) являє собою найбільшу величину, яка характеризує можливий опір порід зсуву до кінця будівельного періоду, коли настає повна консолідація порід. Такий самий опір має порода твердої консистенції в природних умовах.

Опір зсуву в умовах незавершеного ущільнення (зсув недоущільнених зразків) характеризує можливий опір зсуву порід у початковий період будівництва, коли на породу передане не все проектоване навантаження, тобто коли до кінця будівництва не очікується повної консолідації порід в основі споруди.

Для визначення опору зсуву, викликаного зчепленням під різними вертикальними навантаженнями, за пропозицією Ф. П. Саваренського зсув переущільнених зразків проводять паралельно зі зсувом нормально ущільнених зразків.

7. 7 Способи визначення опору порід зсуву в польових умовах

Існують такі способи визначення опору порід зсуву в польових умовах:

- а) зріз моноліту породи у великому зрізному приладі;
- б) зріз ціликів породи;
- в) роздвалювання ціликів породи;
- г) обертальний зріз.

Зріз моноліту породи у великому зрізному приладі, в принципі, майже не відрізняється від лабораторного експерименту – прямого зрізу по фіксованій площині зрізу. Відмінність полягає в тому, що в польових умовах є можливість випробувати більший за розміром зразок, а це дуже важливо для однорідних нешаруватих піщано-глинистих порід, що містять дрібні включення, випробування яких у лабораторних умовах практично неможливе.

Для проведення дослідів з визначення опору порід зсуву в польових умовах є ряд приладів. Схему одного з них – приладу для польових випробувань на зріз, розробленого в Дніпропетровському інституті інженерів транспорту, – наведено на рисунку 7.16.

Хід досліду і оброблення результатів випробувань аналогічні випробуванню в зрізальному приладі в лабораторних умовах.

При *зрізі ціликів породи* схема способу визначення опору порід зсуву в польових умовах нічим не відрізняється від зрізу моноліту, описаного вище. У гірничій виробці або на оголенні залишають великі цілики породи, які за розмірами і формою підганяють до обойми приладу для польових випробувань. Обойму надягають на цілик, а потім через поршень і обойму на нього передають вертикальне і горизонтальне навантаження. Цілики однієї і тієї ж породи зрізують при різних вертикальних тисках. Найпростішу

схему такого приладу показано на рисунку 7.17.

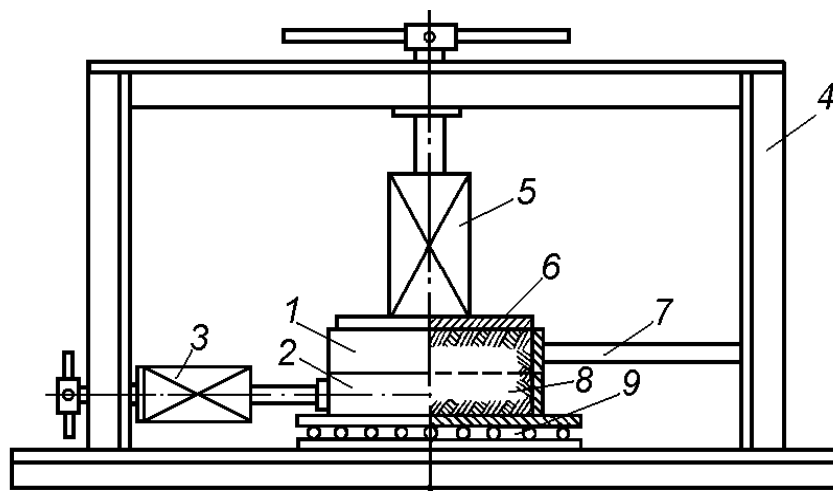


Рисунок 7.16 – Схема приладу для польових випробувань порід на зріз: 1 – верхня нерухома обойма; 2 – нижня рухома обойма; 3 – горизонтальний домкрат з динамометром; 4 – упорна силова рама; 5 – вертикальний домкрат з динамометром; 6 – шамп; 7 – упор для нерухомої обойми; 8 – монолітний зразок породи; 9 – основа приладу з кульками

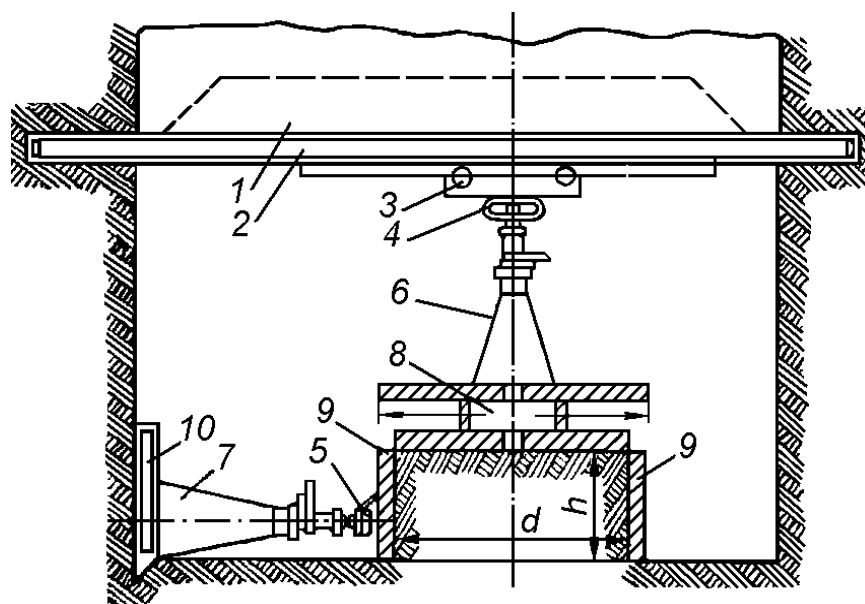


Рисунок 7.17 – Схема приладу для проведення випробувань цілика породи на зсув: 1 – вантаж; 2 – упорна балка; 3 – візок; 4, 5 – динамометри; 6, 7 – домкрати; 8 – штамп; 9 – обойми; 10 – упорна плита

Для вивчення опору зсуву глинистих порід, що містять щебінь, застосовують *спосіб роздавлювання ціликів породи*. У масиві випробуваної породи вирізають призму квадратного перерізу і руйнують її під вертикальним навантаженням в умовах вільного бічного розширення. Сторона квадрата повинна бути не менше 0,4 м і в 5–6 разів перевищувати розмір найбільш великих включень, а відношення висоти призми роздавлювальної породи до її ширини має бути не менше 1,5.

Навантаження на призму передають ступенями поступово до руйнування призми. Для отримання більш достовірних значень показників зсуву зазвичай проводять кілька дослідів і підраховують середні значення кута внутрішнього тертя і зчеплення.

Опір зсуву обчислюють за формулою

$$\tau = \frac{Q}{F}, \quad (7.25)$$

де Q – максимальне вертикальне навантаження, при якому сталося руйнування, Н; F – площа основи призми, см².

При пластичному типі руйнування призми значення кута внутрішнього тертя φ приймають таким, що дорівнює нулю, а зчеплення $C = \tau_{пр}$.

При руйнуванні глин твердої і напівтвердої консистенції відбувається розтріскування призми, утворення площин ковзання. При правильній підготовці верхньої площини призми (повинна бути строго витримана паралельність робочої площини штампа і верхньої площини призми) тріщини розсікають цілик по діагоналі. Заміряють кут α між горизонтальною площиною і тріщинами, що утворилися при роздавлюванні призми, а потім показники зсуву обчислюють за формулами

$$\varphi = 2\alpha - 90^\circ, \quad C = \frac{Q}{2F \operatorname{tg}\left(45^\circ + \frac{\varphi}{2}\right)}. \quad (7.26)$$

Використовуючи метод *обертального зрізу (крильчаткою)*, визначають опір порід зсуву у свердловинах на глибині до 20 м. Цей спосіб застосовують для випробування слабких однорідних порід, що не містять великих включень: мулів, пластичних глин, сучасних алювіальних відкладень (суглинків, супісків). Випробування проводять за допомогою крильчастого зонда, що складається з двох або чотирьох різальних лопатей з міцної листової сталі (рисунок 7.18).

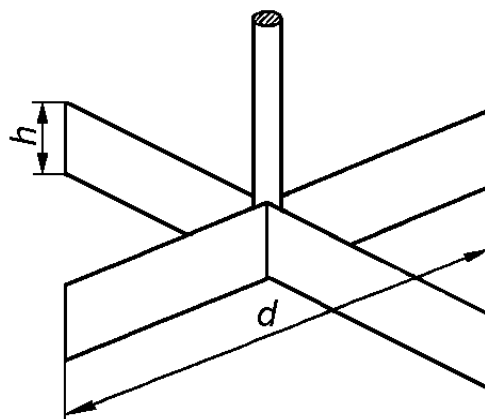
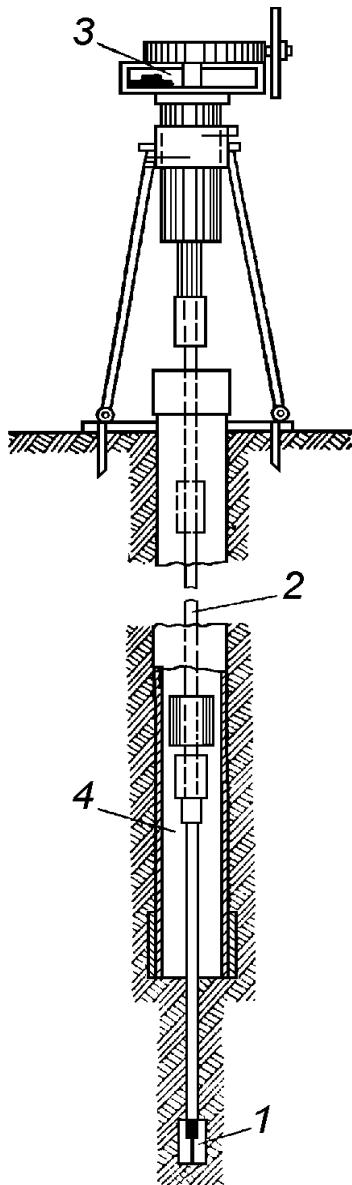


Рисунок 7.18 – Крильчастий зонд

За допомогою штанг зонд вдавлюють у випробувану породу на глибину не менше 0,3...0,5 м нижче вибою свердловини (рисунок 7.19), а потім крильчатку повертають і заміряють крутний момент. Поворот крильчаток викликає зріз певного обсягу породи, що має форму циліндра. Опір зсуву розраховують за формулою

$$\tau_{пр} = \frac{M}{1,57d^2 \left(h + \frac{d}{3} \right)}, \quad (7.27)$$



де M – крутний момент, Н·см; d – діаметр циліндра обертання, що дорівнює подвійній довжині лопаті, см; h – висота циліндра обертання (висота лопаті), см.

Випробування повторюють кілька разів через 1 м по глибині свердловини.

Нині розроблені нові конструкції крильчастих зондів, що дозволяють проводити обертальний зріз у свердловинах зі створенням нормального тиску.

Випробування проводять в одній свердловині в межах досліджуваного шару через кожні 0,3...0,5 м, завдяки чому можна не тільки визначати силу опору зсуву $\tau_{пр}$, але і встановлювати залежність її від нормального тиску σ , а також обчислювати кут внутрішнього тертя φ і зчеплення C .

Рисунок 7.19 – Загальна схема установки для обертального зрізу породи у свердловині:

- 1 – крильчастий зонд; 2 – штанги;
- 3 – операторський столик;
- 4 – свердловина, укріплена обсадними трубами

8 ФІЗИКО-МЕХАНІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ РОДЮЧИХ ҐРУНТІВ

Деякі процеси, що протікають у родючих ґрунтах, визначаються їх фізико-механічними властивостями, що виявляються при впливі зовнішніх навантажень і поділяються на деформаційні, міцнісні і реологічні.

Деформаційні властивості характеризують поведінку родючих ґрунтів при навантаженнях, що не приводять до їх механічного руйнування. До них належать стисливість, просадочність, консолідація (ущільнення).

Міцнісні властивості міцності характеризують поведінку родючих ґрунтів при навантаженнях, що викликають їх руйнування – зсув, розрив.

Реологічні властивості характеризують поведінку родючих ґрунтів під тиском в часі. До них належать в'язкість, пластичність, тиксотропність.

Поняття "фізико-механічні властивості" в науці про ґрунти має більш широкий діапазон застосування, ніж у механіці, геології, ґрунтознавстві. До фізико-механічних властивостей в науці про ґрунти відносять також набухання, усадку, липкість, тобто властивості високодисперсних систем, які виявляються без механічних впливів з боку.

Вивчення фізико-механічних властивостей родючих ґрунтів важливо не тільки з позицій розуміння механізмів фізичних процесів, що протікають у них, але має велике прикладне значення для сільського господарства. Фізико-механічні властивості визначають умови оброблення родючих ґрунтів, дають можливість отримати кількісні оцінки енергетичних витрат на їх оброблення і вибрати оптимальні терміни польових робіт, при яких найменшою мірою деформуються родючі ґрунти і оброблення проводять з найменшими витратами пального.

8.1 Деформаційні властивості родючих ґрунтів

Стисливість родючих ґрунтів під навантаженням відбувається при їх механічному обробленні. Особливо гостро необхідність вивчення цього питання постала зараз, коли на полях використовують важку сільсько-господарську техніку і відбувається активне ущільнення поверхневих горизонтів родючих ґрунтів.

Стисливість родючих ґрунтів визначається їх мінералогічним і гранулометричним складом, характером порозності і тріщинуватості, оструктуреністю ґрунтів і міцністю структури, складанням і орієнтацією глинистих частинок, їх розміром і формою, вологістю ґрунтів і гідрофільністю колоїдної фракції.

Наявність у родючих ґрунтах мінералів монтморилонітової групи і високий вміст органічних речовин обумовлюють можливість їх значного ущільнення при зовнішніх навантаженнях. Висока вихідна пористість ґрунтів є показником можливості досить великого ущільнення ґрунтів при обробленні їх важкою технікою.

Стисливість ґрунтів призводить до зменшення загальної порозності,

до змін розмірів і форм пор, розмірів і форм структурних окремоностей. Дослідами встановлено, що стисливість викликає переорієнтацію тонкодисперсних мінеральних частинок, внаслідок чого вони набувають більш досконалої орієнтації.

Стисливість характеризується *коефіцієнтом стисливості (компресії, або ущільнення) a* , який у зоні низьких тисків, що відзначаються в ґрунтових горизонтах, дорівнює тангенсу нахилу компресійної кривої.

Стисливість ґрунту – не повністю оборотна деформація. При багатозразових навантаженнях компресійна крива має вигляд петлі, що обумовлено руйнуванням структурних зв'язків і накопиченням залишкової деформації. Максимальна залишкова деформація відповідає особливостям фізичних і хімічних властивостей конкретних родючих ґрунтів і дає змогу прогнозувати мінімальну прозорність при різних видах оброблення в реальних умовах, тобто їх максимально можливе ущільнення.

Окремим випадком прояву стисливості ґрунтів є просадочність.

Осіданням називається зниження поверхні родючих ґрунтів унаслідок зменшення їх пористості і розчинення солей, що містяться в них при замочуванні.

З цим явищем пов'язують такі форми рельєфу, як степові блюдця, поди. Особливо істотними є осідання на льосових ґрунтах при введенні їх у зрошуване землеробство, що пояснюється високою пористістю порід, малого гідрофільності, виносом легкорозчинних солей, які є "скліючими" речовинами для їх структури.

Просадочність ґрунтів може в деяких випадках створювати значну іригаційну строкатість мікрорельєфу на зрошуваних масивах, що викликає перерозподіл поливних вод на поверхні поля, створює мозаїку зволоження і може привести до формування комплексності ґрунтового покриття.

Все це ускладнює оброблення родючих ґрунтів та сільськогосподарську експлуатацію зрошуваних площ, створює строкатість посівів, знижує ефективність зрошення.

8.2 Міцність родючих ґрунтів

Зв'язність характеризує здатність ґрунту чинити опір розривному зусиллю, яке прагне роз'єднати механічні елементи, тобто визначає властивість взаємного зчеплення частинок ґрунтів.

Зв'язаність необхідно враховувати при оцінюванні таких важливих виробничих характеристик ґрунту, як питомий опір, зчеплення. Цей показник характеризує міцність структури, що також важливо знати при оцінюванні меліоративних характеристик ґрунтів.

Зв'язність залежить від гранулометричного і мінералогічного складу ґрунтів, кількості і складу "склеювальних" компонентів, обмінних основ, вмісту органічної речовини, вологості. Обумовлена вона явищами адсорбції, когезії, цементації.

Найбільшу зв'язність мають ґрунти, в основі яких є монтморилонітові глини. У міру полегшення гранулометричного складу ґрунтів і збільшення частки в них каолініту міцність структурних зв'язків знижується, зменшується і їх зв'язність.

Оструктурування ґрунтів, збільшуючи міцність окремих агрегатів, у цілому зменшує зв'язність ґрунтів, полегшує їх оброблення, оптимізує розвиток корневих систем. Збільшення концентрації електролітів у ґрунтового розчині сприяє коагуляції і знижує зв'язність ґрунтів. У той же час присутність соди і збільшення частки натрію в ґрунтовому поглинальному комплексі сприяють пептизації частинок і збільшенню зв'язності ґрунтів. Цим обумовлена висока зв'язність солонців і багатьох злитих ґрунтів.

Найбільшою мірою на зв'язність ґрунтів впливає вміст у них води.

Монтморилонітові ґрунти при природній вологості мають зв'язність близько $100\text{...}500 \text{ Н/см}^2$, при сильному висушуванні вона збільшується до $2000\text{...}2500 \text{ Н/см}^2$.

Таким чином, максимальна зв'язність характерна для сухих злитих ґрунтів. Зв'язність у них визначається явищами *когезії* – злипанням однорідних за своєю хімічною природою частинок завдяки безпосередній взаємодії їх поверхонь, обумовленій енергією поверхневого натягу при дегідратації.

Вплив органічної речовини на зв'язність ґрунтів є двояким. Гумус збільшує зв'язність піщаних ґрунтів і знижує у глинистих внаслідок збільшення їх агрегованості і зниження площі зіткнення.

З міцністю зчеплення ґрунтових частинок тісно пов'язана твердість ґрунтів. Твердістю називається властивість ґрунту в природному заляганні чинити опір стисненню і розклинюванню. Вимірюється твердість за допомогою твердомірів, Н/см^2 .

При одній і тій же щільності твердість ненабрюкаючих ґрунтів залежно від вологості може істотно змінюватися. Твердість ґрунтів обумовлена тими самими характеристиками, що і зв'язність (мінералогією, дисперсністю, наявністю електролітів, складом обмінних основ, вмістом гумусу, вологістю). Її оцінюють вже при польовому описі. Виділяють такі градації: пухкий, щільний, твердий, дуже твердий ґрунт.

Твердість ґрунтів змінюється в дуже широких межах: від 50 до 600 Н/см^2 і вище (таблиця 8.1).

Найбільшою твердістю в сухому стані характеризуються злиті ґрунти і солонці. Оцінюючи твердість генетичних горизонтів як найбільш тверді, можна виділити солонцеві, злиті, ілювіальні горизонти, плужну підшову, ґрунтові кори.

Твердість ґрунтів визначає тягове зусилля сільськогосподарських знарядь. Силу тяги, віднесену до одиниці робочої площі обробного знаряд-

дя, називають *питомим опіром*.

Таблиця 8.1 – Твердість різних ґрунтів

Ґрунт	Гранулометричний склад	Вологість, %	Твердість, Н/см ²
Сірий льосовий	Супісок	7...10	250...200
Дерново-підзолистий	Легкий суглинок	20...30	180...130
Чорнозем типовий	Суглинок	20...25	250...200
Чорнозем звичайний	Важкий суглинок	20...25	400...300
Чорнозем звичайний	Важкий суглинок	13...16	650...600
Солонець	Легка глина	6,2	873

Питомий опір ґрунтів змінюється зі зменшенням і збільшенням їх вологості, стаючи мінімальним у деякому оптимальному діапазоні вологості, характерному для кожного ґрунту.

Твердість у полі зазвичай встановлюють візуально, розрізняючи такі ступені щільності ґрунту:

а) пухкий – обсипається зі стінок розрізу від дотику ножа, що легко проникає в ґрунт;

б) пухкуватий – обсипається менше попереднього, ґрунтовий розріз без утруднення ріжеться лопатою, ніж добре проникає в ґрунт;

в) ущільнений (щільнуватий) – задовільно ріжеться лопатою і ножем, ніж заледве входить у ґрунт;

г) твердий – насилу ріжеться лопатою, стінки розрізу дуже щільні, ніж заледве входить у ґрунт;

д) дуже твердий – слабо піддається дії лопати, ніж лише залишає рису, не проникаючи в ґрунт; ця ступінь твердості характерна для ілювіальних горизонтів сильно солонцюватих ґрунтів, солонців і для деяких випадків підзолів.

При зниженні вологості різко збільшується твердість ґрунтів, зростає їх питомий опір, збільшуються енергетичні витрати на оброблення. При підвищенні вологості збільшується липкість ґрунтів, зростає сила зчеплення ґрунтових частинок з поверхнею обробних знарядь, що також

приводить до збільшення питомого опору. При підвищеній вологості не відбувається кришіння ґрунту й утворення агрономічних цінних агрегатів, відбувається заглиблення ґрунтів.

Оброблення сухих ґрунтів розпорошує ґрунт, що знижує їх протиерозійну стійкість і суттєво погіршує поверхневі властивості.

Питомий опір чорноземів у діапазоні оптимальної вологості, за даними А. Ф. Проніна, коливається в межах 2,5...6,4 Н/см² (таблиця 8.2).

Таблиця 8.2 – Питомий опір чорноземів

Гранулометричний склад ґрунтів	Кількість визначень	Варіювання вологості, %	Питомий опір, Н/см ²
Супіщані	94	7...22	3,0
Легкосуглинисті	152	12...22	3,3
Середньо-суглинисті	190	14...23	3,6
Важкосуглинисті	140	15...26	5,0
Глинисті	74	16...26	6,4

Питомий опір ґрунтів у природних умовах має діапазон від 2 до 12 Н/см².

Питомий опір ґрунтів у діапазоні вологості 30...70 % від загальної вологоємності знаходиться в прямій залежності від їх твердості. Це дозволяє в розрахунках використовувати показники твердості ґрунтів, адже визначення питомого опору – досить складний процес.

8.3 Реологічні властивості родючих ґрунтів

Однією з головних реологічних властивостей ґрунтів є їх пластичність.

Пластичністю називають здатність ґрунтів змінювати свою форму (деформуватися) під дією зовнішніх сил (без розривів і тріщин) і зберігати отриману форму після припинення механічного впливу.

Пластичність визначає консистенцію ґрунту – ступінь рухливості частинок, із яких складається ґрунт, під впливом механічної дії при різній вологості.

Виділяють кілька форм консистенції:

- а) тверда – ґрунт має властивості твердого тіла, непластичний;
- б) напівтверда – перехідний стан між твердим і пластичним тілом;
- в) в'язкопластична – ґрунт має пластичність, але не прилипає до

інших тіл;

г) липкопластична – ґрунт має пластичність і прилипає до інших тіл;

д) в'язкотекуча – ґрунт може розтікатися товстим шаром;

е) рідкотекуча – ґрунт може розтікатися тонким шаром.

У звичайних умовах для ґрунтів характерні перші чотири форми консистенції. Однак у деяких ґрунтах із сильним перезволоженням в окремі періоди спостерігаються і текучі стани. Вони визначають *рухливість* (*повзучість*) ґрунтів – здатність їх у перезволоженому стані текти під впливом власної маси.

Плинність ґрунтів активно виявляється в тундрі, а також на схилах у зонах виклинювання ґрунтових вод. При цьому створюються специфічні соліфлюкційні форми рельєфу.

Окремий випадок плинності – тиксотропність, коли перезволожені ґрунти набувають плинності при механічному впливі і знову переходять до твердого стану в спокої. Подібне явище обумовлює високу вразливість тундрових ландшафтів, коли навіть при невеликих механічних впливах відбувається сповзання тиксотропних мас по водоупорам і на поверхню виходять мерзлі неродючі ґрунти. Певний вплив надає плинність (*повзучість*) і на розвиток ерозійних процесів на схилах.

Умовними характеристиками консистенції ґрунтів є *константи Амтерберга*:

1) верхня границя пластичності, або границя плинності, – масова вологість ґрунтів, при якій стандартний конус під дією власної маси (76 г) занурюється в ґрунтовий зразок на 10 см;

2) нижня границя пластичності – межа між напівтвердим і пластичним станами ґрунту – масова вологість, при якій зразок можна розкатати в джгут діаметром 3 мм без утворення розривів і тріщин;

3) число пластичності – різниця між числовим виразом верхньої і нижньої границь пластичності.

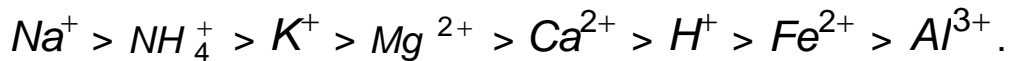
Число пластичності показує діапазон вологості, в якому проявляються пластичні властивості ґрунтів.

Пластичність визначається гранулометричним складом і формою частинок, з яких складається ґрунт. Пластичність глин удвічі більше пластичності суглинків і втричі більше пластичності супісків. Піски майже непластичні. Числа пластичності для них відповідно дорівнюють 35...40, 10...20, 5...10 і 0.

Найбільшу пластичність мають набухлі частинки пластинчастої і лускатої форм. За інших однакових умов ґрунти, що мають у мулистій фракції монтморилонітові мінерали, завжди будуть більш пластичними, ніж ґрунти з переважанням каолініту.

Пластичність залежить від складу поглинених основ, адже вони визначають ступінь гідратації ґрунтів. Збільшення вмісту солей у ґрунтовому розчині зменшує товщину дифузійного шару, знижує число пластичності. Таким чином, показники консистенції ґрунтів можуть дати

інформацію про гідрофільність глинистої фракції, яку визначають так:



Збільшення в ґрунтах речовин з позитивною адсорбцією (коагулянтів) зменшує їх липкість, з негативною – збільшує.

Липкість ґрунтів тісно пов'язана з гранулометричним складом, оструктуреністю ґрунтів, їх складанням. Все це визначає характер і властивості поверхні поділу ґрунтів – площину предмета. Диспергування на будь-якому рівні збільшує площу внутрішньої поверхні, підсилює гідрофільність ґрунтів, викликає зростання їх липкості.

Так, липкість пісків і супісків (за інших однакових умов) дорівнює 0,2...0,3 Н/см², покривних суглинків – 0,6 Н/см², глин – 5...6 Н/см², мінеральних частинок менше 1 мкм – 10...11 Н/см².

Обезструктурування ґрунтів, порушення їх складання також збільшують липкість.

Липкість визначає таку важливу виробничу властивість ґрунтів, як їх фізична сплість.

Фізична сплість ґрунтів визначається рівнем зволоження, при якому зникає здатність ґрунтових частинок прилипати до сільськогосподарських знарядь, але виникає здатність самоагрегуватися.

Нижня границя фізичної сплості для різних ґрунтів різна, отже, липкість ґрунтів визначає оптимальні терміни і умови проведення польових робіт на конкретних ґрунтових різницях. Раніше всіх досягають стану фізичної сплості ґрунти легкого гранулометричного складу і гумусовані чорноземи.

Велике значення для характеристики липкості ґрунтів мають такі зовнішні фактори, як потужність і маса сільськогосподарських знарядь, швидкість їх руху на полі, стан їх поверхні, матеріал, з якого виготовлені різальні частини. Урахування ґрунтових і зовнішніх чинників, що визначають прилипання ґрунтів, є важливим резервом економії енергетичних ресурсів при плануванні і проведенні польових сільськогосподарських робіт.

Набухання – це збільшення об'єму ґрунту або його окремих структурних елементів при зволоженні.

В основі набухання лежить властивість колоїдів сорбувати воду і утворювати гідратні оболонки навколо мінеральних і органічних частинок, розсуваючи їх. Чим більше внутрішня поверхня ґрунтової маси, чим більше водоутримувальна здатність ґрунтових частинок, тим більш потужну плівку вони можуть створювати навколо себе, тим більше набухаємість такої системи.

Однак основним у набуханні ґрунтів є не стільки дисперсність мінеральної основи, скільки її мінералогічний склад.

Тришарові мінерали з рухомими кристалічними ґратами обумовлюють не тільки поверхневу сорбцію води, але і надходження її в міжпакетний простір. При цьому відстань між пакетами може збільшуватися від 0,96 до 2,14 мкм, тобто об'єм може зростати вдвічі.

Процес, зворотний набуханню, називається усадкою. Він характеризується зменшенням об'єму ґрунтів при їх висиханні і дегідратації.

Здатність ґрунтів до набухання (усадки) характеризується такими параметрами:

1. *Ступінь набухання (усадки)*, який вимірюється за зміною об'єму зразка ґрунту при зволоженні (висиханні) і виражається у відсотках від початкового об'єму.

2. *Вологість набухання* – вологість у відсотках, при якій припиняється набухання.

Вологість набухання залежить від початкової вологості ґрунту: чим вона нижча, тим вище вологість набухання, тим більше ступінь набухання. Отже, переосушення ґрунтів збільшує амплітуду об'ємних змін, пов'язаних із набуханням і усадкою, що викликає збільшення тиску набухання.

3. *Тиск набухання*, який з'являється у ґрунті при неможливості або обмеженості об'ємних деформацій усередині ґрунтового профілю.

Він може бути виміряний за допомогою зовнішнього навантаження і дорівнювати силі, при якій не відбуватимуться зміни об'єму при зволоженні. Між ступенем і тиском набухання існує пряма залежність.

4. *Деформаційні напруження*, що виникають у ґрунті при висушуванні та сприяють утворенню тріщин на поверхні ґрунтів і структурних окремоностей.

Набухання і усадка тією чи іншою мірою спостерігаються у всіх ґрунтах, але найбільшою мірою вони характерні для злитих ґрунтів і солонців, що і визначає їх вкрай несприятливі фізичні властивості. Високе набухання злитих смектитових ґрунтів є діагностичною ознакою і створює їх специфічний вигляд і структуру.

Високі тиски, що з'являються всередині ґрунту при його зволоженні і набуханні, призводять до випирання маси ґрунтів і утворення кочкуватого мікрорельєфу – *гільгаї*.

При висиханні напруження розриву викликають розтріскування ґрунтів і утворення масивних злитих тумб і брил, дуже щільних і твердих. Глибока тріщинуватість сприяє перемішуванню ґрунто-вої маси (частинки з поверхні падають у тріщини) і приводить до формування потужного, але недиференційованого профілю.

Дисперсність і високий вміст у ґрунтах гідрофільних смектитових колоїдів, насичених натрієм, що відзначаються в солонцях і солонцевих горизонтах, викликають ті ж ефекти набухання та усадки і обумовлюють утворення щільної брилуватої, тріщинуватої структури.

Колоїдні частинки, насичені натрієм, за даними К. К. Гедройца, можуть поглинати води до 100 %.

Набухання ґрунтів збільшується і зі збільшенням ємності катіонного обміну в лужному середовищі. Насичення ґрунтового поглинального комплексу дво- і тривалентними катіонами знижує набухання (усадку) і покращує фізичні властивості ґрунтів.

Набухання (усадка) пов'язане також із вмістом у ґрунтах солей. Збільшення кількості електролітів сприяє коагуляції колоїдів і знижує набухання ґрунтів, вимивання солей диспергує ґрунт і підвищує його набухання.

Органічна речовина двояко впливає на процеси набухання – усадки. Самі по собі гумусові кислоти – дуже гідрофільні колоїди, отже, вони повинні обумовлювати високе набухання ґрунтів. Це і спостерігається в тому випадку, якщо вони дисперговані і насичені натрієм. В інших ґрунтах, там, де добре розвинена агрегованість ґрунтів, гумусові речовини, огортаючи структурні окремоності, не дозволяють проникати воді в агрегати і тим самим перешкоджають набуханню мінеральної основи.

У процесі ґрунтоутворення дуже важливі цикли набухання та усадки, пов'язані з циклами зволоження – висушування. Однак залежно від амплітуди процесу вони мають двоякий вплив.

При малих амплітудах вони сприяють формуванню дрібногрудкуватої структури, викликаючи розтріскування ґрунтів у міру їх висушування, сприяють самомульчуванню поверхні ґрунтів, руйнують ґрунтові кірки, сприяючи поліпшенню водно-повітряних властивостей ґрунтів.

При великих амплітудах зволоження цикли набухання та усадки, багаторазово повторювані в природних умовах і при зрошенні, сприяють руйнуванню структури ґрунтів. Це пов'язано з переорієнтацією і перепакуванням частинок мінеральної основи, яка стає більш упорядкованою, більш щільною.

Крім того, велика амплітуда циклів набухання та усадки, руйнуючи структурні зв'язки, підвищує ступінь набухання ґрунтів і тиск набухання. За даними Д. С. Горячевої, після багаторазового зволоження – висушування набухання глин збільшилося з 8 до 16 %, а тиск набухання зріс з 5 до 10 Н/см².

Фізико-механічні властивості ґрунту важливо враховувати при різних видах використання ґрунтів і ґрунтового покриву: при механічному обробленні ґрунту в землеробстві, при використанні ґрунтів як основи для споруд, при дорожньому і аеродромному будівництві, при використанні ґрунту як будівельного матеріалу, в гідротехніці при будівництві каналів і водосховищ, при гідротехнічній меліорації ґрунтів (іригація і дренаж) і т. ін.

Сприятливі фізико-механічні властивості сприяють здешевленню всіх видів використання ґрунтів, у тоді як несприятливі можуть істотно здорожити його і в ряді випадків унеможливити. Їх необхідно враховувати при проектуванні і виробництві сільськогосподарських машин, дорожньо-будівельних машин та іншої техніки.

9 ҐРУНТОВІ ПРОЦЕСИ ТА РЕЖИМИ

9.1 Просадочні явища

Процеси просадочних деформацій на відміну від деформацій стиску мають провальний або провальньо-ступінчатий характер. Якщо при деформаціях стиску ґрунтів структура перебудовується поступово в умовах зближення скелетних елементів і ущільнення глинистої субстанції, то просадочна деформація відбувається інакше.

Вона спостерігається лише в тих природно недоущільнених ґрунтах, в яких скелетні елементи різко переважають за об'ємом глинисту речовину та утворюють ніби каркасну сітку, що вміщає значні об'єми великої пористості.

Руйнування таких каркасних систем при замочуванні, лавинний або чітко ступінчастий вихід значних об'ємів цієї надлишкової "неструктурної" пористості – суть просадочної деформації. Зрозуміло, процес цей досить складний, тому що відображає вплив багатьох конкретних (для кожного виду ґрунту) факторів. Він виявляється найбільш чітко, швидко і буває значним у льосах, природне недоущільнення яких знаходить своє вираження в наявності великих об'ємів крупної, так званої активної, просадочної пористості.

Процеси просадочних деформацій характеризуються явищами осідання, тобто відчутного опускання поверхні товщі льосових порід. Такі просадочні "блюдця" (або мульди) зазвичай мають локальний характер. Це пояснюється наявністю окремих осередків витoku або замочування, нерівномірністю цих процесів, нерівномірним розподілом просадочних різниць льосових порід у розрізах і по площі.

Слід розрізняти природні та інженерно-геологічні явища просадок. Перші можливі лише в тих місцях, де в складі льосових порід містяться досить помітні за потужністю підгоризонти сильно просадочних льосів (більше 3 м). При цьому мається на увазі здатність таких порід до просадочних деформацій при побутових тисках (рисунок 9.1).

Прикладами природних явищ просадки є просадочні "блюдця", що фіксуються у складі замкнених знижень на плоских вододільних ділянках межиріч Північного Причорномор'я.

Необхідно зазначити, що лише деякі невеликі і найдрібніші зниження, іменовані подами, є істинними просадочними "блюдцями". Серед подів частіше зустрічаються зниження, успадковані від окремих ділянок гідрографічної мережі, або відшнуровані "посухи" поблизу морського узбережжя.

У більш північних районах України численні дрібні замкнуті зниження можуть бути навіть не пов'язані з ділянками, що мають льосовий покрив, тобто їх походження є наслідком не осідання, а суфозії або термокарсту.



Рисунок 9.1 – Природні явища осідання

Значно частіше фіксуються осідання як інженерно-геологічні явища. Осідання і пов'язані з ними просадочні деформації різних споруд (житлових і промислових будівель, штучних споруд, доріг, іригаційних каналів) фіксуються в південних і центральних районах України (рисунок 9.2).



Рисунок 9.2 – Інженерно-геологічні явища осідання

Відомо, що умови взаємодії споруди і геологічного середовища конкретні: вони залежать від характеру споруди, з одного боку, і від характеру геологічного середовища – з іншого. Зокрема, інженерно-геологічне явище осідання обумовлено не тільки величиною додаткового тиску, переданого спорудою на льосову товщу, але і будовою цієї товщі, характером розташування в ній елементів з різним ступенем просадочності і водопроникності, нарешті, умовами замочування цієї товщі.

9.2 Обвали

Найбільш катастрофічне руйнування гірських порід під впливом сили тяжіння на крутих схилах виявляється у вигляді обвалів і обвалень. При обвалах основне спостережуване зміщення окремої маси порід відбу-

вається без посередництва будь-якого транспортувального середовища, часто у вигляді вільного падіння. Найбільш значні обвали відзначені в гірських країнах (рисунок 9.3).



Рисунок 9.3 – Гірський обвал

Обвали як переміщення породного матеріалу з вільним падінням на окремих ділянках характерні для крутих схилів, стрімких уступів як у гірничо-складчастих, так і в платформних областях. Породи на схилах постійно знаходяться в полі дотичних напружень, а отже, зазнають деформації і переміщення. Обвали як форма руху порід на схилах характеризуються тим, що в якийсь момент певна маса порід повністю втрачає зв'язок з навколишнім масивом, а кінематика її руху на основній ділянці зсуву визначається прискоренням сили тяжіння.

У обвалах і обваленнях на крутих схилах беруть участь породи різного генезису, міцності, структури і текстури. Явища обвалень і обвалів є найбільш частими на крутих уступах берегів морів, на бортах ярів, складених скельними, напівскельними і пухкими породами (таблиця 9.1).

З розглянутих ґрунтів в обвальних явищах беруть участь майже всі різновиди. Особливо широко виявляються обвалення і обвали в крутих льосових уступах, сформованих унаслідок ерозійних і абразійних процесів. Структурні особливості льосів сприяють утворенню стрімких уступів, на яких через вивітрювання та повільні деформації відбуваються руйнування зв'язків, відчленування невеликих мас, їх обвалення.

Обвальні явища часті і в переущільнених глинистих породах з розвиненою тріщинуватістю і дзеркалами ковзання, що розчленовують шари глин на окремі блоки. Останні, опинившись на достатній висоті над базисом ерозії, зісковзують, вивалюються, зміщуються до підніжжя схилу, тягнучи за собою прилеглі породи або створюючи умови для розвитку подальшого руйнування схилу.

Таблиця 9.1 – Характеристика обвальних-осипних явищ на схилах

Схил, на якому відбувається явище	Процеси підготовки початкового зриву	Перехідні форми руху
Берегові уступи річок, морів	Абразія, ерозія, вивітрювання	Осідання блоків
Гірські схили	Селективне розроблення долин	Зсув
Гірські схили	Вивітрювання, сейсмічні впливи	Скочування
Круті берегові і гірські схили	Вивітрювання	Течія

З огляду на те, що шлях зміщення порівняно невеликий, обвалення відбуваються майже миттєво і супроводжуються певним сейсмічним ефектом. Залежно від міцності порід, шляху, пройденого зміщеною масою, характеру поверхні в місці відкладення обвальних мас відбувається повне або часткове руйнування блоку на окремі брили або дрібні уламки. Накопичення брил в основі уступу, складеного скельними породами, створює певні перешкоди для подальшого абразійного руйнування схилу. За наявності в основі уступу глинистих порід, що змінюють міцність при зволоженні, в подальшому можуть розвиватися зсуви блокового типу, при яких осідальний блок повільно занурюється в розущільнені глини, видавлюючи накопичений в основі схилу матеріал, викликаючи його переміщення на рівень водойм (водотоків).

Розвиток обвалів за схемою перекидання окремих блоків відбувається за наявності в масиві структурних послаблених поверхонь, різного роду тріщин. Одночасно з підрізуванням уступу абразією (ерозією) наростають розтягувальні напруження і збільшується перекидний момент відносно точки, навколо якої відбувається обертання. Окремі точки зміщеного масиву описують при цьому дуги окружності. Крайні точки перекидних блоків розвивають великі лінійні швидкості.

При перекиданні блоків гірських порід вивільняється енергія, яка в кілька разів перевищує виділену при обваленні блоків тих же порід, що визначається значно більшою величиною шляху переміщення центру ваги. Центр ваги блоків після перекидання займає більш низьке положення, ніж при обваленні (таблиця 9.2).

Таблиця 9.2 – Порівняльні динаміко-кінематичні характеристики обвалення і перекидання блоків порід на крутих схилах при початковій висоті положення центру ваги 20 м

Явище	Маса порід, що зміщаються, тис. кг	Величина зміщення центру ваги, м	Кінцева швидкість руху, м/с	Енергія, що виділяється при падінні, кДж
Обвалення	$1 \cdot 10^2$	5	10	$5 \cdot 10^4$
Перекидання		10	14,2	$1 \cdot 10^5$
Обвалення	$1 \cdot 10^3$	5	10	$5 \cdot 10^5$
Перекидання		10	14,2	$1 \cdot 10^6$
Обвалення	$1 \cdot 10^4$	5	10	$5 \cdot 10^6$
Перекидання		10	14,2	$1 \cdot 10^7$

Перекидання блоків скельних і напівскельних порід на бортах ущелин, вузьких долин часто перекриває водні потоки, викликає порушення поверхневого стоку, створює перепони на дорогах, що проходять біля підніжжя крутих уступів.

На схилах і уступах, розчленованих похило падаючими тріщинами і дзеркалами ковзання, часто спостерігаються гравітаційні явища, пов'язані з первісним зісковзуванням порід по тріщинах, тектонічних порушеннях, контактах шарів. При цьому до руху можуть переходити колосальні об'єми порід.

Залежно від перехідних до руху мас порід, їх міцності, проходимого в ковзанні шляху і подальшої конфігурації схилу вже в русі відбуваються часткові або повні дезінтеграції і руйнування рухомих блоків. В основі схилу при цьому відкладається маса уламків, займаючи об'єм, що в 1,2...1,7 разів перевищує початковий об'єм зміщеного масиву. З рухом типу зісковзування пов'язані численні катастрофи в гірських країнах (Вайонт, Тартл та ін.).

На крутих (30...90 °) берегових схилах у рівнинних районах часто спостерігаються обвали невеликих брил, вивали окремих каменів, осипи. Кінцеві швидкості, характер руху, руйнівна сила рухомої маси визначаються її початковим становищем, протяжністю і характером траси, до якої відбувається рух.

Природно, що чим вище початкове положення зміщеної маси, тим більше її потенційна енергія, тим більше руйнівна здатність, що виявляється під час руху. Траса, по якій відбувається рух маси, що зірвалась, може бути поділена умовно на ділянку розгону і ділянку гальмування.

На першій повною мірою виявляється сила тяжіння, яка надає

прискорення масі, що рухається. На другій ділянці додаються гальмівні сили різних перешкод і сили тертя. На ділянці розгону рух відбувається у вигляді ковзання, кочення, польоту по повітрю, зміщення на "повітряній подушці" з чітко вираженим ефектом стисненого повітря. На ділянці гальмування, що характеризується виположуванням, зміною крутизни аж до зворотних ухилів, рухомі породи входять у контакт із поверхнею, занурюються в пухкі відкладення, руйнують перешкоди у вигляді нерівностей поверхні. Швидкість руху різко падає, і відбувається повна зупинка руху маси, що змістилася.

Кінетична енергія, розвинена рухомою масою на ділянці розгону, під час гальмування перетворюється на теплову енергію і енергію сейсмічних хвиль.

Найбільший сейсмічний ефект обвалів спостерігається при повній відсутності ділянки гальмування, тобто при падінні мас на горизонтальні поверхні, що підстилаються скельними породами за наявності потужної перешкоди на ділянці розгону або в кінці її. Улаштування протиобвальних споруд у багатьох випадках базується на спорудженні перешкод. Для їх конструювання необхідно визначати початкову і кінцеву швидкість обвалів, час руху, швидкість після удару породи в перешкоду, напрямку руху порід на різних стадіях, відстані, які проходять породи після обвалу і після зіткнення їх із перешкодами.

Катастрофічного характеру набувають зсуви порід на гірських схилах, що мають великі крутизну і довжину. Характер розвитку геологічної структури гірських схилів іноді створює умови для переходу до руху одночасно колосальних мас порід. Наприклад, на Памірі в районі кишлаку Усой 1911 р. зірвалася маса порід об'ємом в 2,5 млн м³.

Рух колосальних породних мас на ділянках розгону супроводжується утворенням повітряної хвилі, що має руйнівний ефект, подібний до того, що виникає при сходженні лавин. Рух відокремлених мас на гірських схилах може відбуватися у вигляді ковзання, кочення і швидкої течії (рисунки 9.4).



Рисунок 9.4 – Наслідки гірських обвалів

При ковзанні швидкість зміщуваних блоків визначається прискоренням гравітації. Визначення швидкості руху маси дезінтегрованих уламків, коли деякі з них при зсуві здійснюють обертальні рухи типу кочення з підстрибування, потребує врахування багатьох факторів і в першу чергу – величини і форми уламків, їх щільності та потужності.

Дезінтегрована маса уламків у більшості випадків під час руху захоплює повітря. Рух суміші повітря і уламків порід має складний характер: відзначаються різкі перепади тиску повітря, зміни густини всього потоку, поява всмоктувальних і реактивних сил.

Видимі прояви обвалів, обвалень, осипи, руйнівний ефект і енергія, що виділяється при русі, як зазначалося, визначаються початковим положенням маси, що рухається, і характером траси на ділянці розгону, характером рельєфу схилу. Протяжність ділянки розгону, власне, визначає обвал як явище. Якщо відчленованій масі нікуди зміщуватися або якщо після відчленування вона потрапляє на ділянки схилу з невеликим, нульовим або зворотним нахилом, обвалу не буде, а відбудеться повільне зміщення у вигляді зсуву або стабілізації відчленованої маси порід. Проте першим і основним найбільш складним етапом у всіх гравітаційних схилових процесах є підготовка руху, відчленування певної маси порід від схилу, руйнування зв'язків, що утримують породу на схилах. Механіка початкового відриву – процес найбільш складний і найменш вивчений. При підготовці маси до зміщення відбуваються складні чисто механічні зміни – пластичні деформації, крихке руйнування жорстких зв'язків, деформації повзучості.

З двох сил, що беруть участь в обвальних явищах (як і в схилових процесах у цілому), міцність порід як утримувальна сила, що протистоїть гравітації, схильна до значних просторових і часових змін. Присхильовий масив, особливо в скельних і напівскельних породах, найчастіше розбитий тріщинами на окремі блоки. Повільні процеси ерозії, абразії, змиву, вивітрювання призводять до збільшення ступеня дроблення масиву, його ослаблення або руйнують зв'язки між окремими частинами присхильового масиву, сприяючи відчленуванню мас, підготовці рухомого матеріалу, виходу з рівноваги блоків, окремих брил.

У загальному випадку маса порід може утримуватися на схилі (на похилій поверхні) такими видами зв'язку: силами зчеплення і тертя по всій площі контакту з масивом; перешкодою в нижній частині (підпор); зачепленням у нижній частині (підвіска); затиском з боків. Усі зв'язки можуть діяти одночасно або в різних комбінаціях.

З безлічі факторів, які по-різному впливають на зазначені зв'язки, в першу чергу виділяють зволоження і розклинювальну дію води в тріщинах, внаслідок яких можуть порушуватися (руйнуватися) всі зв'язки.

Дія води (вологи) на породи присхильового масиву, особливо в зонах тріщин, тектонічних порушень, літологічних контактів, іноді дає майже миттєвий ефект різкого падіння міцності. Досить незначного зволоження

"глинки тертя" на певним чином орієнтованих тріщинах, контактах, щоб спричинити порушення рівноваги масиву, перехід його в рух порід, а за наявності відповідного перепаду висот – грізні явища обвалів і осипів. Незначні, непомітні порушення поверхневого та підземного стоків, дренавання присхилового масиву, зміни ґрунтового-рослинного покриву іноді є вирішальними в порушенні співвідношення сил.

Руйнування зв'язків типу підпору, підвіски і бокового утримання відбуваються через вивітрювання і селективне ерозійне опрацювання схилів.

Збільшення зсувальних сил і порушення рівноваги можливі також при збільшеннях маси порід або зсувальної складової сили тяжіння, що розвивається масою порід на похилій площині, внаслідок збільшення крутизни останньої і різноспрямованих тектонічних рухів. Руйнування зв'язків при цьому відбувається при безпосередньому впливі сили тяжіння. Схилі процеси і, зокрема, обвали активуються при землетрусах. Незначні сейсмічні впливи часто є приводом для зміщення вже підготовлених до руху порід, а сильні землетруси (10...12 балів за шкалою MSK-1964) викликають повну перебудову схилів, як і рельєфу поверхні в цілому.

Сейсмічні дії по-різному впливають на схили. Прискорення сейсмічних хвиль може викликати вихід центру ваги окремих блоків за межі площі їх опори (перекидання), надати прискорення масі, що залягає на похилій площині (зсковзування), збільшити розклинювальний вплив, пороговий тиск води в тріщинах і порах, зруйнувати структурні зв'язки в породах.

Оцінювання обвалонебезпечності територій можливе тільки на основі ретельного аналізу геоморфологічних, геологічних і гідрогеологічних умов території.

Перш за все необхідно визначити основні геометричні параметри схилів: висоту, крутизну, конфігурацію, наявність виступів, навислих карнизів, крутих і прямовисних ділянок, ділянок зворотного нахилу, наявність ніш, пустот, печер, западин, тріщин, що простежуються на поверхні.

Потім слід установити всі "дефекти" структури присхилового масиву – різного роду ослаблені поверхні і зони, які є концентраторами напружень, осередками розвитку руйнувань присхилового масиву. Визначаються гідрогеологічний і гідрологічний режими конкретної ділянки схилу, напрямок впливу атмосферних агентів, перепаду температур, пов'язаних з ними режимів змін напряму фізико-механічних процесів у присхиловому масиві, режимів вивітрювання.

Особливо важливо встановити спрямованість змін фізико-механічних властивостей порід у зонах несприятливо орієнтованих поверхонь ослаблення.

Обвали – це явища руйнування порід, а руйнування, як відомо, пов'язані з дефектами структури матеріалу. Для породних масивів такими є ослаблені дефекти шарів, тріщин, дзеркала ковзання, тектонічні порушення. Завдання вивчення присхилових масивів для оцінювання обвалонебезпечності – виявлення положення ослаблених поверхонь та зон, вста-

новлення режиму зміни властивостей порід у цих зонах.

Прогноз часу можливого прояву обвалів тісно пов'язаний з прогнозом аномального прояву гідрометеорологічних процесів, сейсмічних явищ.

Явища обвалів, обвалень, осипів реально спостерігаються в тривимірному просторі, а тому їх відображення, а також відображення місцевості для оцінювання і розрахунків обвалонебезпечності повинні проводитися на моделях, які враховують просторовість явищ. Основою для розрахунків повинна бути інженерно-геологічна карта, яка відображає особливості просторового положення блоків, відчленованих від схилу реально існуючими і потенційно можливими поверхнями та зонами ослаблення. За картою підраховуються об'єми порід, які можуть почати рухатися, визначаються площі, на яких буде здійснюватися переміщення матеріалу, місця його відкладення, шляхи, траєкторії переміщення, швидкості руху, руйнівна сила.

У гірських країнах в основах схилів і на їх пологих частинах, в основах крутих схилів платформних областей накопичується значна кількість матеріалу, який бере участь у різні періоди геологічного розвитку в обвальних процесах. Такий матеріал зазнав руйнування, дроблення. Він дуже різноманітний за складом і властивостями, часто вельми нестійкий і непридатний (без відповідної підготовки) для використання як основ для споруд.

Спостереження показали, що в загальному випадку окремі обвали утворюють відкладення у вигляді напівконусів в основі схилу. Деякі блоки відкочуються або відлітають за межі цих напівконусів.

У процесі відкладення обвальних мас відбувається їх гравітаційне сортування: менше уламків відкладається у внутрішніх частинах конуса, більше – накопичується по його периферії.

У багатьох випадках матеріал, що змістився, потрапляє до водотоків, де відбувається його подальша механічна дезінтеграція, хімічне розкладання, розчинення, перенесення і відкладання в басейнах з повільним переміщенням водних мас.

На території України обвальні явища спостерігаються в гірських районах Карпат і Криму, невеликі обвали відзначаються на крутих абразійних уступах по берегах морів і водосховищ, в бортах глибоких ярів. У Карпатах обвальні-осипні явища відзначені в найбільш піднятих і розчленованих структурно-тектонічних зонах, складчастій області, на крутих (понад 40°) схилах долин Тиси, Пруту, Черемошу, Стрию. У зсувах беруть участь вивітрені глибові пісковики, вапняки, аргіліти крейди і палеогену, а також кристалічні породи палеозою.

У більшості випадків породи на обвальних ділянках сильно дислоковані, розбиті густою мережею тріщин, перетворені на брили і крупний щебінь. Механізм зміщення їх визначається конфігурацією схилу, положенням ослаблених зон. Зустрічаються всі описані форми обвальних зсувів. Об'єм порід, що зміщуються, як правило, невеликий – до десятків кубічних метрів.

При формуванні складчастої зони Карпат у різні періоди відбувалися великі обвальні явища з перекриттям водотоків, сліди яких відзначаються і зараз. Обвали в Карпатах викликаються гідрометеорологічними явищами, а також часто пов'язані з господарською діяльністю – вирубкою лісу, будівництвом ліній комунікацій.

Обвальньоосипні явища в гірському Криму найбільш чітко фіксуються по південному вертикальному обриву Головного пасма, що досягає висоти 200 м. Обрив складений породами карбонатної формації пізньоюрського періоду. Вивітрювання і безперервне руйнування вапняків з подальшими обвалами й осипами зумовили біля підніжжя обриву яйли широкий розвиток крупно-брилових відкладень (бриловий навал), що тягнуться смугою від мису Айя до Алушти. Обвальні відкладення зараз знаходяться в багатьох місцях на схилових пухких накопиченнях і сприяють переходу в ковзний рух. Обвали в Криму нині спостерігаються рідко і викликаються переважно аномальним проявом гідрометеорологічних явищ, сейсмічністю і господарською діяльністю.

9.3 Зсуви

Зсуви як явище руху порід на схилах під впливом гравітації поширені більше, ніж обвали, оскільки вони приурочені до більш пологих схилів, які, у свою чергу, мають більш широке поширення на поверхні континентів.

Для зсувів характерні повільний "сповзальний" рух зі швидкостями від 1...10 м/добу до 1...10 см/рік, збереження контакту зміщеної маси з нерухомими породами протягом усієї траси руху, різноманіття порід, що беруть участь в русі, різноманіття форм вираження руху на схилах. Усе це визначається геометричними параметрами схилів, структурою присхилового масиву, властивостями порід, що беруть участь у русі, характером впливу на схили поверхневих і підземних вод та ін.

Зсуви на гірських схилах виявляються в найрізноманітніших формах – від руху пухких глинисто-щебенистих, колюв'яльних утворень до зсувів колосальних за об'ємами блоків скельних порід по похилих поверхнях, тріщинах і контактах шарів (рисунок 9.5).

Рух пухкого матеріалу тісно пов'язаний із процесами вивітрювання, делювіального знесення, площової і лінійної ерозії, абразійного оброблення схилів. Колюв'яльні покривні утворення на гірських схилах – найбільш рухливий і нестійкий матеріал. Його фізико-механічні властивості постійно змінюються залежно від положення на схилі, умов зволоження, навантажень, температури. Найбільш широким є діапазон зміни механічного складу матеріалу.

Залежно від вихідних порід, кліматичних умов, режиму вивітрювання схилові утворення містять тонкозернистий глинистий матеріал і щебінь, гальку, брили і валуни в різних співвідношеннях. Це визначає їх міцність на зсув, об'ємну вагу, фільтраційні властивості. Пухкі схилові утворення

знаходяться в стані постійного руху у напрямку до основи схилу. Постійно переміщуються частинки в приповерхневому шарі (поверхневий делювіальний змив), у товщі матеріалу (підповерхневий змив). Відбуваються диференціація і накопичення глинисто-щебенистого матеріалу, утворюється присхильовий масив пухких порід (аккумулятивна частина схилу).



Рисунок 9.5 – Зсув на гірських схилах

Схиліві утворення – колювій – це також колектор і провідник вод, які розвантажуються на схилах. При загальній обводненості колювіальних відкладень умови руху вод відрізняються надзвичайною складністю і розмаїтістю, великою сезонною мінливістю. Як правило, в схилівих утвореннях формуються шляхи стоку по ділянках з підвищеними коефіцієнтами фільтрації (так звані підземні струмені, жили).

Великі швидкості фільтрації підземних вод з часом зумовлюють розкриття шляхів стоку, утворення гірських струмків і річок, що дренують схиліві відкладення. За відсутності відкритих дрен на схилах завжди є умови для ускладнення стоку через зменшення коефіцієнтів фільтрації, просторової міграції підземних потоків у пухких колювіальних відкладеннях. Ускладнення стоку в нижніх частинах схилу може викликати перенасичення колювіальних відкладень і перехід їх в рух – у зсуви і повільні течії ґрунтів.

Часто процес розвивається за схемою регресивного відступу. Приводом для розвитку процесу за такою схемою може бути невеликий зсув (обвал), викликаний лінійною ерозією (абразією) основи схилу. Порооди, що змістилися, порушують (перекривають) шляхи підземного стоку. Відбувається підняття рівня ґрунтових вод. В зону зволоження затягуються породи, які знаходилися в іншому режимі. Збільшується маса рухомого матеріалу, і він відносно швидко зміщується на більш низький рівень. Під час цього відкриваються джерела і перебудовуються умови стоку (рисунок 9.6).

Відзначається кілька фаз руху, що відрізняються швидкістю переміщення і об'ємом матеріалу, який бере участь у русі. Характерним

прикладом можуть бути окремі ділянки схилів на південному березі Криму, де є великі запаси рухомого колювіального матеріалу, специфічні умови зволоження, особливі властивості корінних порід таврійської серії, наявність западин у породах таврійської серії, в яких накопичуються рухомі схилові відкладення.

Перезволоження накопиченого в зниженнях пухкого матеріалу при порушенні умов стоку або внаслідок підвищених атмосферних опадів змінює його умови рівноваги і може викликати одночасне переміщення всієї маси пухких порід, що накопичилася в зниженні.

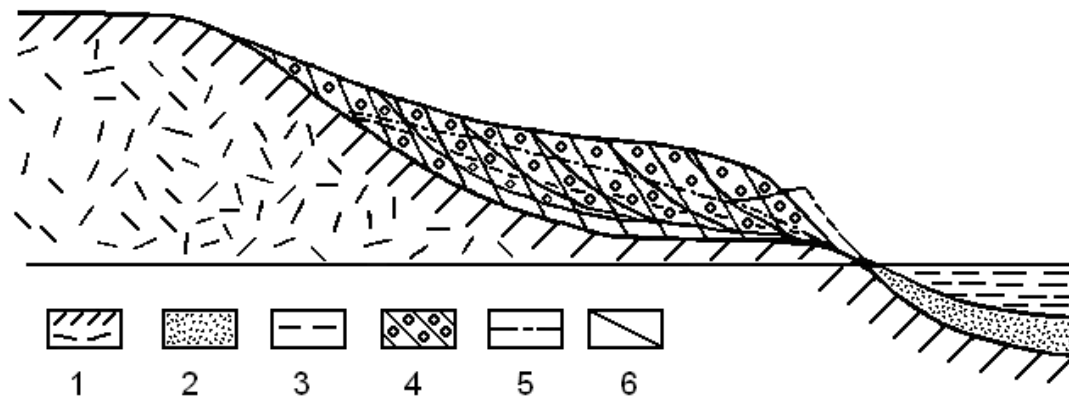


Рисунок 9.6 – Зміщення колювіальних схилових відкладень при порушенні умов підземного стоку: 1 – корінні породи; 2 – пляжні відкладення; 3 – початковий рівень ґрунтових вод; 4 – схилові відкладення; 5 – рівень ґрунтових вод після підпору; 6 – площини зриву

Такі явища спостерігалися неодноразово на різних ділянках південного берега Криму (на Кучук-Кої 1787 р., на Чорному горбі 1940 р. і на Золотому пляжі 1969 р). Характерно, що зміщенню порід передувало підвищення кількості опадів у періоди посиленої штормової діяльності біля берегів, на які виходять схили.

Пухкі відкладення, що зміщуються, часто втягують в рух також вивітрені корінні породи таврійської серії. У масиві пухких схилових утворень можуть знаходитися і великі брили скельних порід, і окремі відторженці корінних порід, які зміщуються разом з пухкими породами. Одночасно до руху можуть залучатися породи в об'ємі до декількох мільйонів кубічних метрів, однак малі швидкості зсуву обумовлюють в цілому незначні величини виділеної при цьому енергії.

Рух великої маси матеріалу – явище відносно рідкісне. Найчастіше спостерігаються локальні зміщення пухкого матеріалу у зв'язку з природним або штучним порушенням умов стоку і зволоження, зміною напруженого стану порід (рисунок 9.7).

Значний вплив на регулювання режиму обводненості пухких відкладень робить рослинний покрив, руйнування якого негативно позначається на стійкості схилових відкладень. Обводнені пухкі відкладення на гірських схилах дуже чутливі і до сейсмічних навантажень.



Рисунок 9.7 – Зсув у Криму через сильні опади

Для оцінювання зсувонебезпечності пухкого матеріалу на гірських схилах насамперед встановлюють площі його поширення, умови залягання, нахили поверхонь корінних блоків скельних порід, потужність пухких накопичень, фізико-механічні властивості порід і їх мінливість під впливом зволоження та інших факторів. Необхідно також оцінювати швидкості вивітрювання і накопичення пухкого матеріалу, умови поверхневого і підземного стоків, швидкості проходження на схилі і в основі схилу ерозійно-абразійних процесів. Основою для таких оцінювань повинна бути великомасштабна (1: 2000...1: 5000) інженерно-геологічна карта досліджуваної ділянки.

При значному поширенні схилових пухких відкладень їх не можна зовсім виключати як основу для будівництва споруд, особливо на таких цінних у багатьох відношеннях територіях, як берегові схили Кримських гір. Місця поширення схилових відкладень на південному березі Криму забудовані, багато з них забудовані давно. Окремі нестійкі ділянки схилів, або так звані великі зсуви ПБК, повністю або частково перебувають під забудовою (наприклад, Алуштинський, Лівадійський, Чекурларський, Желтишевський, Масандрівський "зсуви").

Активізація руху породного матеріалу на таких ділянках з різних причин часто призводить до пошкоджень або повного руйнування конструкцій і споруд. Особливо чутливі схилові відкладення до зволоження, виробництва земляних робіт, порушення рослинного покриву. В принципі, будь-які будівельні роботи на схилах повинні проводитися з дотриманням певних правил і по можливості з мінімальним порушенням сформованої природної обстановки.

Стійкість пухких відкладень на схилах крім геометричних параметрів значною мірою визначається потужністю схилів. Звичайно, зі збільшенням потужності відкладень збільшуються площі їх поширення і зростає ймовірність порушення стійкості. Однак якщо врахувати, що ослаблені

зони формуються найчастіше на контакті пухких відкладень з корінними породами, то тут прямого зв'язку стійкості з потужністю не спостерігається. Дослідження умов формування зсувних осередків у глинистих породах на схилах показали, що чим глибше розташований осередок ослаблення, тим більші площа ослаблення і кут нахилу потрібні для переходу порід у рух.

Рухомими матеріалами на гірських схилах є також елювій корінних порід, обвальні й осипні накопичення, рухливість яких може зростати в міру накопичення в них пухкого дрібнозернистого глинистого матеріалу. При повному водонасиченні глинистих і глинисто-щебенистих відкладень спостерігаються спливи, впливання і земляні потоки – перехідні явища між зсувами і селями.

Для зсувів у пухких породах на гірських схилах характерні тривалий розвиток і чергування періодів тимчасової стабілізації з періодами активного розвитку, оскільки пухкий матеріал постійно переміщується у зв'язку з вивітрюванням верхніх частин крутих схилів, обвалью-осипними явищами, збільшуються об'єми рухомого матеріалу, створюються умови для зсувних переміщень.

Рух пухкого уламкового матеріалу на гірських схилах в усіх відношеннях можна розглядати як вторинні процеси денудації і масового знесення, які навіть при великих потужностях (30 ... 50 м) схилових утворень не можна назвати глибинними.

Глибинні гравітаційні деформації охоплюють корінні породи, що складають гірські схили, а іноді у зв'язку з вертикальним тиском гірських хребтів призводять до переміщення по поверхнях, що залягають в основі схилів масивів, які формують схили. Гравітаційна нестійкість гірських споруд виражається також у зміщенні по похилих площинах тектонічних покривів і їх останців (кліпів). Поверхні ковзання при зсувах корінних порід гірських схилів повністю або значними частинами поєднуються з тектонічними порушеннями, поверхнями зриву тектонічних покривів, горизонтами змашування, поверхнями нашарування.

Умовами для швидкого (зсувного) переходу в рух блока, що відокремився (останця, кліпу) є його подальше денудаційне опрацювання (формування "критичної" маси) і подальше ослаблення поверхні ковзання. Механіка початкового відриву блока, тобто руйнування основних зв'язків, аналогічна підготовці блоків до зміщення при обвалах.

Оскільки обвальне ковзання руху великих блоків на гірських схилах не припускає втрати контакту з нерухомими породами, швидкість такого руху після початкового відриву визначається кутами нахилу поверхні (траси) зміщення, коефіцієнтом тертя по цій поверхні, наявністю різних перешкод. Рух може відбуватися довгий час із зупинками при виході блока на перешкоду, з утворенням нових зв'язків типу підпору, бокового затиску, збільшення тертя і зчеплення по основі. Повна зупинка рухомої маси можлива при виході її на горизонтальні ділянки.

Залежно від пройденого шляху, швидкості руху, характеру траси і

порід, з яких складається блок, при переміщенні зсув зазнає руйнування і дроблення; в подальшому залежно від часу сходження його визначають як древній, давній, старий зсув.

Попри всю різноманітність форм прояву руху порід у горах, швидкостей деформацій, властивостей порід, що втягуються в рух, зсувні явища на гірських схилах загалом можна поділити на дві групи:

а) рух пухких порід, що є основною причиною вивітрювання і постійного переміщення матеріалу;

б) рух корінних порід, обумовлений тектонічною порушеністю масивів, денудаційним переробленням корінних тріщинуватих порід.

Тільки всебічними інженерно-геологічними, геологічними, геоморфологічними, гідрогеологічними і гідрологічними дослідженнями на конкретних ділянках можна оцінити можливість переміщення матеріалу на схилах, об'єми порід, що залучаються до руху, швидкості зсуву.

Зсувні явища на схилах у платформних областях також досить поширені. Вони спостерігаються на берегових схилах річок, морів, озер, на бортах ярів і балок, терасових уступах і схилах вододілів (рисунок 9.8).



Рисунок 9.8 – Наслідки зсуву

Руйнування берегових схилів річок не обмежується переміщенням пухкого матеріалу, в окремих випадках зсуви захоплюють схили по всій висоті руйнування; корінні породи, що складають схили, зумовлюють виникнення глибинних зсувів. Необхідною умовою для розвитку глибинних зсувів є наявність у геологічному розрізі слабких літологічних різниць і їх визначене положення відносно зон концентрації всувних напружень.

Слабкий глинистий шар або основний деформівний горизонт і його положення визначають у цілому механізм руйнування схилів. Несприятливим щодо стійкості є залягання в основі схилів слабких глинистих шарів. Унаслідок видавлювання глин, роздавлювання слабого шару порушується стійкість і виникають підшовні зсуви. Виникнення зсувів видавлювання обумовлено збільшенням крутизни схилу або зменшенням міцності порід.

Те й інше відбувається через розвиток бічної і глибинної ерозії і пов'язаного з ними розущільнення глинистих шарів. Тому, якщо слабкий шар залягає горизонтально і за межами впливу глибинної та бокової ерозії, то глибоких зсувів, пов'язаних із цим шаром, не спостерігається.

Амплітуда зсувів, характер вираження глибинних зсувів у рельєфі схилів річкових долин залежать також від властивостей порід, що залягають над основним деформівним горизонтом. За наявності в розрізі тріщинуватих скельних і напівскельних порід чітко виділяються зміщені блоки, а на поверхні схилів тривалий час зберігається "зсувний" рельєф з вираженими ступенями і зсувними терасами.

Тривало зберігається односпрямований тектонічний режим територій, що контролює в цілому умови стоку і дренажу породних масивів, визначає також напрям міграції русла річки і розвиток її берегів. Для північної півкулі характерно зміщення річок вправо, чітко виражене в правій асиметрії річкових долин. Праві береги Волги, Дніпра, Дону є результатом постійного зміщення річок вправо, постійного підмиву правого берега і поглиблення долини річки. Природно, що такий розвиток долини на різних етапах супроводжувався проявом гравітаційних руйнувань.

Зсуви, які проявляються на високих підмитих крутих берегах річкових долин, можна розглядати як такі, що виникають з природних причин, і як гравітаційні явища, супутні ерозії. Попри всю різноманітність геологічних, гідрогеологічних умов стоку і рослинного покриву, що визначають профілі схилів, провідними факторами розвитку річкової долини і її схилів є руйнівна сила водних потоків і режим течії, який визначає процеси руйнування, перенесення і відкладення речовин, у зв'язку з чим повинні розглядатися також зсувні явища. При усуненні бічної ерозії – природному або штучному – схили набувають рівноважного стану, зсуви загасають і стабілізуються.

Прикладом такого розвитку можуть бути правобережні схили Дніпра на ділянці від Вишгорода до Ходорова (приблизно 100 км берега). Глибина врізу Дніпра щодо правого берега на цій ділянці досягає 100 м (район Печерська в м. Київ). Підняття рівня води, включення хвильового перероблення берега створюють несприятливі умови для пожвавлення руйнівних явищ на незахищених ділянках схилів, що виходять до урізів води. В окремих місцях (унаслідок хвильового перероблення) крутизна схилів у нижній частині різко зросла, що, безумовно, створює умови для перебудови схилу по всій висоті.

Геологічна історія розвитку поверхні нашої планети свідчить про постійну зміну положення берегових ліній морів. Морські басейни в різні періоди покривали різні ділянки всередині континентів, про що свідчить наявність морських осадових утворень на континентах. Процес переміщення берегової лінії – трансгресій і регресій моря – спостерігається на різноманітних ділянках і в сучасну епоху.

Трансгресія (наступ моря на берег) відбувається при опусканні

берега або піднятті рівня води в басейні. Залежно від висоти берега, його крутизни, конфігурації, геологічної будови території, властивостей порід наступ моря відбувається по-різному, з різними швидкостями, за участю різних процесів руйнування порід, що складають берег. Для берегових уступів плато, складених осадовими пухкими породами при трансгресії моря, характерний розвиток абразійних обвалів і зсувів, які формують своєрідний зсувний рельєф. Такий рельєф можна спостерігати на значній відстані уздовж берега Чорного моря в районі Одеси, на Тарханкутському узбережжі в Криму, на ділянці західного узбережжя Криму в районі Кача – Севастополь, на узбережжі Азовського моря.

На цих ділянках узбережжя неотектонічний режим характеризується опусканням, швидкість якого, наприклад, у районі Одеси досягає 5 мм/рік. Кількість зсувних ступенів, виражених у рельєфі схилу, залежить від його висоти та властивостей порід і досягає іноді 5 – 6.

Крім глибоких зсувів, що захоплюють схил по всій висоті і виходять на підводну частину берега, на морських берегових схилах можуть розвиватися також вторинні явища. Після зміщення великих блоків на стінці зриву, що досягає висоти 15...20 м, додатково розвиваються незначні обвали та осипи, які не залучають до зміщення маси, що вже сповзли. У верхніх частинах схилів, виположених природним або штучним шляхом, можуть розвиватися зсуви у зв'язку з порушенням поверхневого стоку і режиму першого від поверхні водоносного горизонту.

Таким чином, з наведеного матеріалу видно, що зсуви як повільний рух порід під впливом сили тяжіння практично можливі на будь-яких схилах, у будь-яких комплексах осадових, метаморфічних і навіть магматичних вивітрених і тріщинуватих порід. Зсуви практично спостерігаються в породах різного віку – від докембрійських до четвертинних.

Основна умова розвитку зсувів – вихід порід на берегові схили водотоків, водойм. Наявність схилу сама по собі створює умови нестійкості, а наявність водостоків (водойм) біля підніжжя схилу призводить до постійної зміни крутизни схилів унаслідок ерозійного й абразійного відпрацювання порід, з яких складаються схили. Ерозійні та абразійні процеси обумовлюють порушення поверхневого і підземного стоків, створюють умови для прояву механічної суфозії.

Додаткова умова – мінливість властивостей порід під впливом різних факторів. Міцні породи можуть зміщуватися по ослаблених поверхнях і зонах, слабкі – здатні деформуватися і текти подібно до в'язких рідин. В одних випадках деформації відбуваються на схилах з великими перепадами висот і значною крутизною, в інших – на відносно високих скелях. Величезні катастрофічні зсуви, наприклад, розвиваються у високочутливих глинах Норвегії та Східної Канади (Квебек) при перепадах висот усього 10...20 м.

Нині накопичено великий досвід вивчення зсувних явищ і зміцнення схилів. Знайдено правильні пояснення причин і механізму розвитку цього

явища, односторонні спрощені тлумачення його зустрічаються рідко. Очевидно, що зсуви – це один із видів денудації, саморегулювання природних систем, реакції схилу на природний або штучний аномальний вплив, порушення і руйнування сформованих зв'язків. Зрозуміло, що не всі схили і зсуви потрібно і можна зміцнювати, що боротися найчастіше необхідно не зі зсувами, а з усім, що створює сприятливі умови для їх розвитку.

Складно стоїть справа з вимогами інженерної практики дати кількісне оцінювання стійкості схилів. У практиці зараз прийнято розраховувати стійкість схилів за методами, розробленими стосовно укосів штучних земляних споруд – насипів, дамб, гребель, виїмок. Для схилів такі розрахунки, при яких розв'язується плоска задача, як правило, не відповідають поставленим вимогам.

Це зрозуміло як геологам, так і проектувальникам. Ідеальний випадок – визначити коефіцієнт стійкості (співвідношення утримувальних і зсувальних сил для певної маси на схилі) – не може бути досягнутий нині з багатьох причин. На схилах, де немає видимих форм зміщення порід, тобто там, де зсуви ще знаходяться в прихованій стадії, неможливо точно визначити положення межі порід, які будуть рухатися, і нерухомих порід, тобто місцезнаходження поверхні ковзання або ложа зсуву. Тому не можна визначити і масу порід, що будуть втягнуті в рух, і розвивані цією масою зсувні сили, і спрямування їх дії.

Оскільки місцезнаходження поверхні ковзання не встановлено, практично неможливо визначити міцність порід у зоні проходження цієї поверхні. Зрозуміло, що при випробуванні масиву малоімовірно потрапляння до зони зсуву, а після вилучення зразок вже не покаже тих властивостей, які він мав у масиві. Іноді пропонується приймати в розрахунки стійкості показники міцності, визначені з умов граничної рівноваги, що виявилися в рельєфі зсувів (так званий зворотний розрахунок). Однак розраховувати схил за цими даними – все одно, що розраховувати конструкцію за даними про міцність матеріалу в момент її руйнування.

Незважаючи на такі складності, достовірно оцінити стійкість схилів у більшості випадків можна. Необхідно враховувати, що в кожному конкретному випадку стійкість схилів визначається специфічними, унікальними для цього схилу особливостями геологічної будови, гідрогеологічного та гідрологічного режимів, особливою, властивою тільки цьому схилу, чутливістю до внутрішніх і зовнішніх кліматичних впливів.

Основні роботи з оцінювання стійкості слід виконувати безпосередньо на досліджуваному схилі. Витрати часу і коштів повинні бути спрямовані на з'ясування геологічної будови і схилових процесів, і лабораторні випробування і розрахунки необхідно проводити тільки за результатами польових досліджень.

У наш час існує тенденція зводити гравітаційні явища на схилах під загальний процес (зсувний процес), керований космічними факторами,

розглядати зсуви на схилах у зв'язку з ритмікою природних процесів, пов'язувати періодичність їх виникнення з періодичністю сонячної активності, з орбітальними рухами планет Сонячної системи. Зв'язок зсувів з космічними явищами сам по собі іноді може становити інтерес, якщо до цього досліджені всі геологічні, гідрогеологічні, гідрологічні, кліматичні умови прояву процесів, що не завжди робиться при орієнтуванні на космічні чинники.

Очевидно, що зсуви на гірських схилах необхідно розглядати, перш за все, у зв'язку з процесами, характерними для гір, – вивітрюванням, знесенням матеріалу, делювіальними процесами; для берегів річок слід враховувати умови утворення їх долин, руслові процеси, гідравлічний режим потоків, для берегів морів – режим берегової зони, характер руху наносів у прибережній смузі.

Усе сказане стосується надзвичайно численної в Україні групи природних зсувів. Тут налічується не менше 14 великих зсувних районів. Кожен з них характеризується певною природною обстановкою зі специфічними зумовлюючими і безпосередніми факторами виникнення і розвитку складних зсувних процесів, обумовлених у кожному районі своїм комплексом вихідних елементарних процесів.

Зрозуміло, є свої причини виникнення та розвитку двох груп зсувів – природно-техногенних і техногенних. До першої належать зсуви в кар'єрах і буровугільних розрізах, виїмках і напіввиїмках залізниць і шосейних доріг, а також на зсувних узгір'ях річкових долин і балок при мостових переходах.

Характер техногенного фактора робить дестабілізувальний вплив за певних геолого-геоморфологічних, гідрогеологічних та гідрологічних умов.

Нечисленна група техногенних зсувів пов'язана зі зсувними деформаціями споруд з насипних та інших штучних ґрунтів (насипи, греблі, дамби, відвали, терикони та ін.). У таких випадках крім порушення технології укладання або складування нерідко різномірного за складом матеріалу мають місце й інші чинники, що впливають на стійкість земляних та інших споруд.

9.4 Селі

Селі як форма швидкого переміщення породного матеріалу характерні для гірських країн. У класичному визначенні сель (мур) – це грязьовий або грязекам'яний потік, що виникає раптово переважно в руслах гірських річок внаслідок різкого паводку, викликаного інтенсивними зливами або інтенсивним сніготаненням за наявності значних накопичень продуктів вивітрювання на схилах (рисунок 9.9).

Основні умови формування селів – наявність протяжних, крутих схилів з розчленовуванням їх руслами річок і ярів, запасів вивітрених порід, інтенсивне надходження вологи на схил (зливи, сніготанення), тобто процеси визначаються комплексно геоморфологічними, геологічними і

гідрометеорологічними факторами. Селі в гірських країнах на окремих ділянках мають катастрофічний характер. Рух порід типу селів спостерігається також на схилах рівнинних областей, однак масштаби явища тут незначні (так звані мікроселі).



Рисунок 9.9 – Селевий потік

Селі за характером проявів, швидкістю проходження нагадують паводки на гірських річках. Тут основною рушійною силою також є вода. У водному потоці міститься від 10 до 60 % твердого матеріалу. Тому при характеристиці селів у першу чергу виділяють співвідношення їх твердої і рідкої складових, а також щільність, що визначається цим співвідношенням (від 1,1 до 1,9 т/м³).

Залежно від характеру твердої складової виділяються такі селі: водокам'яні – містять в основному уламки скельних порід; грязекам'яні – містять уламки скельних порід і глинистий дрібнозернистий матеріал; грязьові – містять тільки глинистий дрібнозернистий матеріал.

Водокам'яні селі як тверду складову містять валуни, брили, щебінь, гальку, пісок, що надходять у потік з різних частин водозбору. У процесі руху селю відбувається сортування перенесеного потоком матеріалу з виносом дрібних фракцій за межі відкладення великих.

Виділяються стадії розвитку селів, що включають підготовку на схилах і в руслах водозборів рухомого пухкого матеріалу, швидке переміщення його в знижене місце, акумуляцію винесеного матеріалу у вигляді руслових конусів виносу та інших форм селевих пролювіальних відкладень.

У підготовці запасів рухомого матеріалу беруть участь процеси вивітрювання, ерозії, зсуви, опливини, різні схилі гравітаційні процеси. Все, що сприяє руйнуванню порід, їх дробленню в гірських умовах, сприяє також накопиченню твердої складової селів. Відсутність захисного рослинного покриву на схилах або його штучне руйнування різко підвищує небезпеку селевих явищ. Вивітрені, зруйновані породи перед виникненням

селю перебувають у стані і в положенні на схилі, при яких вони легко захоплюються і зносяться проточною водою.

У гірських умовах джерелами твердої складової селів є: льодовикові валунно-галечникові морени; відкладення обвалів, осипів і розсипів; елювіально-делювіальні відкладення схилів; матеріал, залучений в зсувні та інші гравітаційні схилі процеси; руслові завали і захарашчення, утворені попередніми селями (вторинні селі).

Грязьові потоки в руслах коротких ярів, які розчленовують схили в рівнинних областях, "живляться" в основному пухкими піщано-глинистими вивітряними породами схиліх відкладень.

Положення осередків живлення селів твердою складовою на площі селевого басейну може бути різним. Межі зони живлення селів твердою складовою, як правило, не поєднуються з межами водозбору – його може бути менше або більше.

Основне зміщення селю відбувається по руслу річки (яру), де виділяється зона транзиту, або зона руху. Тут може здійснюватися додаткове живлення шляхом розмиву дна і берегів, надходження матеріалу зі схилів. Відкладення (розвантаження) селю відбувається в місцях виходу потоків на траси, де різко зменшуються ухили, сповільнюються швидкості руху.

У цілому ж швидкості руху і шлях, подоланий селю, визначаються топографією басейну, запасами рухомого матеріалу, інтенсивністю надходження води до селевого басейну. Часто спостерігається рух хвилями, що йдуть одна за одною з певними інтервалами. Втрата енергії і зупинка руху можуть статися на будь-якому етапі розвитку, утворюючи затори в руслі, які приводяться в рух при чергових надходженнях води, при зливах, сніготаненні підвищеної інтенсивності. У деяких випадках масштаби прояву селів, кількість утягненого в рух твердого матеріалу пропорційні величині води, що надходить до селевого басейну.

У механізмі розвитку селів виділяють динамічні (сили рухомої води) і гравітаційні сили, що діють на твердий матеріал. При дії останніх відбуваються сповзання, опливання, осипання перезволожених і підмитих течіями ґрунтових схилів. У природних умовах в межах одного і того ж водозбору залежно від ступеня його розроблення, характеру дії різних факторів прояв селів визначається поєднанням динамічних і гравітаційних сил.

Селеносні басейни класифікуються за ознаками розмивності (коефіцієнт розмивності), за ступенем еродованості, що являє собою відношення площі селеутворювальних осередків до загальної площі басейну.

У геологічному відношенні селеві басейни можна класифікувати за характером порід, що втягуються в процес (вивітрені, морена, алювій). За геоморфологічними ознаками при класифікації селевих басейнів враховують крутизну схилів, ступінь розчленованості басейну, характер русла. За інтенсивністю прояву селів враховують їх частоту, кількість зносимого з 1 км² матеріалу, об'єм винесення матеріалу, структуру селевих потоків, їх консистенцію.

Селеві явища завдають значної шкоди народному господарству, руйнуючи штучні об'єкти, покриваючи виносами угіддя, створюючи перешкоди на транспортних артеріях. Раптовість появи селів, складність їх прогнозування становлять реальну небезпеку для людини. Проблема селів – комплексна. Її вивчення потребує участі фахівців різних профілів – геологів, геоморфологів, гідрологів, гідрогеологів, гідрометеорологів, гідротехніків, будівельників (рисунок 9.10).



Рисунок 9.10 – Наслідки селевого потоку

Завдання інженерної геології в цій проблемі полягають в інженерно-геологічному картуванні селевих басейнів, вивченні складу і властивостей порід, які є вихідними для твердої складової селів, складу і властивостей селевої маси в процесі її руху, складу і властивостей відкладених селів, участі в підготовці селів різних геодинамічних процесів, господарської діяльності людини.

У межах України прояв селів відзначається в гірських районах Криму і Карпат. У Криму твердою складовою селів в основному є вивітрені породи таврійської серії, що виходять на поверхню в багатьох місцях на схилах східної частини Криму. У Карпатах у селях беруть участь вивітрені породи Карпатського флішу.

Торкаючись областей розвитку селів в Україні, слід звернути увагу на те, що найбільша кількість осередків селевиявлення в них пов'язана з окремими районами. У Криму селі зосереджені в трьох районах: північному (верхів'я річок Альми, Качі та Бельбеку), південному (схили Головного пасма між Ялтою і Кастрополем) та східному (південні схили Головного пасма між Алуштою і Судаком).

У Карпатах також виділяються три селевих райони: північний (правобережні притоки Верхнього Дністра), південний (правобережні притоки Тиси) і східний (гірська частина басейну р. Прут). У всіх районах крім головних геолого-геоморфологічних і гідрологічних причин формуван-

ня селів особливе значення має характер впливу складу і об'єму глинистої складової. Якщо в більшості цих районів селі мають характер воднокам'яних турбулентних потоків, то в Східно-Кримському і Південно-Карпатському районах нерідкі грязекам'яні турбулентні (іноді структурні) потоки. Остання обставина зумовлена активною участю в селевих явищах гідрофільних глин кор вивітрювання.

Винесення породного матеріалу потоками спостерігається також у ярах, що розчленовують високі і круті берегові схили річок басейнів Дніпра, Дністра, Сіверського Дінця. Прояв мікроселів тут часто пов'язаний з ерозією, знищенням рослинного покриву і супроводжується зсувними явищами.

Боротьба з селями в гірських районах України ведеться лісомеліорацією схилів, зведенням регулювальних гідротехнічних споруд, загат, селеуловлювачів.

9.5 Ерозія

Однією з основних стадій геологічного циклу є ерозія – руйнування гірських порід і ґрунтів вітром і поверхневими водними потоками, що включає відрив і винос уламків матеріалу, змив і розмив порід з подальшим їх відкладенням. Процеси ерозії в сукупності визначаються структурою, складом і властивостями порід (що впливають на їх опір руйнуванню), геоморфологічними, геологічними і гідрометеорологічними факторами. В межах суші ерозія виявляється повсюдно.

Більшість елементів рельєфу поверхні сформувалася внаслідок ерозії. Активний перебіг її виявляється в розчленуванні поверхні і подальшому її вирівнюванні. Залежно від цього в розвитку окремих ділянок суші виділяються стадії юності, зрілості і старіння.

Стадія юності починається в період максимального підняття ділянки і полягає в глибокому розчленуванні території, утворенні крутих схилів, що активно руйнуються під дією гравітаційних процесів. Стадія зрілості характеризується загасанням усіх денудаційних процесів, вирівнюванням території, виположуванням схилів. На заключній стадії старості всі форми рельєфу згладжуються, поверхня переходить у стан вирівняної території.

Існують такі види ерозії:

- а) вивітрювання (дефляція);
- б) водна ерозія (площинна і лінійна).

9.5.1 Вивітрювання

Будучи виведеними на поверхню землі або на невелику глибину від поверхні, гірські породи потрапляють у зону інтенсивного впливу екзогенних процесів і піддаються вивітрюванню.

Під *вивітрюванням* (вітровою ерозією) розуміють процес зміни гірських порід під впливом механічного, фізичного і хімічного впливу на них

різних агентів вивітрювання. Основними агентами вивітрювання є вода, кисень, вуглекислий газ, сонячна радіація (в основному коливання температури), тварини і рослинність.

Під впливом вивітрювання відбуваються докорінні зміни порід. Зазвичай ці зміни виражаються в руйнуванні і розкладанні гірських порід з втратою міцності. Руйнування гірських порід супроводжується накопиченням продуктів вивітрювання, які є вихідним матеріалом для подальшого знесення, осадконакопичення і формування нових порід (рисунок 9.11).



а

б

Рисунок 9.11 – Вітрова ерозія осадових (а) і магматичних (б) порід

Товщі порід, змінені внаслідок процесів вивітрювання, називають *корою вивітрювання*.

Кора вивітрювання може бути сучасною, що залягає на поверхні землі і близько від неї, або давньою – похованою, що утворилася у віддалені геологічні періоди, перекриті потім молодшими за віком породами. У більшості випадків найбільш молодую і найбільш верхньою корою вивітрювання є ґрунт.

Оскільки при здійсненні інженерних заходів зазвичай мають справу з верхньою частиною товщі гірських порід, що залягають на поверхні землі або порівняно неглибоко під нею, тобто в зоні вивітрювання, то природно, що процеси вивітрювання мають велике практичне значення при оцінюванні фізико-механічних властивостей гірських порід.

Вивітрювання пристосовує речовину материнських порід для існування на поверхні землі або поблизу від неї в умовах низьких температур, низького тиску і великої кількості кисню і води. Внаслідок вивітрювання з материнської породи виходять нові утворення, якісно відмінні від вихідної породи, стійкі на поверхні землі.

Вивітрювання, як правило, супроводжується збільшенням об'єму породи, її роздробленням, розпушенням, збільшенням питомої поверхні.

Зовнішніми і найбільш чіткими ознаками вивітрювання породи є посвітління породи, поява плямистого забарвлення, бурих напливів і кірочок

озалізнення на стінках тріщин, напливи в пустотах, іноді наявність гіпсу.

Характерні процеси вивітрювання:

- а) накопичення у вивітрювальних породах тонкороздробленого колоїдного матеріалу;
- б) поява нових мінералів;
- в) збільшення тріщинуватості і пористості порід;
- г) повне або часткове знищення зв'язків, які існували між частинками порід;
- д) гідратація, тобто зв'язування в продуктах вивітрювання великої кількості води;
- е) накопичення органічної речовини внаслідок життєдіяльності організмів.

Міцність породи при вивітрюванні, як було зазначено, зазвичай зменшується пропорційно ступеню вивітреності. У той же час при вивітрюванні може відбуватися і протилежний процес – збільшення міцності (наприклад, перетворення пісків на пісковики завдяки процесу відкладення солей – цементації). Однак цей процес спостерігається значно рідше, ніж роздроблення і зменшення міцності.

Усі агенти вивітрювання діють спільно, часто в різних напрямках, створюючи складну обстановку і викликаючи складні зміни в гірських породах.

За характером процесів, що відбуваються в породах, і діючих агентів зазвичай розрізняють фізичне і хімічне вивітрювання.

Фізичне вивітрювання виражається в безпосередньому роздробленні і руйнуванні породи, яке тягне за собою зменшення її міцності, стійкості в схилах і збільшення водопроникності.

Основними факторами, які зумовлюють фізичне вивітрювання, є:

- 1) коливання температури і пов'язане з цим відтавання і замерзання порід і води в них;
- 2) зволоження і висихання;
- 3) життєдіяльність організмів;
- 4) механічний вплив вітру;
- 5) розмивальна діяльність поверхневих вод;
- 6) господарська діяльність людини.

Фізичне вивітрювання дуже розвинене в областях з холодним або сухим і спекотним кліматом. Особливо активно воно розвивається в пустельному жаркому кліматі, де добові коливання температури досягають 60...70 °С.

Відмінності в коефіцієнті теплового розширення різних мінералів призводять під впливом високих і низьких температур до збільшення і зменшення об'єму мінералів, що складають породу. Це послаблює зв'язки в породі, викликає утворення тріщин і роздроблення.

Характер та інтенсивність руйнування породи залежать від складу породи, її структури і текстури.

Швидше руйнуються полімінеральні породи, особливо різнозернисті і грубозернисті. Дрібнозернисті однорідні породи руйнуються менш інтенсивно.

Унаслідок фізичного вивітрювання утворюються осипи і скупчення пухкого уламкового матеріалу. Глибина фізичного вивітрювання невелика і, як правило, не перевищує 15 м.

Хімічне вивітрювання особливо інтенсивно відбувається в областях з вологим жарким кліматом.

Основними агентами хімічного вивітрювання є вода, кисень і вуглекислий газ. Суть хімічного вивітрювання полягає в розкладанні силікатів і алюмосилікатів (гідратація, гідроліз, окислення, карбонатизація), взаємодії і випаданні в осад продуктів розкладання мінералів у вигляді оксидів, гідроксидів і простих солей, стійких у корі вивітрювання, і, нарешті, в розчиненні і виносі простих солей кальцію, магнію, натрію і калію.

Ці процеси в більшості випадків викликають ослаблення міцності порід, руйнують їх, і лише процеси відкладення солей заліза, кремнієвої кислоти та інших сполук приводять до збільшення міцності внаслідок цементації.

Характерною особливістю хімічного вивітрювання є утворення великої кількості тонкороздроблених – колоїдних – продуктів вивітрювання і вторинних глинистих мінералів, які різко змінюють свої властивості під впливом зовнішнього середовища. Вони легко вбирають воду, що призводить до розбухання і розмокання глинистих порід.

У процесі хімічного вивітрювання часто з'являються кислі продукти вивітрювання, що руйнують метал і бетон споруд.

Хімічне вивітрювання слабо виявляється на початкових стадіях вивітрювання, але поступово посилюється в міру збільшення ступеня подрібнення і розпушення порід під впливом агентів фізичного вивітрювання.

Характер процесів хімічного вивітрювання і склад кінцевих продуктів цих процесів залежать від навколишнього середовища і петрографічного складу порід. У тропічних областях воно в декілька разів інтенсивніше, ніж у сухих і холодних областях.

Якщо фізичне вивітрювання виявляється у всіх без винятку породах, то хімічне вивітрювання особливо сильно виявляється в таких породах, які утворилися в інших термодинамічних умовах, ніж ті, в яких вони опинилися пізніше внаслідок ендегенних і екзогенних процесів. Тому в магматичних і метаморфічних породах зона хімічного вивітрювання простягається набагато глибше від поверхні землі, ніж в осадових. Процеси хімічного вивітрювання магматичних порід зумовлюють докорінні зміни порід. Наприклад, міцний твердий граніт перетворюється на м'яку пластичну породу – каолін.

З осадових порід найбільш стійкі щодо процесів хімічного вивітрювання пісковики, особливо кварцові з кременистим цементом. Менш стійкі карбонатні породи, які можуть за певних умов навіть розчинятися у воді. Ще менш стійкі галоїди.

Ступінь вивітреності порід зменшується з глибиною. Спостерігається вертикальна зональність кори вивітрювання. Це має велике практичне значення при оцінюванні інженерно-геологічних умов будівництва різних споруд.

9.5.2 Водна ерозія

Площинна ерозія. Під площинною (поверхневою) ерозією розуміють рівномірний змив матеріалу зі схилів, що призводить до їх виположування. Цей процес здійснюється суцільним рухомим шаром води, проте в дійсності його виробляє мережа дрібних тимчасових водних потоків (рисунок 9.12).



Рисунок 9.12 – Водна площинна ерозія

Спочатку структурні елементи (грудочки) породи або ґрунту руйнуються під впливом кінетичної енергії крапель дощу і розкидаються в сторони. Падаючи, частинки води потрапляють на плівку води, що сприяє їх подальшому переміщенню. На схилах переміщення вниз відбувається на великі відстані.

Поверхнева ерозія призводить до утворення змитих і намитих порід або ґрунтів, а в більших масштабах – делювіальних відкладень.

Лінійна ерозія. На відміну від поверхневої, лінійна ерозія призводить до розчленування земної поверхні і утворення різних ерозійних форм: вимоїн, ярів, балок, русел річок і долин. Ці форми утворюються унаслідок впливу як нерегулярних потоків води, так і постійних водних потоків (річкова ерозія). Змитий матеріал відкладається зазвичай у вигляді конусів виносу і формує пролювіальні відкладення.

Основні форми річкової лінійної ерозії – глибинна (донна) і бічна. Глибинна ерозія виявляється в руслах постійних і тимчасових потоків, її результатом є поглиблення русла, розмивання дна. При бічній ерозії відбу-

ваються підмив берегів потоку, утворення широкої долини. У кожному постійному і тимчасовому потоці завжди можна виявити обидві форми ерозії, але на перших етапах розвитку переважає глибинна, а на наступних – бічна (рисунок 9.13).

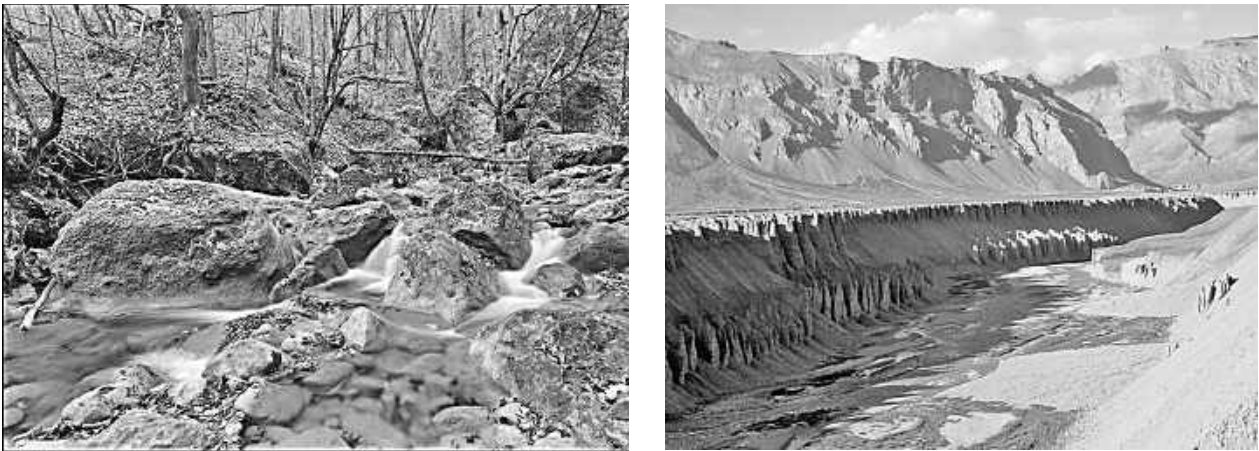


Рисунок 9.13 – Водна лінійна ерозія

Вплив ерозії на вже сформовані схили полягає в підмиві їх основи, що веде до збільшення крутизни схилів, розвитку схилових процесів і в поперечному розчленуванні схилів, при якому утворюються лінійні форми розмиву, різні за глибиною, протяжністю, формою.

Зародження вимоїн і ярів на схилах визначається безліччю природних і штучних чинників. Велике значення мають властивості порід, гідрогеологічні умови, рослинний покрив.

Хімічний вплив поверхневих вод, до яких належать і води річок, мінімальний. Основною причиною ерозії є механічна дія на гірські породи води і уламків раніше зруйнованих порід, що переносяться нею. За наявності у воді уламків ерозія різко посилюється. Чим більше швидкість течії, тим більші уламки переносяться і тим інтенсивніше відбуваються ерозійні процеси.

Для оцінювання еродованості порід їх характеризують комплексним показником (величиною допустимої нерозмивальної швидкості потоку), що враховує водні властивості порід, їх розмокання і опір розмиву. Допустима нерозмивальна швидкість потоку змінюється від 0,3...0,5 м/с для пухких четвертинних відкладень до 16...26 м/с для монолітних кристалічних порід.

На території України яружна мережа широко розвинена в межах височин – Середньо-Руської, Придніпровської, Волино-Подільської. На Придніпровській височині яружна мережа розкриває четвертинні і неоген-палеогенові піщано-глинисті відкладення. Більшість яружних систем Середнього Придніпров'я відкривається на схилах Дніпра і його приток. З ерозією на берегових схилах (у басейні Дніпра) безпосередньо пов'язане виникнення зсувів.

Глибокі яри розвинені в районі Канівських дислокацій. Тут еродують

дислоковані глинисті породи юри і крейди. У басейні Сіверського Дінця та Дністра яри в деяких місцях прорізають неогенові вапняки і пісковики. Збільшенню ярів повсюдно сприяли вирубка лісу, знищення рослинного покриву, розорювання схилів.

Боротьба з ерозією потребує проведення комплексних гідролісо-меліоративних заходів. Зараз унаслідок планового проведення меліоративних заходів закріплені схили, в більшості районів їх розвитку призупинено зростання ярів.

Значних успіхів у боротьбі з ерозією досягнуто в Придніпров'ї. Зміцнення ярів шляхом проведення лісомеліоративних заходів на схилах у ряді випадків дозволило стабілізувати схиліві процеси в цілому, призупинити розвиток зсувів.

Розвиток берегових схилів річкових долин великою мірою визначається бічною і глибинною ерозією річок. Нині не підлягає сумніву вирішальне значення бічної ерозії Дніпра в розвитку зсувів на його правому береговому схилі від Вишгорода до Канева.

У Києві, зокрема, збільшення зсувної активності пов'язано зі штучним підведенням основної течії Дніпра під правий берег, що було здійснено з метою поліпшення умов навігації в середині XIX ст.

Створення водосховищ на річках докорінно змінило їх режим, призвело до підвищення місцевих базисів ерозії, змінило характер руслових ерозійно-аккумулятивних процесів.

БІБЛІОГРАФІЧНИЙ СПИСОК

- Белицина, Г. Д. Почвоведение [Текст]: учеб. для ун-тов. В 2 ч. Ч. 1. Почва и почвообразование / Г. Д. Белицина, В. Д. Васильевская, Л. А. Гришина. – М. : Высш. шк., 1988. – 400 с.
- Гольштейн, М. Н. Механические свойства грунтов [Текст] / М. Н. Гольштейн. – М. : Стройиздат, 1971. – 367 с.
- Зощенко, М. А. Інженерна геологія. Механіка ґрунтів, основи і фундаменти [Текст] / М. А. Зощенко. – Київ: Вища шк., 1992. – 421 с.
- Иванов, П. Л. Грунты и основания. Механика грунтов / П. Л. Иванов. – М. : Высш. шк., 1991. – 124 с.
- Краев, В. Ф. Природа состава и свойств грунтов и связанных с ними геодинамических процессов [Текст] / В. Ф. Краев, Б. В. Овсянников, А. С. Шапиро. – Київ: Наук. думка, 1984. – 136 с.
- Ломтадзе, В. Ф. Инженерная геология. Инженерная геодинамика [Текст] / В. Ф. Ломтадзе. – Л. : Недра, 1978. – 479 с.
- Механические свойства грунтов [Текст] : учеб. пособие / А. В. Бетин, Н. В. Бондарева, В. Н. Кобрин, Н. В. Нечипорук. – Харьков : Нац. аэрокосм. ун-т им. Н. Е. Жуковского «Харьк. авиац. ин-т», 2009. – 94 с.
- Мулин, В. И. Механика грунтов для инженеров-строителей [Текст] / В. И. Мулин. – М. : Стройиздат, 1978. – 117 с.
- Приколонский, В. А. Грунтоведение [Текст] / В. А. Приколонский. – М.: Госгеолтехиздат, 1955. – 430 с.
- Сергеев, Е. М. Грунтоведение [Текст] / Е. М. Сергеев, В. В. Крохин, В. Б. Елисеев. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1983. – 392 с.
- Трофимов, В. Т. Грунтоведение [Текст] / В. Т. Трофимов, В. А. Королев, Е. А. Вознесенский. – М. : Изд-во МГУ, 2005. – 1024 с.
- Цемко, В. П. Оптимизация использования и охраны земельных ресурсов [Текст] / В. П. Цемко, Я. И. Дьяченко, И. Н. Долинец. – Киев: Наук. думка, 1989. – 292 с.
- Чаповский, Е. Г. Инженерная геология (Основы инженерно-геологического изучения горных пород) [Текст] / Е. Г. Чаповский. – М.: Высш. шк., 1975. – 296 с.
- Швец, В. Б. Справочник по механике и динамике грунтов [Текст] / В. Б. Швец. – Київ: Будівельник, 1987. – 461 с.
- Экологические основы грунтоведения [Текст] : учеб. пособие / А. В. Бетин, И. Н. Берешко, Т. С. Клименко, Н. В. Нечипорук. – Харьков : Нац. аэрокосм. ун-т им. Н. Е. Жуковского «Харьк. авиац. ин-т», 2005. – 89 с.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	3
1 ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ ТА ОСНОВНІ ПОЛОЖЕННЯ ҐРУНТОЗНАВСТВА.....	6
1.1 Короткий огляд історії розвитку ґрунтознавства	6
1.2 Предмет і завдання ґрунтознавства	9
1.3 Зв'язок ґрунтознавства з іншими науками	11
1.4 Сучасний стан ґрунтознавства.....	13
2 ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНІ КЛАСИФІКАЦІЇ ҐРУНТІВ.....	16
2.1 Формування фізико-механічних властивостей гірських порід.....	16
2.2 Структурні зв'язки в гірських породах.....	22
2.3 Види класифікацій ґрунтів.....	24
2.4 Принципи побудови загальної класифікації ґрунтів.....	26
2.5 Загальна класифікація ґрунтів	29
3 СКЛАД І СТРУКТУРА ҐРУНТІВ.....	36
3.1 Мінералогічний склад гірських порід.....	36
3.1.1 Первинні нерозчинні у воді мінерали	36
3.1.2 Вторинні нерозчинні у воді мінерали	37
3.1.3 Вторинні розчинні у воді мінерали	39
3.1.4 Органічні сполуки.....	40
3.2 Гази та вода в гірських породах.....	40
3.2.1 Гази в гірських породах.....	41
3.2.2 Вода в гірських породах.....	44
3.3 Водопроникність і гранулометричний склад ґрунтів	51
3.3.1 Коефіцієнт фільтрації	51
3.3.2 Залежність водопроникності ґрунтів від їх гранулометричного складу	53
3.3.3 Класифікація ґрунтів за ступенем водопроникності	58
3.4 Структура, текстура, складання і тріщинуватість порід	61
3.4.1 Структура порід	62
3.4.2 Текстура порід	65
3.4.3 Складання порід	69
3.4.4 Тріщинуватість порід.....	71
3.5 Склад і структура родючих ґрунтів.....	72
3.5.1 Фактори та умови утворення родючих ґрунтів.....	73
3.5.2 Склад родючих ґрунтів.....	82
3.5.3 Ґрунтовий профіль і структура родючих ґрунтів.....	85
3.5.4 Родючість як основна властивість ґрунту.....	87
3.5.5 Типи родючих ґрунтів	88
4 ЗАГАЛЬНИЙ ОГЛЯД ВЛАСТИВОСТЕЙ ҐРУНТІВ	91
4.1 Значення віку порід і природної обстановки для інженерно-геологічного оцінювання порід.....	91
4.1.1 Вік порід.....	91
4.1.2 Кліматичні умови.....	92

4.1.3	Геоморфологічна обстановка	92
4.1.4	Гідрогеологічні умови	92
4.2	Групи ознак і властивостей порід.....	93
4.3	Основні фізичні характеристики ґрунтів.....	93
5	МЕХАНІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ СКЕЛЬНИХ ҐРУНТІВ.....	98
5.1	Деформаційні властивості порід з жорсткими зв'язками.....	98
5.2	Механічна міцність порід з жорсткими зв'язками між зернами	104
5.3	Твердість порід з жорсткими зв'язками	108
5.4	Кріпкість порід з жорсткими зв'язками.....	109
5.5	Розроблюваність та розпушуваність скельних порід	111
5.6	Реологічні властивості скельних порід	111
5.7	Сейсмоакустичні методи вивчення масивів порід.....	114
6	СТИСЛИВІСТЬ ДИСПЕРСНИХ ҐРУНТІВ.....	118
6.1	Закон ущільнення. Компресійна залежність	121
6.2	Основи теорії напруженого стану ґрунту під фундаментом. Розрахунок кінцевого осідання з урахуванням можливості зміни характеристик ґрунту по глибині	128
6.3	Методика і прилади для проведення компресійних випробувань.....	133
6.4	Просадочність.....	136
6.5	Визначення показників деформаційних властивостей порід при тривісному стисненні з обмеженим бічним розширенням.....	138
6.6	Одновісне стиснення.....	140
6.7	Способи визначення стисливості порід у польових умовах.....	141
7	ОПІР ПОРІД ЗСУВУ	145
7.1	Закон тертя і оснований на ньому закономірності.....	145
7.2	Опір зсуву піщаних порід.....	149
7.3	Опір зсуву глинистих порід.....	151
7.4	Майданчики, лінії і поверхні ковзання в ґрунті.....	153
7.5	Стійкість укосів ґрунтів.....	155
7.6	Способи визначення опору порід зсуву в лабораторних умовах	158
7.7	Способи визначення опору порід зсуву в польових умовах	163
8	ФІЗИКО-МЕХАНІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ РОДЮЧИХ ҐРУНТІВ.....	167
8.1	Деформаційні властивості родючих ґрунтів.....	167
8.2	Міцність родючих ґрунтів.....	168
8.3	Реологічні властивості родючих ґрунтів.....	171
9	ҐРУНТОВІ ПРОЦЕСИ ТА РЕЖИМИ.....	176
9.1	Просадочні явища	176
9.2	Обвали.....	177
9.3	Зсуви	185
9.4	Селі	194
9.5	Ерозія.....	198
9.5.1	Вивітрювання.....	198
9.5.2	Водна ерозія.....	202
	БІБЛІОГРАФІЧНИЙ СПИСОК	205

Навчальне видання

Бетін Олександр Володимирович
Бугаснко Олег Михайлович
Кирієнко Петро Григорович
Калган Ірина Євгенівна

ҐРУНТОЗНАВСТВО

Редактор Н. В. Мазепа

Зв. план, 2021

Підписано до друку 14.11.2022

Формат 60 × 84 ¹/₁₆. Папір офс. Офс. друк

Ум. друк. арк. 11,6. Обл.-вид. арк. 13. Наклад 50 пр.

Замовлення 339. Ціна вільна

Видавець і виготовлювач

Національний аерокосмічний університет ім. М. Є. Жуковського

«Харківський авіаційний інститут»

61070, Харків-70, вул. Чкалова, 17

<http://www.khai.edu>

Видавничий центр «ХАІ»

61070, Харків-70, вул. Чкалова, 17

izdat@khai.edu

Свідоцтво про внесення суб'єктів видавничої справи до Державного
реєстру видавців, виготовлювачів і розповсюджувачів видавничої продукції
сер. ДК № 391 від 30.03.2001