Лекція 3.

Тема. Хімія ґрунтів.

Мета. Ознайомити студентів з елементним складом ґрунтів, органічними речовинами ґрунту, поглинальною та катіонообмінною здатністю ґрунтів, методами відбору проб та підготовкою ґрунтів до аналізу.

Вступ.На відміну від природних вод та повітря хімічний склад ґрунтів і донних відкладів є більш стабільним у часі і в просторі, особливо щодо вмісту в них основних компонентів. Через це для визначення таких компонентів немає потреби часто відбирати проби в багатьох місцях. Однак вміст у ґрунтах та донних відкладах доступних для споживання рослинами цих форм є більш лабільним і може значно змінюватись у часі й просторі, зокрема на різних ділянках поверхні та на різних глибинах. Тому для визначення цих компонентів проби відбирають з більшої кількості місць на поверхні та з різних глибин. Час відбору проб необхідно узгоджувати з етапами вегетації суходільних та водних рослин.

План.

1. Елементний та фазовий склад ґрунтів.

1.1. Хімічний склад мінеральної частини ґрунту

1.1.1. Загальний хімічний склад ґрунтів

1.1.2. Хімічні елементи та їх сполуки у ґрунтах

2. Тверда фаза ґрунту

2.1. Мінералогічний (мінеральний) склад ґрунту

2.2. Типи зв’язків у твердій фазі ґрунту

2.3. Органічні речовини ґрунту

2.3.1 Класифікація органічних речовин ґрунту

2.3.2. Органо-мінеральні сполуки в ґрунтах

3. Вода в ґрунті і ґрунтовий розчин

3.1. Хімічний склад ґрунтового розчину

3.2. Реакція ґрунтового розчину

4. Ґрунтове повітря і повітряно-фізичні властивості ґрунтів

4.1. Склад газової фази ґрунту

4.2. Повітряно-фізичні властивості ґрунтів

5.Фізичні властивості ґрунтів

5.1. Визначення щільності ґрунтів

5.2. Визначення пористості ґрунтів

6. Вивчення стану фізико-хімічних властивостей ґрунтів

6.1. Визначення водоміцності ґрунтів

6.2. Визначення консистенції (стану) й пластичності ґрунтів

6.3. Визначення набрякання (набрякання) ґрунтів

6.4. Визначення зсідання ґрунтів

7. Поглинальна і катіонообмінна здатність ґрунтів.

8. Відбір проб та підготовка ґрунтів до аналізу.

Зміст лекції.

**1. Елементний та фазовий склад ґрунтів**

Під ґрунтом розуміється природно-історичне органо-мінеральне природне тіло, що виникло на поверхні Землі в результаті тривалого впливу біотичних, абіотичних і антропогенних факторів, що складається з твердих мінеральних і органічних часточок, води і повітря, і має специфічні генетично-морфологічні ознаки і властивості, що обумовлюють ріст і розвиток рослин.

Таким чином, ґрунт – багатофазова полідисперсна система. Вона складається з:

* **твердих часток (тверда фаза ґрунту)**, частка твердої фази складає 40-65% ґрунтової маси. Тверда фаза типового родючого ґрунту на 95% складається з неорганічних і на 5% –з органічних сполук.
* **води (ґрунтового розчину)** – це рідка фаза ґрунту, що існує в природних умовах.
* **ґрунтового повітря** до 35% об’єму ґрунту звичайно займає ґрунтове повітря. Ґрунтове повітря відрізняється від атмосферного вищим вмістом карбон(IV) оксиду (переважно від 0,1 до 2-3%), а в торф’яних ґрунтах на глибині 20-30 см концентрація карбон(IV) оксиду досягає 10-12%(об.). Вміст кисню в повітрі верхнього шару ґрунту (товщиною 20 м) 1,5% нижче його концентрації в атмосферному повітрі. У ґрунтовому повітрі можуть утримуватися гідроген сульфід, метан, нітроген(ІІІ) оксид та органічні сполуки (вуглеводні, спирти, ефіри, альдегіди).
* **живої фази ґрунту** ‒ це організми, що його населяють і беруть участь у процесі ґрунтотворення. До них відносяться численні мікроорганізми (бактерії, актиноміцети, гриби, водорості), представники ґрунтової мікро- і мезофауни (найпростіші, комахи, черв'яки та інш.), кореневі системи рослин.

Для типових ґрунтів характерно наступне співвідношення мас твердої, рідкої і газової фаз:

Т:Р:Г = 2:1:1.

Фазовий склад ґрунтів зображено на рис.1

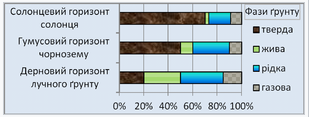


Рис. 1. Фазовий склад ґрунтів

**1.1. Хімічний склад мінеральної частини ґрунту**

**1.1.1. Загальний хімічний склад ґрунтів**

Оскільки ґрунт є верхньою частиною кори вивітрювання літосфери, то саме він майже повністю успадковує її хімічний склад. Проте саме майже повністю, а не на 100 відсотків, оскільки внаслідок впливу живої речовини вміст деяких елементів зазнає кардинальних змін у порівнянні з літосферою.

Ґрунти, які В.І. Вернадський називав *біокосним тілом*, за якісним і кількісним вмістом елементів істотно відрізняються від живих організмів і гірських порід (табл.1). Однією з особливостей ґрунтів є *наявність у них великого набору елементів*. Як видно з табл.1, усі види ґрунтів відрізняє високий вміст Карбону і Силіцію, що, безумовно, пов’язано з процесом ґрунтоутворення.

Таблиця 1

Середній елементний склад (у %) метрового шару ґрунтів європейської частини в перерахунку на абсолютно сухе зважування (за Кудріним)

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Елементи  Ґрунти | О | Н | С  гумусу | N | Р | | Si | Аl | Fe |
| Тундрові | 47,86 | 0,25 | 3,49 | 0,125 | | 0,105 | 29,70 | 6,65 | 3,58 |
| Торф’яні | 36,86 | 5,33 | 53,33 | 1,900 | 0,200 | | 1,00 | 0,12 | 0,50 |
| Підзолисті: |  |  |  |  |  | |  |  |  |
| суглинні | 49,60 | 0,06 | 0,66 | 0,080 | 0,054 | | 34,86 | 6,33 | 3,02 |
| супіщані | 50,66 | 0,05 | 0,67 | 0,066 | 0,022 | | 39,57 | 4,31 | 1, 16 |
| Піщані | 52,20 | 0,04 | 0,64 | 0,060 | 0,022 | | 43,77 | 1,72 | 0,55 |
| Сірі лісові | 49,27 | 0,09 | 1,25 | 0,115 | 0,044 | | 33,45 | 6,67 | 3,80 |
| Чорноземи | 48,74 | 0,16 | 2,20 | 0,200 | 0,071 | | 31,71 | 6,86 | 3,59 |
| Бурі лісові | 47,93 | 0,11 | 1,59 | 0,150 | 0,062 | | 28,89 | 8,23 | 5,77 |
| **Ґрунт у середньому** | **49,09** | **0,10** | **1,40** | – | **0,06** | | **32,94** | **6,60** | **3,24** |
| Материнські породи | 51,03 | 0,10 | – | – | 0,04 | | 33,00 | 6,25 | 3,30 |

Слід відмітити і великий діапазон концентрацій елементів, що присутні у ґрунті. Різниця у вмісті окремих елементів у ґрунті досягає 9-10 порядків.

За абсолютним вмістом в ґрунтах всі елементи можуть бути об’єднані в кілька груп. До першої групи належать Оксиген і Силіцій, вміст яких складає десятки відсотків. Друга група включає елементи, вміст яких у ґрунті змінюється від десятих часток до декількох відсотків: це Аl, Fe, Ca, Mg, К, Na, С. Перші дві групи – типові макроелементи. У третю групу входять: Ti, Mn, N, P, S, Н, концентрації яких виміряються десятими і сотими частками відсотка. Вони складають перехідну групу. Мікро- і ультрамікроелементи містяться в ґрунтах у кількості 10–3-10–10%; до них можна віднести всі інші елементи, що зустрічаються в ґрунтах, наприклад Ва, Sr, B, Rb, Сu, V, Cr, Co, Li, Mo, Cs, Se.

Ґрунти різного механічного складу значно відрізняються один від одного, особливо за вмістом таких елементів, як Si, Al, Fе, лужні і лужноземельні метали. У легких ґрунтах підвищена концентрація Si і знижена частка всіх інших елементів (за винятком Оксигену). Основну масу складає SiО2. Порівняно з середнім вмістом порід ґрунт збагачений органічним Карбоном, Нітрогеном, Фосфором, Сульфуром, тобто біогенними елементами, які накопичуються в результаті діяльності живих організмів. Такі елементи, як Si, Аl, Fe, Mg, К, Na, практично успадковані ґрунтами від ґрунтоутворюючої породи.

Хімічний склад ґрунту варіює з глибиною. Наведені в табл.1 дані про елементний вміст ґрунту показують *усереднений вміст метрового шару ґрунту*. Цей шар включає 2-3 (а іноді й більше) ***ґрунтових горизонтів*** – генетично зв’язаних між собою шарів ґрунту, які формуються в результаті розділення материнської породи в процесі ґрунтоутворення.

Ґрунтові горизонти виникають в результаті заносу, виносу, перерозподілу і перетворення речовин. Тому ґрунтові горизонти можуть значно відрізнятися один від одного за елементним і механічним складом. У поверхневих горизонтах, наприклад, накопичуються органічні речовини, Нітроген, Фосфор, сполуки Алюмінію, Кальцію, Магнію, Натрію, Калію, в багатьох випадках відбувається втрата силікатних сполук (за винятком SiO2 в формі кварцу).

Сукупність ґрунтових горизонтів, які генетично спряжені і закономірно змінюються, і на які ділиться ґрунт в процесі ґрунтоутворення, визначаються як ґрунтовий профіль. *В ґрунтовому профілі прийнято розрізняти три головні генетичні горизонти*:

А – поверхнево гумусо-акумулятивний;

В – перехідний до материнської породи;

С – материнська гірська порода.

Можливе більш детальне розподілення. Прийнято наступне розділення та утворення ґрунтових горизонтів:



Виділяють також перехідні горизонти, наприклад АА2, А2В, ВС. Інколи використовують і допоміжні позначення властивостей ґрунту та гірських порід. Кожний вид ґрунту характеризується деякими сполучення генетичних горизонтів, тому можна говорити про будову ґрунту, або його профілів. Використання системи символів ґрунтових горизонтів дозволяє спростити запис при описі типу ґрунту.

Різниця у валовому хімічному складі окремих горизонтів ґрунтового профілю використовується для визначення хімічного перетворення породи. Елювіально-ілювіальний профіль характеризується тим, що в елювіальному горизонті спостерігається збіднення півтораоксидами й збагачення кремнеземом; в ілювіальному спостерігається зворотна картина. Разом з цим, однаковий профіль за хімічним складом може формуватись під впливом таких елементарних ґрунтотворних процесів (ЕГП): опідзолення, знемулення, відбілювання (зняття залізних плівок з крупних частинок у верхній частині профілю та їх перенесення у нижню, ілювіальну), осолодіння (руйнування мінералів у лужному середовищі у верхній частині та виніс продуктів руйнування до ілювіальної частини), глеє-елювіальний процес (руйнування мінералів у відновних умовах у верхній частині профілю та винесення продуктів руйнування в ілювіальну).

Отже, напрямок та інтенсивність прояву ґрунтотворного процесу безпосередньо впливає на перерозподіл хімічного складу по профілю. Тому за характером профільних змін валового хімічного складу можна проводити діагностику грунтоутворення.

**1.2. Хімічні елементи та їх сполуки у ґрунтах**

Окрім елементів, у ґрунті наявна вода, гази та органічні речовини. Проте необхідно зауважити, що суттєві зміни у вмісті біогенних елементів пов’язані з живою фазою. Зокрема, Карбону у ґрунтах в понад 20 разів більше, ніж у літосфері, а азоту – у 10. Оскільки Гідроген є елементом води, то і його вміст у педосфері вищий. Для розуміння причин формування особливостей валового хімічного складу ґрунту і його варіювання по профілю завжди необхідно враховувати, що вміст окремих елементів визначається присутністю їх у ґрунті в складі різноманітних конкретних мінеральних і органічних сполук. Серед основних мінералів крупну фракцію складають кварц і польові шпати, а тонкодисперсну – глинисті алюмосилікати. Відповідно до цього, у валовому хімічному складі ґрунтів переважають Оксиген і Силіцій, менше Алюмінію, дуже мало Феруму, Титану, Кальцію та Натрію, інші елементи – у мікрокількостях.

**Силіцій.**Вміст цього елемента визначається в основному присутністю в ґрунті кварцу й у меншій мірі первинних і вторинних силікатів і алюмосилікатів. У ряді випадків може бути присутнім, у тому числі й у великих кількостях, аморфний кремнезем у вигляді опала або халцедону, генезис і накопичення яких у ґрунті зв’язані з біогенними (опалові фітолітарії, спікули губок, кістяки діатомей і т.п.) або гідрогенними (окремніння ґрунтів) процесами. Валовий вміст SiО2 у ґрунті коливається від 40-70% у глинистих ґрунтах до 90-98% у піщаних, тоді як у фералітних грунтах тропіків може бути і набагато нижчим.

**Алюміній.**Вміст алюмінію в ґрунтах зумовлений в основному присутністю польових шпатів, глинистих мінералів і почасти деяких інших, багатих», алюмінієм первинних мінералів, наприклад, слюд, епідотів, граната, корунду. Може бути присутнім і у вільному глиноземі, у вигляді різноманітних гідроксидів алюмінію (діаспор, беміт, гідраргаліт) в аморфній або кристалічній формі. Валовий вміст А12O3 у ґрунтах звичайно коливається від 1-2 до 15-20%, а у фералітних ґрунтах тропіків і бокситах може перевищити 40%.

**Ферум.**Цей елемент присутній у ґрунтах у складі як первинних, так і вторинних мінералів, будучи компонентом магнетиту, гематиту, титаномагнетиту, глауконіту, рогових обманок, піроксенів, біотиту, хлоритів, глинистих мінералів, мінералів групи оксидів Феруму. Багато в ґрунтах міститься й аморфних сполук Феруму, особливо різноманітних гідроксидів (гетит, гідрогетит і ін.). Загальний вміст у ґрунті Fe2O3 коливається в дуже широких межах (у %): від 0,5-1,0 у кварцово-піщаних ґрунтах і 3-5 у ґрунтах на лесах до 8-10 у ґрунтах на елювії щільних феромагнезіальних порід і до 20-50 у фералітних ґрунтах і латеритах тропіків. У ґрунтах також часто спостерігаються залізисті конкреції і прошарки. За С.В.Зонном (1982), сполуки цього елементу в ґрунтах представлені такими формами:

1) силікатним Ферумом, що входить до складу кристалічних ґраток: а) первинних мінералів; б) вторинних (глинистих) мінералів;

2) несилікатним (вільним) Ферумом: а) слабко або сильно окристалізованим Ферумом оксидів і гідроксидів; б) залізистих і гумусово-залізистих аморфних сполук; в) обмінних і воднорозчинних рухливих сполук.

**Кальцій.**Вміст Са в безкарбонатних суглинистих ґрунтах складає 1-3% і визначається в основному присутністю глинистих мінералів тонкодисперсних фракцій, а також гумусом і органічними залишками, у зв’язку з чим спостерігається тенденція до біогенного збагачення Кальцієм верхньої органо-акумулятивної частини профілю. Однак у ряді випадків його підвищений валовий вміст може бути зумовлений присутністю у великих фракціях уламків карбонатних порід і первинних мінералів, кальцієвмісних мінералів (кальциту, гіпсу, основних плагіоклазів та ін.). У ґрунтах сухостепової й аридної зон підвищений валовий вміст Кальцію може бути зумовлений утворенням і накопиченням вторинного кальциту або гіпсу в процесі ґрунтоутворення. Багато Кальцію може акумулюватись в ґрунті гідрогенним шляхом, аж до утворення вапняних або гіпсових кір.

**Магній.**Валовий вміст Mg у ґрунті звичайно близький до вмісту Са й зумовлений головним чином присутністю глинистих мінералів, особливо монтморилоніту, вермикуліту, хлориту. У крупних фракціях Магній міститься в уламках доломітів, олівіні, рогових обманках, піроксенах; у ґрунтах сухого степу багато Магнію акумулюється при засоленні ґрунтів у вигляді хлоридів і сульфатів.

**Калій.**Вміст К2O складає в ґрунтах 2-3%. Цей елемент присутній частіше в глинистих мінералах тонкодисперсних фракцій, особливо в гідрослюдах, а також у складі таких первинних мінералів крупних фракцій, як біотит, мусковіт, калієві польові шпати. Поряд із Кальцієм, Калій відноситься до числа органогенів, необхідних для розвитку рослин; у ряді випадків Калій може бути в дефіциті, у зв’язку з чим його внесення в ґрунт позитивно позначається на родючості.

**Натрій.**Валовий вміст у грунті Na2O становить біля 1-3%. У ґрунті Натрій присутній у складі первинних мінералів, переважно в натрієвмісних польових шпатах. Вміст Na2O в окремих складових крупних фракцій може досягати 5-6%, тоді як у мулистій фракції не перевищує 0,5-1%. У засолених ґрунтах сухостепової зони у значних кількостях може бути присутнім у вигляді хлоридів або входити в поглинальний комплекс ґрунтів, у зв’язку з чим вміст Na2O у цьому випадку зростає до декількох відсотків. У ґрунті дефіциту цього елемента звичайно не спостерігається; присутність Натрію в підвищених кількостях у складі рухливих сполук зумовлює формування несприятливих фізичних і хімічних властивостей ґрунту.

**Манган.**Вміст Мn складає в ґрунті лише декілька десятих або навіть сотих часток відсотка й зумовлений присутністю марганцевих конкрецій, що утворилися в результаті мікробіологічної діяльності. У розсіяному вигляді Манган може входити до складу деяких первинних мінералів (олівінів, піроксенів, епідоту).

**Сульфур.**Вміст S у ґрунті звичайно не перевищує декількох десятих відсотка. Сульфур в ґрунті присутній у складі різних органічних сполук як рослинного, так і тваринного походження; у засолених ґрунтах при наявності значних кількостей сульфатів валовий вміст S може зростати до декількох відсотків. Підвищений вміст Сульфуру у вигляді рухомих сполук може спостерігатися при забрудненні ґрунтів промисловими відходами (випадання з опадами газоподібних викидів сполук Сульфуру). У крупних фракціях ґрунту Сульфур присутній у складі сульфідів (пірит), гіпсу, вторинних сполук Феруму(II), що утворюються при болотному процесі.

**Карбон, Нітроген, Фосфор.**Ці елементи належать до числа найважливіших органогенів. Присутність їх у ґрунті (перших двох практично цілком) зобов’язана впливу живої речовини і процесам ґрунтоутворення.

**Карбон.**У ґрунті він міститься в основному в складі гумусу, а також органічних залишків. Багато Карбону може знаходитися у складі карбонатів. Вміст Карбону в ґрунті коливається від часток відсотка в бідних органічною речовиною піщаних ґрунтах до 3-5 і навіть 10% – у багатих гумусом чорноземах (у торф’янистих і торф’яних горизонтах до десятків відсотків). Значна частина ґрунтів, що використовуються у землеробстві, потребує внесення Карбону у вигляді органічної речовини.

**Нітроген.**Так само, як і Карбон, Нітроген майже цілком зв’язаний у ґрунті з його органічною частиною – гумусом і складає 1/10-1/20 від вмісту Карбону. Незважаючи на невелику кількість (не більш 0,3-0,4, часто 0,1 і менше відсотка), Нітроген відіграє надзвичайно важливу роль у родючості ґрунтів, тому що він життєво необхідний рослинам, для яких він доступний тільки у формі нітратного й амонійного йонів. Більшість культурних ґрунтів потребує систематичного внесення цього елемента. У природних умовах поповнення в ґрунті резервів Нітрогену в доступних для рослин формах здійснюється азотфіксуючими бактеріями.

**Фосфор.**Є у ґрунті в дуже незначних кількостях: валовий вміст Р2О5 складає не більш 0,1-0,2%. Фосфор життєво важливий для рослин, але в більшості ґрунтів, особливо в піщаних, знаходиться в різкому дефіциті, у зв’язку з чим необхідно систематично вносити Фосфор в ґрунт, особливо при їхньому інтенсивному використанні в сільськогосподарському виробництві. У ґрунті Фосфор є у складі гумусу, органічних залишків, у мінеральній частині ґрунтів у складі апатиту, вторинного болотного мінералу – вівіаніту.

Поряд із перерахованими макроелементами, в ґрунті в дуже невеликих кількостях (тисячні частки відсотка) присутні розсіяні елементи і мікроелементи, однак вони надзвичайно важливі для життєдіяльності рослин. Валовий вміст цих елементів переважно пов’язаний із вмістом у ґрунті первинних мінералів, почасти глинистих мінералів і органічної речовини. Спостерігається така приуроченість найважливіших мікроелементів і розсіяних елементів до первинних мінералів:

Ni, Co, Zn – авгіт, біотит, ільменіт, магнетит, рогова обманка;

Сu – авгіт, апатит, біотит, гранати, калієві польові шпати, плагіоклази;

V – авгіт, біотит, ільменіт, мусковіт, рогова обманка, сфен;

Рb – авгіт, апатит, біотит, калієві польові шпати, мусковіт;

Li – авгіт, біотит, рогова обманка, турмалін;

В – турмалін;

Zr – циркон;

рідкоземельні елементи – епідот, монацит.

Носіями мікроелементів і розсіяних елементів у крупних фракціях ґрунтів можуть бути також зерна кварцу й уламків порід, що містять кварц, тому що в них нерідко зустрічаються субмікроскопічні вкраплення перерахованих первинних мінералів.

Хімічний склад ґрунтів впливає на їхню родючість як безпосередньо, так і визначаючи ті або інші властивості ґрунту, що мають вирішальне значення в житті рослин. З одного боку, це може бути дефіцит певних елементів живлення рослин, наприклад, Фосфору, Нітрогену, Калію, Феруму, деяких мікроелементів; з іншого – токсичний для рослин надлишок, як у випадку засолення ґрунтів. У процесі ґрунтоутворення відбуваються дуже істотні перетворення хімічного складу вихідних материнських порід, що пов’язані з цілою серією загальних ґрунтових процесів:

1) перехід хімічних елементів з одних сполук в інші в зв'язку з мінеральними перетвореннями;

2) надходження елементів з атмосфери з опадами та імпульверизацією;

3) винос елементів низхідним рухом води в ґрунтові води і далі в гідрографічну мережу, у кінцевому рахунку – в океан;

4) привнесення елементів із ґрунтовими водами;

5) циклічне залучення елемента в біологічний кругообіг.

Тому профіль ґрунтів завжди у певній мірі диференційований за хімічним складом.

**2. Тверда фаза ґрунту**

Тверда фаза ґрунту складається з різноманітних мінералів, органічної речовини, органо-мінеральних сполук та води у твердому стані.

**2.1. Мінералогічний (мінеральний) склад ґрунту**

Найбільш важливою характеристикою твердої фази ґрунтів є її *мінералогічний (або мінеральний) склад*, що визначає в остаточному підсумку як сам ґрунт, так і його стан та інженерно-геологічні властивості.

У природі налічується понад 2500 мінералів, але тільки приблизно 100 з них мають значне поширення. Вміст деяких із них у твердій фазі ґрунту становить кілька десятків відсотків. Ці мінерали називають *головними породоутворюючими мінералами*. Залежно від умов утворення головні породоутворюючі мінерали поділяють на *первинні* та *вторинні*. Інші мінерали містяться у ґрунті в досить незначних кількостях (частини відсотка), тому їх називають *другорядними*, або *акцесорними*, мінералами. Нарешті, зустрічаються так звані «випадкові» мінерали, або домішки, що не є характерними для даного ґрунту.

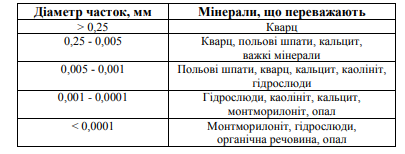
*Первинні мінерали* утворюються в результаті охолодження і кристалізації магми, а також при метаморфізмі, тому з моменту свого утворення вони не зазнали суттєвих хімічних змін. Найпоширенішими первинними мінералами в ґрунтах є кварц, польові шпати, амфіболи та піроксени, слюди.

*Вторинні мінерали* ‒ результат хімічної зміни первинних мінералів. Серед вторинних мінералів виділяють прості солі, гідроксиди та оксиди, а також глинисті мінерали.

Різні мінерали неоднаково піддаються вивітрюванню. Так, кварц є найбільш стійким мінералом, й тому, звичайно, він накопичується у крупних фракціях гранулометричного складу, польові шпати переважають у середньозернистому піску. Як приклад, можна привести розподіл мінералів за фракціями гранулометричного складу в лесах (табл.2).

Таблиця 2.

Розподіл мінералів, що переважають, за фракціями гранулометричного складу в лесах (за В.П. Ананьєвим)



При вивченні ґрунтів, як правило, досліджуються тільки головні породоутворюючі мінерали, що містяться у породах у великій кількості та мають значний вплив на їхні властивості.

Основними породоутворюючими мінералами в ***магматичних гірських породах*** (граніти, діорити, сієніти, діабази, порфіри, габро, дуніти тощо) є *первинні мінерали* – польові шпати (їхня частина може досягати 60% від загального мінералогічного складу породи), кварц та піроксени (авгіт, енстатит, діопсид тощо) – 10-12%, слюди – 5%, олівін – 3% тощо.

До складу ***метаморфічних гірських порід*** (гнейси, кварцити, сланці, мармури тощо) входять як *первинні мінерали* ‒ кварц, польові шпати, слюда, так і *вторинні мінерали* – гранати, тальк, хлорит, епідот тощо.

До складу ***осадових гірських порід*** (пісковики, аргіліти, алевроліти, глини, леси, піски, вапняки, мергелі тощо) можуть входити всі найбільш розповсюджені породоутворюючі мінерали – *первинні* (кварц, польові шпати, слюда тощо), *вторинні* (амфіболи, піроксени, кальцит, гіпс, ангідрит, доломіт, глинисті мінерали тощо), а також *органічна речовина* й *органо-мінеральні сполуки*.

**2.2. Типи зв’язків у твердій фазі ґрунту**

Властивості первинних мінералів залежать від хімічного складу, структури кристалічної ґратки та характеру зв’язку між атомами, молекулами й іонами. Найбільше значення мають мінерали класу первинних силікатів, у яких переважають внутрішньокристалічні зв’язки йонно-ковалентного типу; прості солі (карбонати, сульфати, галоїди), що мають йонний тип зв’язків; глинисті мінерали (монтморилоніт, гідрослюди, каолініт тощо), що характеризуються великим розмаїттям внутрішньокристалічних зв’язків. Крім того, у ґрунтах у значній кількості може вміщуватись органічна речовина, в будові якої присутні молекулярні й водневі зв’язки. Властивості мінералів, які, у свою чергу, зумовлюють властивості ґрунтів, пов’язані з особливостями їхнього хімічного складу, внутрішньої будови й зв’язків, що існують усередині самих мінералів (атомів, іонів, радикалів). Міцність найтвердіших компонентів визначає міцність і характер зв’язків усередині них. Мінерали з однаковим хімічним складом можуть мати різну міцність внаслідок розбіжності в їхній кристалічній структурі й характері хімічних зв’язків усередині самого кристала, тому більш обґрунтовано проводити підрозділ твердої фази за переважаючим типом зв’язків усередині самої фази ‒ чим міцніші переважаючі у твердої фази зв’язки, тим вона міцніша.

За характером зв’язків і певним просторовим розподілом електронів у твердих компонентах ґрунтів виділяється п’ять типів зв’язків:

ковалентний;

йонний;

металевий;

водневий;

молекулярний.

***Ковалентний зв’язок*** характерний для атомів, що мають близькі або однакові значення електронегативності. Зв’язок у цьому випадку формується за рахунок спільного використання пари електронів, що переходять з орбіти одного атома на спільну орбіту обох атомів. Спільні електрони обумовлюють міцний зв’язок між атомами, тому ковалентні зв’язки дуже міцні й характеризуються спрямованістю. Вони притаманні для різних широко розповсюджених силікатних мінералів. Багато кристалічних сполук із ковалентними зв’язками є тугоплавкими й мають високу твердість та міцність (наприклад, алмаз). Однак ковалентні зв’язки можуть існувати не тільки у твердих кристалах, але й у рідинах (наприклад, у молекулах води), а також в органічних сполуках (у молекулах органічних сполук).

***Йонний зв’язок*** характерний для атомів, що мають різні значення електронегативності. При взаємодії цих атомів валентні електрони переходять від атома з меншою електронегативністю до атома з більшою електронегативністю. В результаті утворюються два протилежно заряджених йони, між якими під впливом кулонівського тяжіння виникає йонний зв’язок.

На відміну від кулонівських, йонні зв’язки внаслідок своєї електростатичної природи не наділені спрямованістю і насиченістю. Ненасиченість йонного зв’язку найбільше яскраво проявляється у схильності сполук із таким зв’язком до утворення кристалічних ґраток, у вузлах яких кожний йон оточений максимально можливим числом йонів протилежного заряду. Йонні зв’язки характерні для багатьох солей (галоїдів, сульфатів, карбонатів). Найбільш характерна властивість сполук з йонним типом зв’язків на відміну від ковалентного ‒ розчинність, тобто їхня здатність до дисоціації на йони в 13 розчинах у полярних розчинниках. Це обумовлено тим, що енергія сольватації [сольватація (від лат. «*solvo*» ‒ розчиняю) – електростатична взаємодія між йонами або молекулами розчиненої речовини із йонами або молекулами розчинника] йонів молекулами розчинника перевищує енергію самого йонного зв’язку в кристалі. Найбільш розчинні галоїди (до 35,7 г в 100 см3 води за температури t = 10 0С), найменш розчинні ‒ карбонати (тисячні долі грама за таких самих умов).

***Металеві зв’язки*** утворюються в сполуках між елементами, що володіють вільними валентними орбіталями й низькою енергією йонізації. Такі зв’язки характерні для всіх сполук, що відносяться до металів ‒ речовин, наділених високою електро- й теплопровідністю, обумовленими значною рухливістю електронів у кристалічній ґратці. Зі 107 елементів Періодичної системи 83 елемента є металами. Метал являє собою ряд позитивних йонів, локалізованих у певних положеннях кристалічної ґратки і ніби занурених у «море» вільних рухливих електронів. Це відрізняє ненаправлений металевий зв’язок від спрямованого ковалентного. Енергія зв’язків між електронами і ядрами в кристалах металів відносно мала, вона мінімальна у лужних металів і зростає зі збільшенням заряду ядра, досягаючи найбільших значень у перехідних металів.

***Водневий зв’язок*** утворюється за рахунок атома Гідрогену, що перебуває між двома атомами та який ковалентно зв’язаний з одним атомом і може одночасно взаємодіяти із суміжним атомом іншої молекули. Він має електростатичну природу і значно менший за своєю енергією, ніж ковалентний чи йонний зв’язок. Водневі зв’язки характерні для твердих компонентів ґрунту, що містять Гідроген (льоду, кристалогідратів), найбільш електронегативних елементів типу Оксигену, Флуору тощо, а також для деяких глинистих мінералів.

***Молекулярні зв’язки*** (сили Ван дер Валса) виникають за рахунок поляризації молекул, якщо вони знаходяться на відстанях, що значно перевищують їхні йонні радіуси. Молекулярні сили беруть участь у формуванні зв’язків усіх мінералів, але найбільш поширені в органічних твердих 14 компонентах і глинистих мінералах. Це найслабший зв’язок серед вище розглянутих.

Ґрунтуючись на виділенні типу зв’язку, що переважає, тверді компоненти ґрунтів поділяють на групи, що істотно розрізняються за своїми властивостями:

1) мінерали з переважанням ковалентних зв’язків ‒ первинні силікати;

2) з переважанням йонних зв’язків ‒ йонні мінерали та солі;

3) з переважанням металевого зв’язку ‒ металеві сполуки;

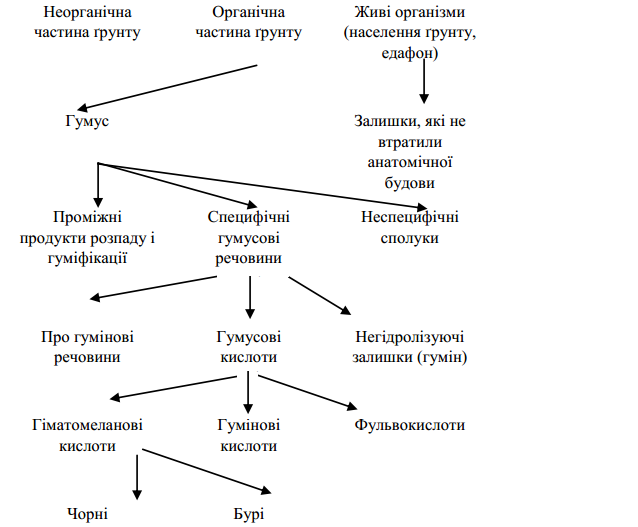
4) з переважанням ковалентного зв’язку й наявністю молекулярних і водневих зв’язків ‒ глинисті мінерали;

5) компоненти з переважанням молекулярних і наявністю ковалентних зв’язків ‒ органічна речовина й органо-мінеральні комплекси;

6) компоненти з переважанням водневого зв’язку, молекулярних і наявністю ковалентних зв’язків ‒ лід і газогідрати.

**2.3. Органічні речовини ґрунту**

Класифікація органічних речовин ґрунту (за Д.С. Орловим):



На долю органічних речовин припадає, як уже відзначалося вище, 5-95% загальної маси твердої фази ґрунтів. Їх кількісний і якісний склад визначає практично всі агрономічні якості і властивості ґрунтів. Набір різних органічних сполук, що входять до складу ґрунтів, дуже великий, їхній вміст у ґрунтах змінюється в широких межах – від декількох відсотків до великих кількостей – і визначається в основному процесами ґрунтоутворення.

**2.3.1. Класифікація органічних речовин ґрунту**

На сьогодні органічною речовиною ґрунту називають усю сукупність органічних сполук, що є присутніми у ґрунті, за винятком речовин, що входять до складу живих організмів (рис. 1).

Всі органічні речовини за своїм походженням, характером і функціями поділяються на дві групи: органічні рештки і гумус. Першу з них складають рештки тварин і рослин, які не втратили вихідної анатомічної будівлі; у ґрунтових горизонтах A1-C – це, в основному, залишки кореневої системи рослин.

**Гумус**–частина органічної речовини ґрунту,щоскладається з сукупності специфічних і неспецифічних органічних речовин ґрунту, за винятком сполук, що входять до складу живих організмів і їхніх рештків. Отже, гумус складають індивідуальні органічні сполуки, а також органічні сполуки, що знаходяться у формі органомінеральних утворень. У складі гумусу виділяють три групи сполук:

**специфічні гумусові речовини**,

**неспецифічні органічні сполуки**;

**проміжні продукти розпаду** і **гуміфікації**.

Третя група містить у собі продукти часткового розкладу органічних решток, які за сумою ознак ще не можуть бути віднесені до специфічних гумусових речовин, але вже не є речовинами, характерними для живих організмів. Специфічні речовини і неспецифічні гумусові сполуки утворюються в результаті протікання процесів утворення ґрунтів. Тому їхній вміст і склад цілком визначаються умовами ґрунтоутворення.

Неспецифічні гумусові сполуки синтезуються в живих організмах і надходять у ґрунт у складі рослинних і тваринних залишків. Це цукри, амінокислоти, білки, органічні основи, дубильні речовини, органічні низькомолекулярні кислоти тощо. У більшості ґрунтів складають одиниці відсотків загального вмістуорганічної речовини. Специфічні гумусові речовини утворяться безпосередньо в ґрунті в результаті протікання процесів гуміфікації. Серед них виділяють прогумінові речовини, гумусові кислоти і гумін.

*Гумін, або негідролізований залишок* – це та частина органічної речовини ґрунту, що не розчинна у кислотах, лугах і органічних розчинниках.

*Прогумінові речовини* подібні з проміжними продуктами розпаду органічних залишків. Їхня присутність виявляється при детальному фракціонуванні виділених із ґрунту препаратів.

*Гумусові кислоти* – клас високомолекулярних нітрогеновмісних оксикислот з ароматичним ядром, що входить до складу гумусу та утворюється в процесі гуміфікації. На підставі різної розчинності у воді, кислотах, лугах і спирті гумусові кислоти підрозділяють на гумінові кислоти, гіматомеланові кислоти і фульвокислоти.

*Гумінові кислоти* – група темно-забарвлених гумусових кислот, розчинних у лугах і не розчинних у кислотах. Компонентами молекул гумінових кислот є ароматичні, гетероциклічні та аліфатичні угрупування. Для них характерна наявність груп СООН‒ і ОН‒ (фенольні та спиртові). Містять амінокислоти, ймовірно, в формі поліпептидів і полісахаридів. До їх складу входять C (50-62%), H (2,8-6,6%), O (31-40%), N (2-6%) і зольні елементи. Елементарний склад молекул гумінових кислот непостійний. Молекулярна маса коливається від 4 тис. до 100 тис. ат. од. Хімічні властивості, ємність вбирання, взаємодія з мінералами грунту зумовлені наявністю в молекулі ГК функціональних груп (карбоксильної, фенолгідроксильної, амідної, карбонільної тощо). Молекула гумінової кислоти має складну будову (рис. 2) і складається з: 1) ядра – це ароматичні та гетероциклічні угрупування (азотовмісні гетероцикли, феноли, ароматичні альдегіди, 50-65% маси молекули гумінової кислоти). У процесі старіння гумусу збільшується ступінь конденсованості, ущільненості ядра, у зв'язку з чим зменшується рухомість гумінової кислоти; 2) периферійної частини гумінової кислоти, що складається з аліфатичного ланцюжка (вуглеводневі та амінокислотні групи, 25-40% від маси молекули) та функціональних груп (карбоксильних, гідроксильних, амінних тощо, 10-25%). Наявність карбоксильних та гідроксильних груп зумовлює кислотні властивості, ємність поглинання, розчинність, здатність утворювати органо-мінеральні сполуки тощо.

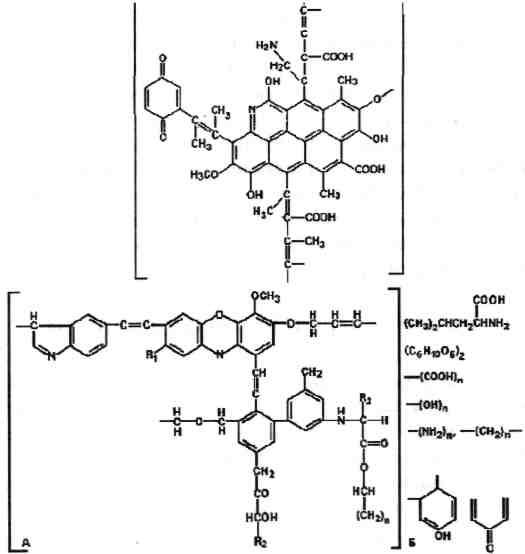


Рис. 2. Ймовірні схеми будови структурної комірки гумусових кислот

Гумінові кислоти не мають кристалічної будови, але молекули їх упорядковані й сітчасті за структурою, сферичної форми, діаметром біля 3-8 нм, об'єднуються між собою і створюють асоціати. Розчини гумінових кислот пересуваються в електричному полі, при всіх значеннях рН молекули мають негативний заряд. Основна маса гумінових кислот при рН > 5, знаходиться у вигляді нерозчинних у воді продуктів, а при рН < 5, – дегідратованих гелів, тому частково розчиняються, утворюючи молекулярні й колоїдні розчини. Гумінові кислоти різних типів грунтів мають відмінності в ряду від підзолистих грунтів до чорноземів: збільшуються відношення С:Н, частка ядра, оптична щільність, гідрофобність, зменшується розчинність, здатність до пептизації.

*Гіматомеланові кислоти* – група гумусових кислот, розчинних в етанолі. Це група гумусових речовин із проміжними властивостями між фульвокислотами й гуміновими кислотами. Раніше їх відносили до групи гумінових кислот.

*Фульвокислоти* – група гумусових кислот, розчинних у воді, лугах і кислотах, відрізняються більшою гідрофільністю і здатністю до кислотного гідролізу. Світло-жовтого, світло-бурого забарвлення, розчинні у воді й лугах, утворюючи фульвати, їх елементарний склад відрізняється від складу гумінових кислот. Вони містять С (41-46%), Н (4-5), N (3-4), О (44-48%). Отже, фульвокислоти містять менше С і більше О, ніж гумінові, а також відрізняються співвідношенням ядра і периферійної частини в молекулі (слабо виражене ядро і більша частина периферії). Водні розчини фульвокислот сильно кислі (рН = 2,6-2,8), молекулярна маса коливається від 2 до 500 тис. ат. од., енергійно руйнують мінеральну частину грунту, дуже лабільні.

Середній вміст органічної речовини ґрунту зображено на рис. 3.

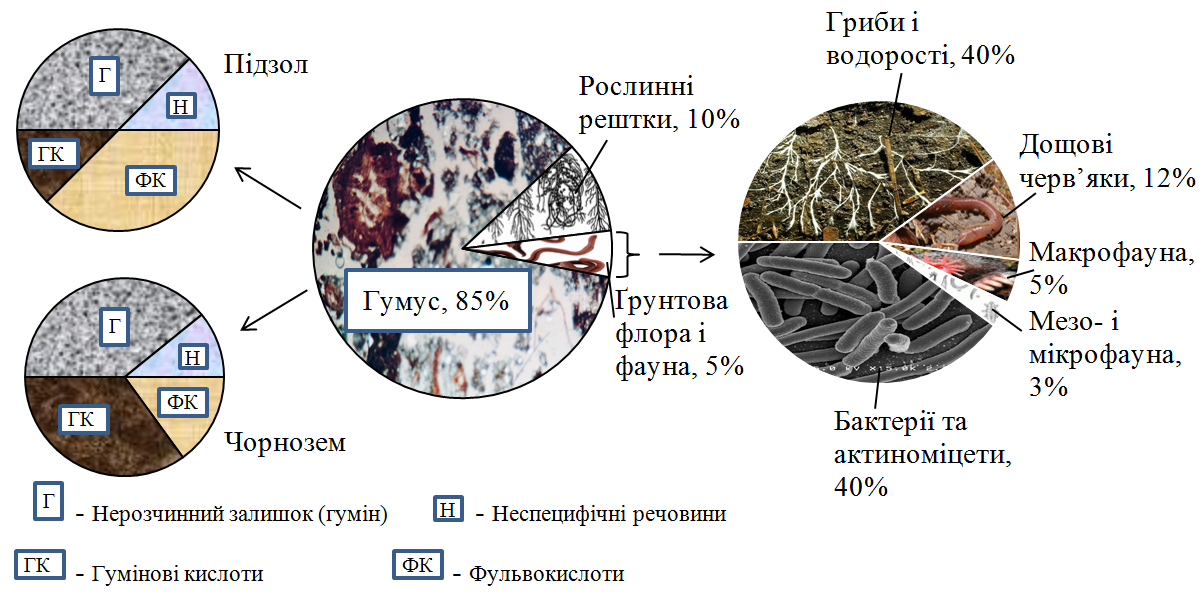
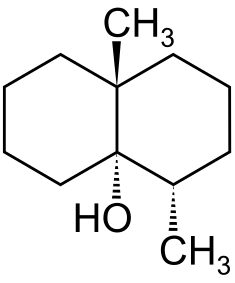


Рис. 3. Середній вміст органічної речовини ґрунту

За характерний «земляний» запах ґрунту відповідає [органічна сполука](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9E%D1%80%D0%B3%D0%B0%D0%BD%D1%96%D1%87%D0%BD%D0%B0_%D1%81%D0%BF%D0%BE%D0%BB%D1%83%D0%BA%D0%B0) [*геосмін*](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%93%D0%B5%D0%BE%D1%81%D0%BC%D1%96%D0%BD), яка виробляється низкою [мікроорганізмів](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9C%D1%96%D0%BA%D1%80%D0%BE%D0%BE%D1%80%D0%B3%D0%B0%D0%BD%D1%96%D0%B7%D0%BC). Хімічно, геосмін є біциклічним [спиртом](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%A1%D0%BF%D0%B8%D1%80%D1%82) (формула ‒ [C](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9A%D0%B0%D1%80%D0%B1%D0%BE%D0%BD)12[H](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%93%D1%96%D0%B4%D1%80%D0%BE%D0%B3%D0%B5%D0%BD)22[O](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9E%D0%BA%D1%81%D0%B8%D0%B3%D0%B5%D0%BD)), похідним від [декаліну](https://uk.wikipedia.org/w/index.php?title=%D0%94%D0%B5%D0%BA%D0%B0%D0%BB%D1%96%D0%BD&action=edit&redlink=1). Назва походить від [грецьких](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%93%D1%80%D0%B5%D1%86%D1%8C%D0%BA%D0%B0_%D0%BC%D0%BE%D0%B2%D0%B0) слів *γεω* ‒ *земля* та *ὀσμή* ‒ *запах*:



Звичайно при проведенні аналізів гумусові кислоти екстрагують із ґрунту розчинами лугів (0,1-0,5 моль/дм3 NaOH). При підкисленні лужної витяжки до рН (1-2) гумусові і гіматомеланові кислоти випадають в осад. У розчині залишаються тільки фульвокислоти. При обробці осаду, що утворився, етанолом гіматомеланові кислоти переходять у спиртовий розчин, забарвлюючи його у вишнево-червоний колір. Групу гумінових кислот розділяють на дві підгрупи: чорні (сірі) і бурі гумінові кислоти. Гумінові кислоти, збагачені вуглецем (переважно в чорноземних ґрунтах), у вітчизняній літературі називають чорними, а в закордонній – сірими. Чорні і бурі гумінові кислоти можуть бути розділені методом висолювання: при обробці з молярною концентрацією розчином NaCl 2 моль/дм3 чорні гумінові кислоти коагулюють і випадають в осад.

**2.3.2. Органо-мінеральні сполуки в ґрунтах**

Усі види продуктів взаємодії неспецифічних речовин ґрунту або специфічних гумусових речовин з мінеральними компонентами (катіонами металів, гідроксидами, неорганічними аніонами, силікатами тощо) поєднують у поняття «органо-мінеральних сполук». Окремим випадком органо-мінеральних сполук, що утворюються в ґрунтах, є продукти взаємодії органічних речовин із ґрунтовими мінералами, названі *мінерал-органічними сполуками*.

Відповідно до класифікації, розробленої Л.Н. Александровою, органо-мінеральні сполуки ґрунтів поділяють на три групи:

1) гетерополярні солі;

2) комплексно-гетерополярні солі;

3) сорбційні комплекси.

Гетерополярні, або прості, солі гумусових кислот утворюються в результаті протікання реакцій нейтралізації гумусових кислот:

ГК–(СООН)n + nNaOH → ГK–(COONa)n + nН2O.

В залежності від рН середовища заміщення протонів протікає як за карбоксильними, так і за фенольними ОН-групами. Склад таких солей виражається формулою:

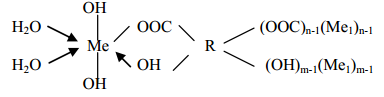


де Меn+ – відповідний катіон (Na+, К+, NH4+,Ca2+, Mg2+ і ін.).

Гумати лужних металів і амонію добре розчинні у воді і зустрічаються тільки в деяких солонцях і содових солончаках. Гумати кальцію погано розчинні у воді при будь-яких значеннях, що зустрічаються в ґрунтах, рН і схильні до утворення на поверхні мінеральних компонентів плівок. Гумати магнію розчиняються краще, ніж гумати кальцію. Вони можуть переходити в розчин і мігрувати в межах ґрунтового профілю.

Індивідуальні гумати або фульвати різних металів рідко зустрічаються в ґрунті. Частіше формуються більш складні органомінеральні похідні, у яких катіони металів входять в аніонну частину молекули.

У випадку додаткового залучення фенольних груп гумусових кислот відбувається утворення хелатних комплексних сполук. Вільні карбоксильні і фенольні гідроксо – групи комплексних солей металів гумусових кислот можуть вступати в подальшу взаємодію з катіонами металів з утворенням комплексно-гетерополярних солей:



де Me – Al3+, Fe3+;

Me1 – Na+, К+, Са2+, Mg2+, Al3+.

Гумусові кислоти схильні утворювати комплексні сполуки з усіма перехідними металами, що знаходяться в ґрунті у вигляді мікроелементів або надходять з антропогенними викидами.

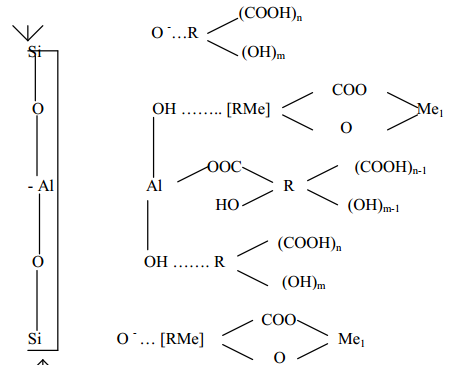
За здатністю утворювати сполуки з гумусовими речовинами різні катіони можна розташувати в ряд:

Fe3+ > Аl3+ > Fe2+ > Cu2+ ≥ Zn2+ > Pb2+.

Положення металів у цьому ряду може змінюватися в залежності від природи гумусових кислот і рН середовища.

Утворення комплексних сполук гетерополярних солей гумусових кислот відіграє важливу роль у процесах міграції і трансформації мінеральних компонентів ґрунту. Ці процеси частково знижують небезпеку забруднення ґрунтів, оскільки при достатній кількості органічних речовин у ґрунті відбувається зв’язування токсичних металів.

Ще один вид органомінеральних сполук, які утворюються в ґрунті в процесі взаємодії гумусових речовин із кристалічними або аморфними мінералами ґрунтів, називають *глино-гумусними*, або *сорбційними*, комплексами. Глино-гумусні комплекси алюмосилікатних мінералів (монтморилоніту (Na,Ca)0,3(Al,Mg)2[Si4O10] (OH)2∙*n*H2O, гідрослюд , каолініту Al4[Si4O10](OH)8 та ін.) можна показати схемою:



де Me – катіони Al3+, Fe3+;

Me1 – Na+, K+, NH4+ й інші катіони.

**3. Вода в ґрунті і ґрунтовий розчин**

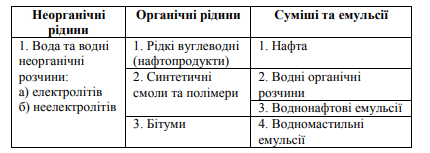
[Воді](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%92%D0%BE%D0%B4%D0%B0) належить провідна роль у ґрунтоутворенні та родючості: у водному середовищі відбуваються процеси [вивітрювання](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%92%D0%B8%D0%B2%D1%96%D1%82%D1%80%D1%8E%D0%B2%D0%B0%D0%BD%D0%BD%D1%8F) та новоутворення мінералів, хімічні реакції, гумусоутворення, перерозподіл речовин у ґрунтовому профілі; вода в ґрунті визначає в значній мірі тепловий баланс ґрунту та її температурний режим, забезпечує умови життя рослин.

Рідка фаза є найважливішою складовою частиною переважної більшості ґрунтів. Просторово вода та інші рідини знаходяться у ґрунтах завдяки наявності у них всіляких порожнин (тріщин, пор, каналів тощо), які займає вода або інші рідини завдяки своїй високій рухливості. Встановлено, що нижче рівня ґрунтових вод до глибин близько 4-5 км і більше практично усі порожнини гірських порід (за винятком вуглеводневих покладів) заповнені водними розчинами, що утворюють у межах літосфери регіональні нерозривні макроскопічні системи гідросфери. У гірських породах літосфери сконцентровано понад 0,8 млрд. км3 води, ще більша кількість води зосереджена у глибших надрах мантії Землі ‒ 13-15 млрд. км3. У земній корі значна кількість води знаходиться у зв’язаному стані, входячи до складу деяких мінералів і гірських порід (гіпс, гідратовані форми кремнезему, гідросилікати тощо). Формування рідкої фази у ґрунтах може відбуватися як природним, так і штучним шляхом.

За хімічним складом рідини можна поділити на ***неорганічні, органічні та суміші***, включаючи також і емульсії (табл. 4).

Таблиця 4

Склад рідин у ґрунтах



Серед ***неорганічних рідин*** у ґрунтах найбільше значення має вода – найбільш розповсюджена речовина на Землі. Вода завжди містить ті чи інші розчинені неорганічні або органічні речовини, тому в ґрунтах її слід розглядати як відповідні водні розчини. Слід виділяти водні розчини електролітів і неелектролітів, які можуть формуватися природним і техногенним шляхом. Водні розчини неорганічних електролітів (солей, кислот, лугів) характеризуються електролітичною дисоціацією розчиненої речовини з утворенням йонів (аніонів та катіонів). Ступінь дисоціації залежить від природи та сили зв’язку між йонами і молекулами води, їхньої гідратуючої здатності, а також від діелектричної проникності води. Водні розчини неорганічних неелектролітів характеризуються відсутністю електричної дисоціації розчиненої речовини та, відповідно, відсутністю у розчині йонів.

***Органічні речовини*** у ґрунтах – це рідкі вуглеводні (бензин, керосин тощо), бітуми та смоли, що формуються техногенним шляхом як у результаті спрямованої діяльності (наприклад, під час проведення технічної меліорації ґрунтів при їхньому закріпленні смолами або бітумами), так і неконтрольовано (аварійні викиди, витікання тощо).

***Суміші рідин*** у ґрунтах, в основному, представлені нафтою, яка є складною сумішшю рідин, газоподібних вуглеводнів і твердих речовин – парафінів і церезинів.

***Емульсії*** у ґрунтах становлять собою суміші двох та більше рідин, що не змішуються. Це своєрідні дисперсні системи з рідким дисперсійним середовищем і рідкою дисперсійною фазою. У ґрунтах найбільшого розповсюдження набули водно-нафтові емульсії, що формуються на контакті нафти і водоносних горизонтів або при нафтовому забрудненні ґрунтів (витікання нафти, нафтопродуктів тощо).

У ґрунтах виділяють різні ***категорії*** води, що відрізняються за своєю природою і умовами формування, за структурою, властивостями тощо. Перші уявлення про категорії води виникли понад сто років тому, однак їхні систематичні дослідження розпочалися лише у 20-30-х роках ХХ сторіччя. З середини 30-х років ХХ сторіччя й до теперішнього часу було запропоновано велику кількість класифікацій води у ґрунтах. Так, за О.А. Роде виділяють п’ять категорій (форм) ґрунтової води:

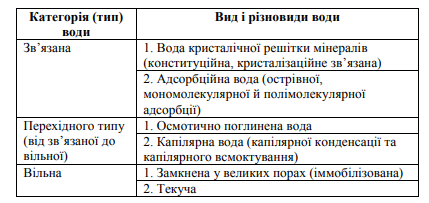
* тверда вода ‒ [лід](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9B%D1%96%D0%B4);
* хімічно зв’язана вода (включає конституційну і кристалізаційну);
* [пароподібна](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9F%D0%B0%D1%80%D0%B0) вода;
* фізично зв’язана, або сорбована вода;
* вільна вода, яка присутня в капілярній і гравітаційній формах.

Капілярна вода утримується в ґрунті в порах малого діаметру ‒ капілярах, під дією капілярних (меніскових) сил.

Найбільш обґрунтованою і сучасною є класифікація Р.І. Злочевської (1988), згідно з якою вода у ґрунтах поділяється на ***зв’язану, перехідного типу та вільну*** (табл. 5).

Таблиця 5

Класифікація води у ґрунтах



***Зв’язана вода*** утримується у гірській породі завдяки хімічним і фізичним силам зв’язку (з енергією від 0,1 до 800 кДж/моль), які діють з боку поверхні мінералів та змінюють структуру і властивості води. Сумарний вміст зв’язаної води у літосфері Землі налічує 0,31-0,35 млрд. км3, що складає приблизно 42% від загальної кількості води у земній корі. Зв’язана вода буває двох видів.

*До першого виду* відноситься вода, що входить до складу кристалічних ґраток різних мінералів. Це конституційна, немолекулярна форма води типу ОН-груп, кристалізаційна вода різних кристалогідратів (якщо вони є у цій гірській породі), а також вода, «зв’язана» координаційно-ненасиченими атомами та йонами кристалічної ґратки мінералів.

*До другого виду* відноситься адсорбційна вода, що утворюється за рахунок адсорбційного «тяжіння» молекул води до активних адсорбційних центрів поверхні мінералів. Зв’язана вода утворює адсорбційні плівки завтовшки в один або декілька молекулярних шарів і міститься в ґрунтах у порах або мікротріщинах розміром менше 0,001 мкм. Серед неї виділяються два різновиди: з найбільшою енергією тяжіння до поверхні (близько 40-120 кДж/моль) - вода острівної або мономолекулярної адсорбції, з меншою енергією зв’язку (менше 40 кДж/моль) – вода полімолекулярної адсорбції. У цього типу води фізичні властивості найбільшою мірою відрізняються від вільної.

Аномальні особливості зв’язаної води були встановлені для таких її властивостей, як густина, в’язкість, діелектрична проникність тощо. З’ясовано, що густина зв’язаної води у тонких плівках завтовшки близько 5 нм (нанометрів) підвищена на 1,5% у порівнянні з вільною водою і складає, в середньому, близько 1,02 г/см3. Раніше вважалося, що густина зв’язаної води 1,2-1,4 г/см3 (за деякими даними 1,8-2,4 г/см3).

Прямі виміри *в’язкості* води у дуже тонких кварцових капілярах показали, що в’язкість зв’язаної води підвищується при зменшенні товщини плівки менше 1 мкм від 1,1 до 1,6 разів. При підвищенні температури в’язкість зв’язаної води знижується і при температурі 65-70°С стає такою ж, як і у вільної води, тобто при нагріванні відбувається теплове руйнування структури зв’язаної води, зменшення товщини її граничної фази із спотвореною структурою і перехід у вільну воду. При зниженні температури, навпаки, відбувається зворотне явище ‒ структуризація зв’язаної води.

Встановлено, що зв’язаній воді у ґрунтах притаманна знижена, у порівнянні з вільною водою, *розчинна здатність*; зв’язана вода здатна розчиняти менше солей, ніж звичайна (вільна) вода.

Інша аномальна властивість зв’язаної води – зниження у декілька разів у порівнянні з вільною водою її *діелектричної проникності*. Якщо для звичайної води діелектрична проникність дорівнює 81, то для зв’язаної вона зменшується залежно від товщини водної плівки до 3-40.

У ґрунтах, де є зв’язана вода, а вона практично завжди має місце, необхідно дуже обережно використовувати *закон Архімеда*. Виштовхувальна дія води була визначена Архімедом для відкритої вільної води. У ґрунтах, де немає явно вираженого рівня підземних вод, все дуже ускладнюється У суглинках і особливо у глинах зважуюча дія води, у більшості випадків не проявляється повною мірою.

***Вода перехідного типу*** (від зв’язаної до вільної) у меншій мірі піддається дії поверхневих сил, вона утримується поблизу поверхні мінералів за рахунок більш слабкіших зв’язків. Тому її структура менш спотворена, а відмінності між фізичними властивостями у порівнянні з вільною водою менш значні. У межах цього типу виділяється два види води: *осмотично поглинена* та *капілярна*.

*Перший вид* ‒ *осмотично поглинена вода* – утворюється у ґрунтах за рахунок процесів вибіркової дифузії молекул води у напрямку до мінеральної поверхні, що обумовлено наявністю в останньої «іонної атмосфери», так званого «подвійного електричного шару» (ПЕШ), якій складається зазвичай з катіонів порового розчину, що «концентрують» негативний заряд мінеральних часток (рис. 4). Подвійний електричний шар (див. рис. 4) складається з двох частин: *внутрішнього адсорбційного шару* (*с*), і *зовнішнього ‒ дифузного шару* (*d*). и

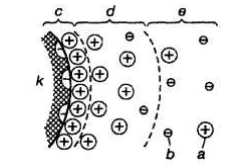


Рис. 4. Створення осмотично поглиненої води поблизу негативно зарядженої мінеральної частки: а – катіони; b ‒ аніони; с ‒ область адсорбційного шару, зайнята зв’язаною водою; d – дифузна частина ПЕШ, зайнята осмотично поглиненою водою; е – область за межами ПЕШ, зайнята вільною водою; k ‒ негативно заряджена мінеральна частка

Концентрація катіонів експоненціально збільшується за нормаллю до мінеральної поверхні, і це обумовлює наявність градієнта концентрації, що викликає «осмотичне» пересування молекул води з об’єму вільного порового розчину (*е*) у межі подвійного електричного шару (*d*) (див. рис. 4). Осмотична вода, що утворюється таким чином, займає зовнішню частину подвійного електричного шару ‒ дифузний шар. Цю воду назвали «осмотичною» тому, що її утворення пов’язано з явищем мікроскопічного поверхневого осмосу, що нагадує звичайний осмос ‒ рух води крізь напівпроникну мембрану (що пропускає відносно невеликі за розміром молекули води, але не пропускає більші катіони). У ґрунтах роль цієї напівпроникної мембрани виконує зовнішня межа подвійного електричного шару.

***Осмотичний тиск ґрунтового розчину****,* що залежить від його концентрації і ступеня дисоціації розчинених речовин. Якщо він дорівнює осмотичного тиску клітинного соку рослин або вище його, то припиняється надходження води в рослину і вона гине. Найбільш високим осмотичним тиском ґрунтового розчину характеризуються засолені ґрунти.

*Другий вид води перехідного типу* ‒ *капілярна вода* ‒ утворюється у порах капілярного розміру (діаметром від10‒3 до 103 мкм) за рахунок капілярного тиску і утримується у гірській породі капілярними силами водних менісків (силами поверхневого натягу), що утворюються на межі фаз вода ‒ повітря ‒ тверда поверхня (рис. 5).



Рис. 5. Стан капілярної води у ґрунтах: а – капілярно конденсована вода; б – власне капілярна вода; 1 – мінеральна частка; 2 – капілярна вода; 3 – повітря; 4 – адсорбована вода

У цьому випадку на кожній межі газу з водою також утворюються меніски, які викликають розтягуюче напруження (негативні тиски) у воді та стискаюче напруження в твердій фазі ґрунту, інтенсивність яких залежить від кривизни менісків, тобто значною мірою від розмірів пор або часток ґрунту. В результаті сухий сипкий пісок при його невеликому зволоженні набуває зв’язаність і може тримати хоча і порівняно невеликі, але вертикальні укоси. При висиханні або значному зволоженні меніски і сили внутрішнього капілярного тиску зникають, і пісок знову стає сипким. Капілярні сили практично не міняють структури води і тому капілярна вода за своїми основними фізичними властивостями практично не відрізняється від вільної. Капілярна вода у ґрунтах може формуватися:

1) за рахунок явища капілярної конденсації, коли молекули води поступово конденсуються на поверхні плівки адсорбованої вологи, що огортає частки породи, і, зливаючись у місцях контакту (на стику часток), утворюють водні меніски (див. рис. 5, а);

2) за рахунок капілярного всмоктування води під дією сил поверхневого натягнення з пор, що сполучаються, тріщин і каналів при контакті породи з вільною водою (див. рис. 5, б).

Воду капілярного всмоктування іноді поділяють за її положенням у ґрунтовому масиві на дві категорії:

1) власне капілярну (що піднімається вгору від дзеркала ґрунтових вод і формує так звану «капілярну облямівку»);

2) капілярно-підвішену, яка утворюється, наприклад, при інфільтрації опадів, не має контакту з поверхнею ґрунтових вод і поширюється на всі боки від джерела зволоження.

Вода у капілярі піднімається або опускається на таку висоту, при якій тиск стовпа рідини (гідростатичний тиск) врівноважується надлишковим капілярним тиском. Висота підняття води у капілярі обернено пропорційна його радіусу. В тонких капілярах вода піднімається досить високо. Так, при повному змочуванні вода у капілярі діаметром 10 мкм піднімається на висоту 3 м.

***Висотою капілярного підняття у ґрунті (hс)*** називається *висота стовпа води*, який можуть утримувати капілярні сили (поверхневий натяг, що розвивається у порах гірської породи на межі розділу вода-повітря). Висота капілярного підняття пропорційна діаметру капілярів ґрунту:

hс = ± 2Тcosα / rρWg, (1)

де Т ‒ поверхневий натяг,

α - кут змочування,

ρW ‒ густина рідини.

Висота капілярного підняття для деяких ґрунтів надана у табл. 6.

За висотою капілярного підняття hс (у см) виділяють ґрунти:

- з малою висотою hс < 1,0;

- з середньою висотою 1,0 < hс < 2,5;

- з великою висотою hс > 2,5.

Таблиця 6

Висота капілярного підняття у дисперсних ґрунтах



***Вільна вода***, що має фізичні властивості звичайної води, у ґрунтах поділяється на два види:

1) *вода замкнена у крупних порах породи (іммобілізована*) – [від лат. «*immobilis*» ‒ нерухомий], і тому не має можливості брати участь у процесах фільтрації та руху підземних вод;

2) *текуча вільна вода* (*вода ґрунтового потоку*), яка рухається під дією сили тяжіння або напору.

Вільна вода рухається у ґрунтах по великих порах і тріщинах шляхом фільтрації під дією сили тяжіння або напору, вона створює горизонти підземних вод, має фізичні властивості звичайної води та неспотворену структуру.

Кількісний вміст рідкої фази ґрунтів може оцінюватися ***об’ємною*** та ***ваговою вологістю*.**

***Вологістю***називають кількість води, що міститься у порах і тріщинах ґрунту в природному стані. ***Величина природної вологості*** є важливою характеристикою фізичного стану ґрунту, яка визначає його міцність та поведінку під дією навантажень від інженерних споруд. Виняткове значення має вологість для глинистих ґрунтів, які різко змінюють свої властивості залежно від ступеня їхньої зволоженості.

Природна вологість є дуже важливим опосередкованим показником, який використовують при розрахунках щільності ґрунту, його пористості, ступеня вологості та інших характеристик. Максимальний вміст рідкої фази (значення природної вологості) притаманний торфам – до 33 ч. од. (або 33%) та більше.

***Об’ємна вологість (Wn)***, або об’ємний вміст рідини, що чисельно дорівнює відношенню об’єму води (рідини) у ґрунті (VW) до об’єму всього ґрунту (Vtot), включаючи об’єми води та газу:

. (2)

Величина об’ємної вологості вимірюється у відсотках (%) або у частинах одиниці (ч. од.) й може змінюватись від нуля для абсолютно сухого ґрунту до 100% (до 1 ч. од.) для повністю водонасиченого ґрунту.

***Вагова вологість (W)***, або ваговий (масовий) вміст рідини, що чисельно дорівнює відношенню маси води (рідини) у ґрунті (mW) до маси сухого ґрунту (md):

. (3)

Величина вагової вологості також вимірюється у відсотках (%) або у частинах одиниці (ч. од.), але на відміну від об’ємної вологості має лише нижню границю - 0% (для абсолютно сухого ґрунту). Вагова та об’ємна вологість пов’язані між собою таким співвідношенням:

*Wn*×*ρw* = *W*×*ρd* , (4)

де *ρd* – щільність скелету ґрунту, г/см3 ;

*ρw* ‒ густина води, г/см3.

Важливою характеристикою є ***відносна вологість або ступінь вологості*** (***або коефіцієнт водонасичення) ґрунту Sr***, яка характеризує відносну частину заповнення пор водою (рідиною) у даному ґрунті. ЇЇ величина чисельно дорівнює відношенню об’єму води або рідини (VW) до об’єму пор ґрунту (Vn):

, (5)

де е – коефіцієнт пористості, ч. од.;

ρs – щільність часток ґрунту, г/см3 ;

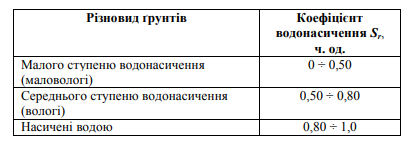
ρW – густина води, г/см3.

Величина ступеня вологості ґрунту ***Sr***вимірюється у частинах одиниці (ч. од.) або у відсотках (%) і може змінюватись від 0 (у випадку абсолютно сухого ґрунту) до 1 (або 100%) при повному насиченні пор ґрунту. В окремих випадках значення ***Sr*** може бути більше 1 за рахунок того, що при визначенні вагової вологості при температурі 105÷1070С з ґрунту видаляється не тільки вода, що знаходиться в його порах, але й частина води, що входить до складу породоутворюючих мінералів (монтморилоніт, гіпс тощо), а також деяких органічних домішок.

Ступінь вологості (або коефіцієнт водонасичення) ґрунту ***Sr*** є класифікаційним показником для дисперсних незв’язних ґрунтів (табл. 7):

Таблиця 7

Класифікація дисперсних незв’язних ґрунтів за коефіцієнтом водонасичення (згідно ДСТУ Б В.2.1-2-96)



Категорії води у ґрунтах є енергетично неоднорідними – шари різних видів і різновидів води утримуються поблизу твердої мінеральної поверхні часток з різною силою. Найскладнішим завданням завжди було визначення вмісту зв’язаної води (це потребувало використання досить тонких методів, наприклад, ядерно-магнітного резонансу, інфрачервоної спектроскопії, молекулярної динаміки тощо), але для практичних цілей інженерної геології краще 91 використовувати більш простіші методи досліджень, що не потребують складного устаткування.

У ґрунтознавстві виділення вмісту різних категорій води у ґрунтах відбувається на основі визначення різноманітних показників характеристики вологості, що достатньо просто визначаються за допомогою нескладних лабораторних аналізів та адсорбційних способів. Найбільш широкого розповсюдження набули такі показники – *максимальна гігроскопічна вологість (Wmg), гігроскопічна вологість (Wg), капілярна вологоємність (Wс), повна вологоємність ґрунту (W0), вологість максимальної «молекулярної вологоємності» (Wmmw)* (за О.Ф. Лебедєвим) тощо.

***Максимальна гігроскопічна вологість (Wmg)*** характеризує загальну кількість води полімолекулярної адсорбції у ґрунтах. За значеннями ***Wmg*** оцінюють загальну кількість зв’язаної води у різних ґрунтах, яка безпосередньо залежить від їхніх адсорбційних здатностей. Адсорбційна здатність ґрунтів обумовлюється мінеральним складом ґрунту та пов’язаною з ним дисперсністю. Найбільші значення величин максимальної гігроскопічної вологості характерні для ґрунтів із високодисперсними глинистими мінералами – смектитами, іллітові глини займають проміжне положення, а каолінітові й хлоритові глини мають найменші значення Wmg. Величина максимальної гігроскопічної вологості визначається двома основними методами – методом А.В. Ніколаєва та методом Е.А. Мітчерліха, який є більш обґрунтованим та надійним.

***Гігроскопічна вологість (Wg)*** або вологість повітряно-сухого зразка ґрунту – це здатність часток ґрунту притягати з повітря пароподібну вологу. Гігроскопічна вологість не є константою для ґрунту тому, що її величина залежить від відносного тиску пари у повітрі, який перебуває у рівновазі з даним ґрунтом. Завдяки цьому при зміні зовнішніх умов величина ***Wg*** може змінюватися у дуже широких межах.

***Капілярна вологоємність (Wс)*** – це максимальна кількість води, що утримується у капілярних порах ґрунту. Величина ***Wс*** характеризує категорію води перехідного типу. Капілярна вологоємність ґрунту чисельно дорівнює вологості ґрунту (ваговій або об’ємній) при його капілярному насиченні, тобто при наявності всіх форм капілярної води. Капілярна вологоємність визначається тільки для тих ґрунтів, котрі здатні вміщувати капілярну воду – тонко-тріщинуватих і пористих скельних, крупно-уламкових та піщаних. У глинистих ґрунтах (глини, суглинки, частково супіски) капілярна вода може взагалі бути відсутньою або мати підпорядковане значення у порівнянні з осмотичною та іншими видами зв’язаної води. Капілярну воду дуже важко визначити окремо тому, що вона формується одночасно з осмотичною та зв’язаною водою. Найбільшу капілярну вологоємність мають ґрунти з максимальним вмістом мезо- та мікропор (0,001 ÷ 1 мм) – піски, супіски, пісковики, алевроліти, високопористі скельні ґрунти тощо

***Повна вологоємність ґрунту (W0)*** чисельно дорівнює вологості ґрунту (ваговій або об’ємній) при повному насиченні всіх пор водою. *Повна вологоємність* визначається для всіх типів ґрунтів (скельних та дисперсних) і характеризує вміст у ґрунті всіх категорій води, в тому числі й вільної. Найбільшу величину ***W0*** мають ґрунти, які мають найвищі значення відкритої пористості. *Для ненабрякаючих ґрунтів* повна вологоємність є постійною величиною й вимірюється у частинах одиниці (ч. од.), збігається з їхньою пористістю або максимальним значенням об’ємної вологості. *Для набрякаючих ґрунтів* повна вологоємність є змінною величиною, яка залежить від ступеня набрякання ґрунту, завдяки тому, що під час набрякання відбувається збільшення його порового простору.

***Вологість максимальної «молекулярної вологоємності» (Wmmw)*** (за А.Ф. Лебедєвим) – це здатність часток ґрунту утримувати на своїй поверхні максимальну кількість гігроскопічної та плівкової води. При ***Wmmw*** у ґрунтах створюється максимальна кількість капілярних менісків. Приблизно при цієї вологості у глинистих ґрунтах починає формуватися осмотична вода. Різниця між різноманітними характеристиками вологості дозволяє оцінити кількісний вміст різних категорій рідкої компоненти у даному ґрунті.

Вода в ґрунті присутня у формі ґрунтового розчину, що є його рідкою фазою. Ґрунтовий розчин включає воду, що містить розчинені солі, органо-мінеральні та органічні сполуки, гази та найтонші колоїдні золі. Ґрунтовий розчин служить безпосереднім джерелом живлення рослин.

**3.1. Хімічний склад ґрунтового розчину**

Найбільш типовими компонентами ґрунтових розчинів, концентрації яких значно перевершують концентрації інших йонів, є катіони Ca2+, Mg2+, Na+, K+, NH4+, Н+; в сильнокислих ґрунтах можуть бути Al3+, Fe3+ у заболочених ‒ Fe2+. Серед аніонів переважають: HCO3−, CO32−, NO3−, NO2−, SO42−, Cl‒, Н2РО4−.

Для більшості ґрунтів характерний гідрокарбонатно-кальцієвий склад ґрунтових розчинів, у ґрунтових розчинах засолених ґрунтів переважна частка належить хлоридам і сульфатам магнію і натрію. Склад ґрунтових розчинів змінюється в дуже широких межах. У незасолених ґрунтах концентрація ґрунтового розчину знаходиться в межах від десятих часток до декількох г/л, або приблизно від 5-7 до 100-150 ммоль/л катіонів та аніонів. При зміні вологості ґрунту концентрація окремих йонів змінюється по різному. Так, концентрація йонів Na+, Сl–, NO3– зростає пропорційно до вологості ґрунту, а концентрація фосфат-йону, зумовлена добутком розчинності фосфатів, майже не змінюється. Деякі води ґрунтів, наприклад торф’яних ґрунтів, містять іноді більше 95% органічних сполук, тоді як у так званих «бідних» кількість органічних речовин може бути менше 1%.

**3.2. Реакція ґрунтового розчину**

Кислотно-основні властивості ґрунтових розчинів визначають агресивність ґрунтів. Всі ґрунти характеризуються певною кислотністю, під якою розуміють властивість ґрунту, яка обумовлена його хімічним складом, активністю й розподілом йонів Н+. Універсальним показником кислотно-основних властивостей ґрунту (або реакції середовища) є величина pH, що являє собою десятковий логарифм активності йонів ***а*Н+**, взятий зі зворотнім знаком, тобто

‒ рН = lg *а*Н+. (6)

Символ рН дозволяє виразити ***а*Н+** у кислому та лужному середовищі, тобто представити ***а*Н+** у межах від 100 до 10‒14.

***Загальна кислотність*** ґрунтового розчину обумовлена сумою дисоційованих йонів Н+ (*актуальна кислотність*) та фіксованих йонів Н+ (*потенційна кислотність*). Збільшення концентрації йонів Н+ призводить до зниження величини рН, й навпаки, коли концентрація йонів Н+ зменшується, величина рН зростає.

***Актуальна (активна або реальна) кислотність ґрунту*** обумовлена вільними йонами Н+ розчину ґрунту, що перебувають у рівновазі з іншими йонами. Зазвичай її вимірюють потенціометрично після тривалої (кілька годин) взаємодії системи «ґрунт-вода» у співвідношенні 1:2,5. Позначають актуальну кислотність як рН(Н2О).

***Потенційна кислотність ґрунту*** обумовлена йонами Н+, що перебувають у його поглинальному комплексі й здатними заміщатися металами при титруванні ґрунту основою. Вона залежить від здатності мінералів і органічних колоїдів ґрунту фіксувати йони Н+.

Аналогічно виділяють ***актуальну лужність ґрунту***, яка обумовлена вільними йонами ОН‒. Її визначають у ґрунтовому розчині, ґрунтовій пасті, суспензії, витяжці тощо. Вона також характеризується величиною pН:

рОН‒ = 14 ‒ pН, (7)

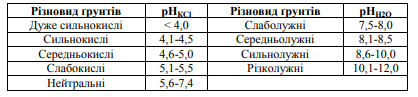
що характеризує загальну кількість основних компонентів у даному ґрунті. Крім загальної лужності також визначають конкретні види лужності, обумовлені карбонатними, боратними, сульфідними та іншими йонами, а також органічними компонентами.

Величина pН у ґрунтових розчинах формується під впливом багатьох факторів, вона залежить від складу обмінних катіонів, хімічного й мінералогічного складу ґрунту, вмісту й складу водорозчинних солей, від характеру мінералізації ґрунтових вод, кліматичних умов, техногенних впливів тощо.

У різних типах ґрунтів рН ґрунтового розчину коливається від 2,5 (кислі сульфатні ґрунти) до 6-7,5 в чорноземах і до 10-11 в лужних солонцях і содових солончаках. Найбільші коливання pН спостерігаються у лесових ґрунтах, що перебувають у різних фізико-географічних зонах. При цьому у лесів лісової зони, в яких карбонати повністю вилужені або вміщуються в незначній кількості, рН=4,5-7,0. Леси степової й більш південних зон звичайно вміщують карбонат кальцію, тому їхній рН = 7,0-8,0. За величиною рН ґрунти поділяються згідно класифікації наведеної у табл. 8.

Таблиця 8

Класифікація ґрунтів за величиною рН



Встановлено, що ґрунти, які мають у складі вільний кальцій карбонат, як правило, мають лужну реакцію середовища. У ґрунтах рослинного шару та інших ґрунтах зони аерації у зв’язку з інфільтраційним вилуговуванням лужність їхнього середовища зазвичай зростає зверху до низу.

Відзначається й прямий зв’язок pН ґрунтів зони аерації з кількістю опадів ‒ з їхнім зростанням pН знижується. У межах однієї кліматичної зони величина pН ґрунтів зони аерації також залежить від елементів рельєфу території, що визначають тип її промивного режиму. Тому зазвичай на височинах, де випадає більше опадів й інтенсивніше йде інфільтрація, вилуговуваність ґрунтів вища, ніж у сусідніх із ними зниженнях. Величина pН ґрунтів залежить не тільки від природних, але й від техногенних факторів. У районах інтенсивного техногенного впливу (наприклад, території міст, промислових і сільськогосподарських комплексів тощо) величина pН ґрунтів залежить від умов техногенної геохімічної міграції різних елементів і може зміщуватися від нейтрального середовища, як у кислу, так і лужну область.

**4. Ґрунтове повітря і повітряно-фізичні властивості ґрунтів**

***Повітряна фаза***‒ найбільш мобільна складова частина ґрунтів, мінливість якої відображає біологічні та біохімічні процеси ґрунтотворення. Фізичні характеристики газів різко відрізняються від аналогічних параметрів твердої й рідкої фази ґрунту, тому кількість і склад ґрунтового повітря істотно впливають на розвиток і функціонування рослин і [мікроорганізмів](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9C%D1%96%D0%BA%D1%80%D0%BE%D0%BE%D1%80%D0%B3%D0%B0%D0%BD%D1%96%D0%B7%D0%BC%D0%B8), розчинність і міграцію хімічних сполук, інтенсивність і спрямованість ґрунтових процесів. Найбільш суттєво від вмісту газової фази залежать фізичні властивості – щільність, проникність, теплофізичні параметри (теплопровідність, теплоємність тощо), а також фізико-механічні властивості.

**4.1. Склад газової фази**

***За умовами та особливостями генезису*** газова фаза ґрунтів може бути *природного* та *антропогенного* (*техногенного) походження*. Серед природних газів виділяють три генетичних типи – *геологічного, атмосферного та біологічного походження*.

***Природні гази*** можуть бути *сингенетичними* (утворилися одночасно з формуванням гірської породи) та *епігенетичними* (надійшли у ґрунт за рахунок газообміну з сусідніми товщами або з атмосферою).

***Гази геологічного походження*** (ендогенного та екзогенного) формуються під час магматичних (вулканічних), метаморфічних, радіогенних та осадових процесів. Вони є продуктом різноманітних хімічних реакцій, що відбуваються під час формування мінералів і порід на різних етапах літогенезу. Серед природних газів геологічного походження виділяють чотири генетичних групи (*вулканічні, катагенетичні, метаморфічні та радіогенні гази*).

*Вулканічні гази*, що надходять разом із магмою з глибоких надр Землі, пов’язані з дегазацією мантії та виділяються в атмосферу. Головними в їхньому складі є пара води (до 90-95%), потім СО2, Н2, SO2, H2S, HCl, HF, у вигляді домішок у них містяться N2, NH3, Ar, He та органічні сполуки.

У спонтанних газах гідротермальних джерел у районах сейсмічної активності встановлено понад 60 неорганічних та 99 органічних сполук ‒ останні представлені вуглеводнями, легколеткими карбонільними сполуками, спиртами, галогеновуглеводнями.

*Катагенетичні гази* утворюються за рахунок катагенетичного перетворення органічної речовини. При зануренні осадових порід на глибину та одночасному збільшенні тиску від 10 до 200÷250 МПа й температури від 25÷300С до 250÷3000С органічна речовина, що міститься у цих породах, перетворюється на вугілля. Це супроводжується виділенням газу, в основному метану та інших вуглеводнів. Газовиділення метану у гірничі виробки завжди супроводжує видобуток вугілля. Газовиділення може траплятися або повільно та рівномірно по всій товщі, що розкривається, із пор породи; або може бути локальним і відбуватися лише в одному місці товщі з тріщин або у вигляді газового фонтану та струменів; або може бути раптовим у вигляді інтенсивного прориву та різкого викиду великої кількості газу.

В осадовій товщі гірських порід катагенетичні гази або утворюють скупчення (*райони нафтових, газових і кам’яновугільних родовищ*), або розсіяні у породах. *Для нафтових родовищ* характерними є СН4, важкі вуглеводневі гази, N2 та CO2, а в якості домішок – H2S, H2 та благородні гази. *Для газових родовищ* набір газів такий самий, але важкі вуглеводневі гази зазвичай присутні в якості домішок. Такий самий газовий склад є типовим і *для районів родовищ кам’яного вугілля*, але серед основних газів необхідно назвати лише катагенетичний метан, всі інші утворюють домішки.

*Метаморфічні гази* утворюються на наступних за катагенезом стадіях метаморфізму гірських порід аж до самого їхнього розплавлення, при якому виділяються так звані «гази відродження». Найбільші газопрояви на поверхні Землі зазвичай пов’язані з зонами тектонічних порушень. До складу таких газів входить пара води, а також CO2, N2, H2S та H2; основним компонентом є CO2, за ним за величиною середньої концентрації та частотою знаходження йде N2.

*Радіогенні гази* представлені благородними газами (гелій, ксенон, аргон, радон тощо). Вони є продуктами розкладення 100 природних радіоактивних елементів (урану, торію, калію) та несуть важливу інформацію про надра Землі, масиви верхньої частини земної кори та їхній геоекологічний стан. Гелій, радон та аргон-40 складають основну частину радіогенних газів у ґрунтах.

***До газів атмосферного походження*** відносяться *гази порід зони аерації* та *гази ґрунтів рослинного шару*.

*Гази порід зони аерації* представлені CO2, H2, O2, найбільш важливі домішки – Ar (та інші благородні гази), СН4, N2. Переважно повітряними за походженням (тобто проникаючими у зону аерації безпосередньо із атмосфери) є азот, кисень та благородні гази.

*Гази ґрунтів зони аерації* частіш за все є епігенетичними, тому що вміщують домішки, які надходять із атмосфери.

*У породах ґрунтово-рослинного шару* кисню та азоту, як правило, міститься менше, ніж в атмосфері. Це пояснюється тим, що у ґрунтово-рослинному шарі відбуваються процеси їхнього поглинання та виділення вуглекислоти. Важливою складовою газової компоненти атмосферного походження є водяна пара. Загальна кількість водяної пари у ґрунтово-рослинному шарі не перевищує 0,001% від ваги ґрунту. Однак, не дивлячись на це, вода у вигляді пари відіграє дуже важливу роль у процесах, що відбуваються у породах ґрунтово-рослинного шару, тому що вона, *по-перше*, є єдиною формою води, що пересувається у породах при їх незначній вологості, а *по-друге*, тому, що шляхом конденсації пари на поверхні ґрунтових часток утворюються інші види води.

***Біогенні гази*** формуються за рахунок життєдіяльності у ґрунтах різноманітних організмів – від одноклітинних бактерій до вищих рослин та тварин. *Біогенні гази у ґрунтах*, головним чином, представлені органічними сполуками. Природні горючі гази складаються з метану (до 98%), а також із суміші етану, пропану, бутану, ізобутану та пентану. Шахтний метан виникає за рахунок трансформації органічних решток у вугілля під впливом високих тисків і температур. Інтенсивність виділення метану з боліт змінюється у досить широких межах. Наприклад, величина емісії метану в західносибірських болотах коливається від 0,1 до 40 мг/(м2 год.)

Крім метану, біохімічним шляхом (в основному за рахунок бактеріального розкладення, рідше – за рахунок відновлення мінеральних солей) утворюється вуглекислий газ, сірководень та водень. При цьому найбільше значення має вуглекислий газ, кількість якого у повітрі ґрунтово-рослинного шару сягає від 0,2 до 2% (за об’ємом).

***Техногенні гази*** є результатом господарської діяльності людини. Найбільша кількість техногенних газів утворюється на урбанізованих територіях. На територіях міст у ґрунтах міститься широкий спектр органічних газів. Поховані відходи виділяють у навколишній товщі сульфуровмісні газові сполуки (наприклад, диметилсульфід, диметилдисульфід, сірковуглець тощо), ароматичні вуглеводні, терпени, спирти та карбонільні сполуки, а у найбільших кількостях – метан. рбонільні сполуки, а у найбільших кількостях – метан. Найбільш небезпечними є довготривкі газоподібні забрудники ґрунтів типу діоксинів.

З***а своїм хімічним складом*** за переважаючим компонентом всі гази у ґрунтах поділяються на три групи – *вуглеводневі*, *азотні* та *вуглекислотні*. Завдяки здатності газів легко змішуватися один з одним, у «чистому» вигляді гази у ґрунтах практично ніколи не зустрічаються, частіш за все вони являють собою газові суміші складного складу.

***Гази у порах ґрунтів*** можуть знаходитись в декількох фізичних станах:

1) *власне ґрунтове повітря* ‒ у *вільному* *та защемленому стані*, що знаходиться в порах ґрунту;

2) *адсорбовані гази* ґрунтовими частками на їхніх поверхнях;

3) *розчинні гази* в ґрунтовій воді.

На зміну фізичних і фізико-механічних характеристик ґрунтів впливає вміст як адсорбованих, так і вільних і защемлених газів.

***Вільні гази*** знаходяться у порах ґрунту, які сполучаються між собою, тобто їхня кількість прямо залежить від відкритої пористості ґрунту та від *ступеня* його *водонасичення* ***Sr***. Вільне повітря може знаходитись у ґрунтах лише при невеликому ступені вологості – при ***Sr*** < 0,5÷0,6. При збільшенні ***Sr*** до 0,8÷0,9 вільні гази поступово затискаються у порах капілярною водою та переходять у категорію затиснених. Вільні гази у ґрунтах зони аерації перебувають під впливом атмосферного тиску, а у ґрунтах, відокремлених від атмосфери малопроникними породами, вони можуть перебувати під високим тиском, навіть до створення зріджених газів.

***Адсорбовані гази*** утримуються на поверхні ґрунтових часток під впливом молекулярних сил тяжіння. Завдяки таким силам у сухому ґрунті на поверхні часток утворюються полімолекулярні газові «плівки», нижні шари яких перебувають під тиском у декілька десятків й навіть сотень МПа; нижні шари менш міцно пов’язані з ґрунтовими частками (тиск, що на них впливає, близький до атмосферного). Кількість адсорбованих газів у ґрунтах залежить від їхнього мінерального складу, наявності гумусу та інших органічних речовин, від дисперсності та пористості ґрунтів. Зазвичай вміст адсорбованих газів у ґрунтах рослинного шару підзолистої зони коливається від 2 до 7 см3 на 100 г ґрунту, а для чорнозему – в межах 8÷15 см3 на 100 г ґрунту. Зі збільшенням дисперсності ґрунту кількість адсорбованих газів у ньому зростає. Інтенсивність адсорбції елементів, які складають газову компоненту, на поверхні мінеральних часток змінюється у вигляді такого ряду:

CO2 > N2 > О2 > H2,

тому адсорбовані гази за своїм складом відрізняються від газів, що перебувають у вільному стані. При зволоженні ґрунту відбувається поступове витискання адсорбованих газів водяною плівкою. Наприклад, було встановлено, що у лесоподібних суглинків і глинистих ґрунтів кількість адсорбованих газів зі збільшенням вологості зменшується Природні вологі ґрунти взагалі не містять у собі адсорбованих газів. Найбільша кількість адсорбованих газів міститься в абсолютно сухих ґрунтах; при вологості, що перевищує максимальну гігроскопічну вологість, тобто при максимальному вмісті у них зв’язаної води, адсорбовані гази в ґрунтах також відсутні.

***Затиснуті гази*** утворюються на окремих ділянках ґрунту при одночасному надлишковому зволоженні знизу та зверху. Затиснуті гази можуть займати значні ділянки у середині ґрунтів або знаходитися в невеликих кількостях у надтонких мікропорах (рис. 6). На відміну від адсорбованих, максимальна кількість защемлених газів утворюється при оптимальній вологості ґрунту. Затиснуті гази можуть займати в глинистих ґрунтах до 103 20÷25% від об’єму пор. Тиск у пухирцях затисненого повітря залежить від поверхневого натягу води на контакті з повітрям. Він перевищує тиск в навколишній капілярній воді на величину *капілярного тиску* **Ркап**, який визначається за допомогою рівняння Лапласа:

, (8)

де σ – коефіцієнт поверхневого натягу води;

r – радіус пухирця затисненого повітря.

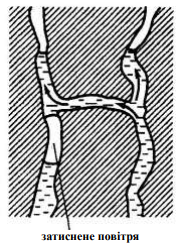
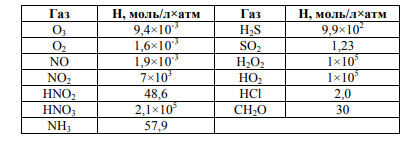


Рис. 6. Положення затиснених газів у порах ґрунтів

***Розчинені гази*** утворюються за рахунок розчинення у поровому розчині. При цьому, залежно від складу газу й розчинника, можуть формуватися порові розчини, які обумовлюють їхню різну хімічну агресивність (наприклад, вуглекислотну – при розчиненні СО2 у воді, сірчанокислу тощо). Згідно закону Генрі, відношення мольного об’єму розчиненого газу до об’єму рідини при даній температурі й тиску є постійною величиною, яка має назву коефіцієнт розчинності або коефіцієнт Генрі (Н). Значення коефіцієнту Генрі для деяких газів у воді наведені у табл. 9. У той же час, слід мати на увазі, що велика кількість газів (наприклад, HNO2, NH3, CH2O, SO2 тощо) може мати здатність підвищеної розчинності за рахунок утворення в розчині інших хімічних форм.

Таблиця 9

Значення коефіцієнтів Генрі (Н) для деяких газів у воді за температури 250С



На утворення розчинених газів суттєво впливають температура й тиск – зі збільшенням тиску розчинність переважної більшості газів зростає, тому їхня кількість у земної корі збільшується з глибиною. Але у той же час, в міру нагрівання води кількість розчинених газів у ній зменшується.

*Значення газової фази* зводиться до того, що її перевага у порах обумовлює значну міцність та невисоку деформаційну здатність ґрунту. Навпаки, зменшення вмісту газової фази означає підвищення вмісту рідкої фази і деяке зниження фізико-механічних властивостей ґрунтів. Присутність газів певною мірою обумовлює пружні властивості ґрунтів, особливо молодих геологічних утворень – *торфу та мулу*. Гази затримують природне ущільнення цих порід, а також ущільнення під навантаженням ‒ тим самим створюють певні труднощі при будівництві, ускладнюють проектування і збільшення терміну зведення інженерних споруд.

Защемлені гази у порах ґрунту часто знаходяться під тиском (**Рr**), який виникає завдяки дії різних факторів, наприклад, рух фронту промерзання, капілярне просочування товщі порід, збільшення гідростатичного тиску, збільшення температури тощо. У стані рівноваги цей тиск дорівнює тиску у рідкій фазі (Рв), що контактує з газом і обумовлює так званий «поровий тиск»:

(Рn) : Рr = Рв = Рn. (9)

*Величина порового тиску* впливає на фізико-механічні властивості ґрунтів, наприклад, на міцність та стисливість під навантаженням. Стискаючись, пухирці защемлених газів зменшують свій об’єм, та при певному співвідношенні діаметру і розміру пор вони можуть переходити із защемленого у вільний стан. Це може супроводжуватися *різким проривом газів* із пор ґрунту та скиданням порового тиску. Таке явище може викликати руйнування земляних насипів, дамб, укосів шляхів тощо.

*У гірничій промисловості* кількість газів, що містяться у ґрунтах, визначає *газозбагаченість гірничих виробок*, під якою розуміють об’єм газу, що надходить у гірничу виробку за одиницю часу (*абсолютна газозбагаченість гірничої виробки*) або об’єм газу, що виділяється, віднесений до маси або об’єму гірських порід, вугілля або руди, що розробляються (*відносна газозбагаченість*). За газовим режимом гірничі виробки поділяють на шість категорій. Так, вугільні шахти за вмістом метану в повітрі поділяють на І, ІІ та ІІІ категорії при вмісті метану відповідно 5; 5÷10 та 10÷15 м3 /т; ІV – (понад категорійні) – більше 15 м3/т або з суфлярним виділенням газу [від фр. «*soufflard*» ‒ дути, дихати; це інтенсивне виділення метану у вигляді напірного струменя, з характерним шумом із видимих тріщин і пустот у бічних породах і вугільних пластах]; V – небезпечні або загрозливі раптовим викидом вугілля або газу; VІ – шахти з викидом породи та з виділенням метану.

Зі збільшенням тиску газів у гірських породах пов’язані й так звані *газодинамічні явища*. До них відноситься руйнування газоносних пластів вугілля, руд і гірських порід у призабійних частинах гірничих виробок, що швидко відбуваються і супроводжуються підвищеним виділенням газу та переміщенням або викидом мас зруйнованих гірських порід. Крім того, стисливість порового защемленого газу може надавати газу своєрідні «демпфіруючі» [від нім. «*dämpfen*» ‒ заглушати, знижати] властивості при дії на ґрунт зовнішнього тиску. При цьому зі збільшенням тиску ґрунт буде стискатися та зменшуватися в об’ємі, а при скиданні тиску ґрунт буде розширятися, відновлюючи свій об’єм. Стисливість защемлених газів також може обумовлювати довготривале осідання інженерних споруд.

Розчинені у поровому розчині гази залежно віх їхнього складу формують ту або іншу *хімічну агресивність*. Гази СО2 та Н2S добре розчиняються у воді та збільшують її агресивність по відношенню до будівельних матеріалів підземних конструкцій інженерних споруд. У карбонатних породах розвиток процесу карстоутворення різко підсилюється зі збільшення вмісту в порах розчиненого вуглекислого газу. Окиснення сірководню сприяє зростанню вмісту сульфат-йону та зниженню величини рН підземних вод нижче 4, що викликає корозію металу та бетону.

Відмінність ґрунтового повітря від атмосферного (наземного) пов’язана головним чином з процесами життєдіяльності [мікроорганізмів](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9C%D1%96%D0%BA%D1%80%D0%BE%D0%BE%D1%80%D0%B3%D0%B0%D0%BD%D1%96%D0%B7%D0%BC%D0%B8), диханням коренів рослин і ґрунтової [фауни](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%A4%D0%B0%D1%83%D0%BD%D0%B0), окиснення органічної речовини ґрунтів. Відмінність тим більша, чим вищий енергетичний потенціал і біологічна активність ґрунтів або менший повітрообмін з атмосферним [повітрям](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9F%D0%BE%D0%B2%D1%96%D1%82%D1%80%D1%8F). Ґрунтове повітря містить макрогази ‒ [азот](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%90%D0%B7%D0%BE%D1%82), [кисень](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9E%D0%BA%D1%81%D0%B8%D0%B3%D0%B5%D0%BD) та [діоксид вуглецю](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%94%D1%96%D0%BE%D0%BA%D1%81%D0%B8%D0%B4_%D0%B2%D1%83%D0%B3%D0%BB%D0%B5%D1%86%D1%8E), оптимальні рівні концентрації якого коливаються в межах 0,3-3,0%. Серед мікрогазів, концентрації яких не перевищують 1∙10−9 −10−12 %, є N2О, NO2, СО, вуглеводні ([етилен](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%95%D1%82%D0%B8%D0%BB%D0%B5%D0%BD), [ацетилен](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%90%D1%86%D0%B5%D1%82%D0%B8%D0%BB%D0%B5%D0%BD), [метан](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9C%D0%B5%D1%82%D0%B0%D0%BD)), [водень](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%92%D0%BE%D0%B4%D0%B5%D0%BD%D1%8C), [сірководень](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%A1%D1%96%D1%80%D0%BA%D0%BE%D0%B2%D0%BE%D0%B4%D0%B5%D0%BD%D1%8C), [амоніак](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%90%D0%BC%D1%96%D0%B0%D0%BA), [тіоли](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%A2%D1%96%D0%BE%D0%BB%D0%B8), терпени, фосфін, [спирти](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%A1%D0%BF%D0%B8%D1%80%D1%82%D0%B8), ефіри, пари [органічних](https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9E%D1%80%D0%B3%D0%B0%D0%BD%D1%96%D1%87%D0%BD%D1%96_%D0%BA%D0%B8%D1%81%D0%BB%D0%BE%D1%82%D0%B8) і неорганічних кислот.

**4.2. Повітряно-фізичні властивості ґрунтів**

*Повітряно-фізичними властивостями ґрунтів* називається сукупність ряду фізичних властивостей ґрунтів, що визначають стан і поведінку ґрунтового повітря в профілі. Найбільш важливими з них є *повітроємність (загальна, капілярна і некапілярна або пористість аерації), повітровміст, повітропроникність, повітрообмін або аерація*.

***Вміст газової фази у ґрунті*** оцінюється його *газоносністю* та *повітроємністю*.

***Газоносністю*** називають загальну кількість вільних і адсорбованих газів, що містяться в одиниці маси або об’ємі ґрунту в природних умовах. Вона залежить від багатьох факторів, насамперед від пористості й сорбованої здатності ґрунту, а також від виду газу та зовнішнього тиску. Наприклад, 1 см3 вугілля за нормальних умов може сорбувати 7-8 см3 метану або до 18 см3 вуглекислого газу.

Виділяють два показники газоносності: *об’ємну* та *масову*.

***Об’ємна газоносність (Гv)*** характеризує загальний вміст вільних і адсорбованих газів в одиниці об’єму ґрунту (Vtot) та чисельно дорівнює об’єму газу, що міститься в 1 см3 ґрунту за даних умовах (при температурі 200С та тиску 1 атм):

, (10)

де VГ – об’єм газу, що знаходиться у порах ґрунту;

Vtot – об’єм ґрунту.

Величина ***Гv*** вимірюється у см3/см3 або м3/м3.

***Масова газоносність (Гm)*** характеризує загальний вміст вільних і адсорбованих газів в одиниці маси ґрунту (m) та чисельно дорівнює об’єму газу, що міститься в 1 г ґрунту за даних умов (за температури 200С та тиску 1 атм):

, (11)

де VГ – об’єм газу, що міститься у порах ґрунту;

m – маса ґрунту.

Величина ***Гm*** вимірюється у см3/г або м3/т.

***Газовміст ґрунту (Г)*** характеризує відносний об’єм газу, який знаходиться у порах ґрунту. Він чисельно дорівнює відношенню об’єму газу, що знаходиться у порах ґрунту, до об’єму всього ґрунту:

, (12)

де VГ – об’єм газу, що міститься у порах ґрунту;

Vtot – об’єм ґрунту.

Величина ***Г*** вимірюється у %, вона залежить від вологості й змінюється від нуля (при відсутності газів і повному водонасиченні) до величини, що відповідає пористості даного ґрунту (при повному заповненні пор повітрям).

***Повітроємністю ґрунту (В)*** називається величина максимального газовмісту даного ґрунту, яка відповідає його пористості та яка визначається при повному заповненні всіх пор газом (відсутність вологи). Величина ***В*** вимірюється у %, чисельно вона дорівнює пористості ґрунту.

*Для оцінки ступеня заповнення пор газом* використовують ***коефіцієнт повітровмісту*** або ***коефіцієнт аерації (GГ)***, що дорівнює об’єму газу, що знаходиться у порах ґрунту (VГ), до загального об’єму пор ґрунту (Vn):

. (13)

Величина ***GГ*** вимірюється в частинах одиниці й змінюється від нуля (при відсутності газів у порах ґрунту) до 1 (при повному насиченні пор газом). Якщо у порах ґрунту крім повітря знаходиться ще й вода, то коефіцієнт аерації ***GГ*** розраховують, використовуючи значення ступеня вологості ґрунту ***Sr*** за формулою:

*GГ* = 1 ‒ *Sr* , (14)

**5. Фізичні властивості ґрунтів**

***Фізичні властивості ґрунтів*** – це характеристики їхнього фізичного стану в природному заляганні та при взаємодії з інженерними спорудами, які дозволяють якісно оцінювати їхню міцність та деформування. Фізичні властивості виявляються в результаті дії на ґрунти різноманітних фізичних полів – гравітаційного, теплового, магнітного, електричного тощо.

***Основні фізичні властивості***, такі як *щільність* і *пористість*, характеризують стан ґрунту та є основою прогнозування фізико-механічних показників властивостей ґрунтів, які використовують під час проектування інженерних споруд.

**5.1. Визначення щільності ґрунтів**

***Щільність*** – це фізична властивість ґрунтів, яка кількісно оцінюється величиною відношення їхньої маси до об’єму, що вони займають. Вона є постійною величиною для даного ґрунту (матеріалу, речовини). Щільність використовують як прямий розрахунковий показник при характеристиці фізичних властивостей ґрунту, при розрахунках стійкості зсувних схилів і укосів, при динамічних розрахунках основ інженерних споруд, при визначенні об’єму земляних робіт під час будівництва тощо. Під час проведення інженерних вишукувань використовують такі основні характеристики щільності ‒ *щільність ґрунту, щільність твердих часток ґрунту, щільність скелету ґрунту.*

***Щільність ґрунту ρ***, (г/см3 , кг/м3), або ***щільність вологого ґрунту*** – це маса одиниці об’єму ґрунту з природною вологістю та з непорушеною будовою:

ρ = m / V, (15)

де m – маса ґрунту, г;

V – об’єм ґрунту, см3.

*Величина щільності ґрунту залежить* від мінерального складу, вологості та характеру будови (пористості) ґрунту:

1) зі збільшенням вмісту важких мінералів щільність ґрунту збільшується, а при збільшенні вмісту органічної речовини зменшується;

2) зі збільшенням вологості щільність ґрунту зростає – максимальною при даній пористості вона буде у випадку повного заповнення пор водою;

3) зі збільшенням пористості щільність ґрунту зменшується. Щільність переважної більшості осадових порід (піщаних, глинистих, карбонатних тощо) значною мірою залежить від їхньої пористості й вологості та в меншої мірі ‒ від мінерального складу. Це пояснюється широкими межами зміни пористості (тобто вологості та газонасиченості) цих порід, суттєвою відмінністю щільності твердої, рідкої й газоподібної складових та порівняно постійною щільністю найбільш розповсюджених породоутворюючих мінералів.

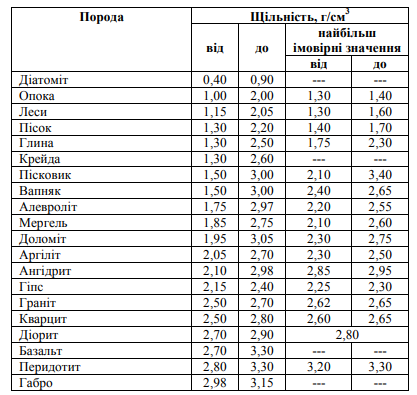
Величина щільності магматичних, метаморфічних й, значною мірою, хемогенних порід, в основному, визначається їхнім *мінералогічним складом*, тому що пористість цих порід, зазвичай є незначною.

Величина щільності дисперсних ґрунтів (глинистих, лесових, піщаних і крупноуламкових) коливається у межах від 1,30 до 2,20 г/см3. Ґрунтам, які характеризуються наявністю жорстких кристалізаційних зв’язків між частками, притаманна більша щільність, величина якої при малій пористості наближається до значень щільності твердих часток. Так, щільність магматичних порід змінюється у межах 2,50÷3,40 г/см3 (зростає від кислих до основних і ультраосновних порід); аргілітів і алевролітів ‒ 2,20÷2,55 г/см3; вапняків ‒ 2,40÷2,65 г/см3; мергелів ‒ 2,10÷2,60 г/см3; пісковиків ‒ 2,10÷2,40 г/см3 (табл. 10).

Щільність обезводнених торфів, завдяки невеликій щільності їхнього скелету, змінюється від 1,02 до 1,10 г/см3.

Таблиця 10.

Щільність різних типів осадових, магматичних і метаморфічних порід



При розрахунках тиску на підпірні стінки, побутового тиску, осідання інженерних споруд, розподілу напружень у ґрунтах основ та несучої здатності основ під фундаментами використовують поняття *питома вага*. Під час проведення інженерних вишукувань використовують такі основні характеристики питомої ваги: *питома вага ґрунту, питома вага твердих часток ґрунту, питома вага сухого ґрунту*.

***Питома вага ґрунту γ*** (Н/м3, кН/м3, МН/м3) – це фізична властивість ґрунтів (матеріалу, речовини), яка кількісно оцінюється величиною відношення їхньої ваги до об’єму, що вони займають. Вона залежить від прискорення вільного падіння ‒ g = 9,81 м/с2:

γ = ρ∙g, (16)

де ρ – щільність ґрунту, кг/м3;

g – прискорення вільного падіння, м/с2.

Питома вага переважної більшості ґрунтів змінюється у межах від 13 до 22 кН/м3. Нижче рівня підземних вод ґрунти знаходяться у зваженому стані, й розрахунок питомої ваги виконується за формулою:

γ = (ρ ‒ ρW)∙g, (17)

де ρW – густина води, що дорівнює 1 г/см3 .

Питома вага ґрунтів, що залягають нижче рівня підземних вод, має розглядатись із врахуванням зважучої дії води при коефіцієнті фільтрації шару ґрунту більше 1 × 10‒5 м/добу та консистенцією (індексом текучості) IL > 0,25 (для глинистих ґрунтів). При коефіцієнті фільтрації шару ґрунту менше 1 × 10‒5 м/добу та консистенцією (індексом текучості) IL < 0,25 (для глинистих ґрунтів) питома вага ґрунтів приймається без врахування зважуючої дії води. При визначенні побутового тиску σzg у цьому шарі ґрунту та нижче його, необхідно враховувати тиск стовпа води, якій розташовано вище цього шару ґрунту.

***Щільність твердих часток ґрунту ρs*** , (г/см3 , кг/м3) – це відношення маси твердої компоненти ґрунту до об’єму, який вона займає:

, (18)

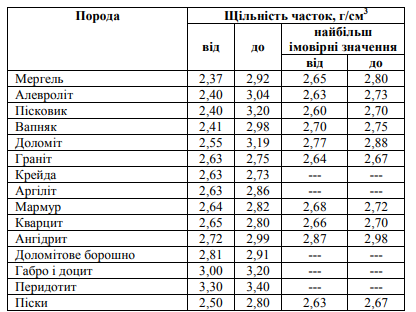
де mS – маса твердої фази ґрунту, г;

VS – об’єм твердої фази ґрунту, см3.

Величина щільності твердих часток ґрунту визначається мінеральним складом, наявністю органічної й органо-мінеральної речовини та являє собою середньозважену щільність цих компонент ґрунту за відсутністю порожнин і вологи. У відповідності зі щільністю найбільш розповсюджених породоутворюючих мінералів щільність твердих часток більшості ґрунтів змінюється від 2,50 до 2,80 г/см3 (табл. 11).

Таблиця 11.

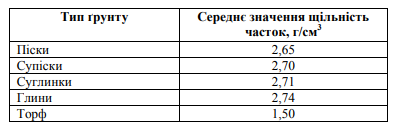
Щільність твердих часток різних типів осадових, магматичних і метаморфічних порід



*Щільність твердих часток збільшується* зі *зростанням вмісту у ґрунтах важких мінералів*, тому в основних і ультраосновних породах щільність часток значно вища (3,00÷3,74 г/см3), ніж у кислих (наприклад, у гранітів 2,63÷2,75 г/см3). Щільність твердих часток окремих гранулометричних типів дисперсних ґрунтів, що не вміщують водорозчинних солей та органічної речовини, є доволі постійною величиною. У табл. 12 наведені орієнтовні середні значення, які зазвичай використовують за відсутністю прямих визначень щільності твердих часток ґрунту з метою розрахунків деяких показників властивостей ґрунтів, зокрема пористості та коефіцієнта пористості.

Таблиця 12

Щільність твердих часток дисперсних ґрунтів, що не вміщують водорозчинних солей та органічної речовини



*Наявність органічної речовини суттєво знижує щільність твердих часток ґрунту*, оскільки їхня щільність невелика у порівнянні з мінеральною компонентою (щільність гумусу складає 1,25÷1,40 г/см3). Тому щільність твердої компоненти торфів, заторфованих порід і ґрунтів рослинного шару значно нижча, ніж у мінеральних ґрунтів. У торфів щільність часток змінюється від 1,20 до 1,89 г/см3, у заторфованих ґрунтів – до 2,08 г/см3; найбільш часто зустрічаються значення у межах від 1,4 до 1,6 г/см3. Мінімальні значення щільності твердих часток зустрічаються у торфів деревинної групи, максимальні – у торфів мохової групи.

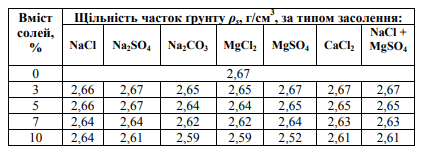
*Зі зростанням вмісту солей у засолених дисперсних ґрунтах щільність твердих часток зменшується*. Приклад зміни значень щільності часток ґрунту залежно від характеру та типу засолення наведені у табл.13.

***Щільність скелету ґрунту ρd,*** (г/см3 , кг/м3) ‒ це маса твердої компоненти ґрунту в одиниці об’єму з природною (непорушеною) будовою. У науковій, виробничій та навчальній літературі в якості синоніму часто використовують термін «щільність сухого ґрунту», але краще його не застосовувати тому, що виникає плутанина з терміном «щільність скелета висушеного ґрунту».

*Значення щільності скелета ґрунту* змінюються у більш вузьких межах порівняно зі значеннями щільності ґрунту, тому що вона залежить тільки від мінерального складу та характеру будови (пористості) ґрунту. Чим нижча пористість і вищий вміст важких мінералів у ґрунті, тим вища щільність його скелету. В дисперсних ґрунтах, які не містять значних домішок органічної речовини, щільність скелета ґрунту залежить практично лише від характеру його будови. Величину щільності скелета ґрунту використовують для розрахунків пористості, коефіцієнта пористості, а також з метою характеристики ступеня ущільнення глинистих ґрунтів у насипних спорудах.

Таблиця 13

Зміна значень щільності твердих часток ґрунтів залежно від характеру та типу засолення



*Щільність скелета ґрунту (ρd)* визначають експериментально або найчастіше розраховують за величинами щільності ґрунтів та вагової вологості за формулою:

, (19)

де ρ – щільність ґрунту, г/см3;

W – вагова вологість ґрунту, ч. од.

***Щільність скелету висушеного ґрунту ρd,*** (г/см3 , кг/м3) – це маса одиниці об’єму ґрунту висушеного за температури 1050С. Вона характеризує максимально щільну будову ґрунту, що може бути досягнуто в процесі його висушування до постійної маси. *Для глинистих ґрунтів*, які під час висушування стискаються, щільність скелету висушеного ґрунту більша за щільність скелету ґрунту з природною (непорушеною) будовою. *Для піщаних ґрунтів*, пористість яких не змінюється під час висушування, значення цих двох параметрів однакове. При будівництві насипів, дамб обвалування, земляних гребель та інших насипних земляних інженерних споруд необхідно знати величину щільності ґрунтів у пухкому та щільному станах. Піщані ґрунти можуть суттєво розрізнятися за ступенем їхньої щільності або характером будови. Наприклад, залежно від характеру укладання шарів однакового розміру пористість системи може змінюватися від 47,64% (при найбільш пухкій кубічній будові) до 25,95% (при найбільш щільній тетраедричній будові) (рис. 7).

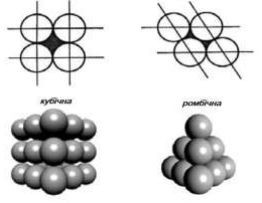


Рис. 7. Ідеальні моделі укладання часток пухких і щільних піщаних ґрунтів

У реальних піщано-пилуватих ґрунтах завдяки різниці у розмірі їхніх часток пористість змінюється у більш широких межах від 8÷10 до 80%.

Для піщаних ґрунтів не завжди є можливість визначення щільності скелету з природною (непорушеною) будовою, тому найчастіше її визначення виконують на повітряно-сухих зразках із порушеною будовою при двох станах: гранично-пухкому та гранично-щільному.

З метою кількісної оцінки щільності будови пісків використовують ***показник відносної щільності*** або ***ступінь щільності (ID)***, який визначають за формулою:

(20)

де *е* – коефіцієнт пористості в стані природної або штучної будови;

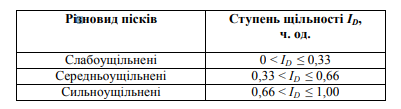
*еmax* ‒ коефіцієнт пористості у гранично-щільному стані;

*еmin* ‒ коефіцієнт пористості у гранично-пухкому стані.

Для розрахунку ***ID*** необхідно мати дані результатів польових визначень величини ***е*** й для цього ж ґрунту у лабораторних умовах визначити ***еmax*** та ***еmin***. З метою знаходження ***еmin*** зазвичай використовують пухке насипання ґрунту у мірну посудину, а для визначення ***еmax*** – динамічні методи ущільнення ґрунту у мірній посудині. За ступенем щільності ***ID*** піски поділяються згідно табл. 14.

Таблиця 14

Значення ступеня щільності піщаних ґрунтів



Ґрунти, які мають різний зерновий склад, мають суттєво розбіжні значення ***еmax*** та ***еmin***, причому зі збільшенням крупності вони зменшуються. Суттєвого впливу на граничні значення коефіцієнтів пористості надає також форма часток. Зі збільшенням окатованості й сферичності вони зменшуються, тому використання в якості характеристики щільності будови величини відносної щільності ID, що враховує як зерновий склад, так і форму часток, надає найбільш неупереджений критерій щільності будови.

**5.2. Визначення пористості ґрунтів**

Під ***пористістю ґрунтів*** розуміють наявність у них дрібних порожнин. Показники, що характеризують пористість ґрунтів, є одними із найважливіших для них, тому що дозволяють прогнозувати їхні *міцнісні* й *деформаційні властивості*, а також часто є *класифікаційними показниками*.

Пористість використовують в якості допоміжної характеристики під час вибору розрахункового опору ґрунту, при побудові компресійної кривої, при розрахунку характеристик стисливості, при обчисленні водопроникності та багатьох інших показників властивостей ґрунтів.

Пористість також визначає фізичні властивості ґрунтів – швидкість розповсюдження пружних хвиль, міцність та стисливість, електричні, теплофізичні та інші параметри.

Кількісно ***пористість ґрунтів n*** (%) виражають як відношення об’єму порожнин (пор) ґрунту (Vn) до загального об’єму ґрунту (V):

, (21)

Величина пористості ґрунтів також може бути виражена як відношення ваги води, що повністю заповнює пори ґрунту, до ваги абсолютно сухого ґрунту (*вагова пористість*).

Крім того, пористість ґрунту може характеризуватися відношенням об’єму порожнин (пор) ґрунту (Vn) до об’єму твердої фази ґрунту (VS) – ця величина носить назву ***коефіцієнт пористості ґрунту е*** й вимірюється у ч. од.:

. (22)

Коефіцієнт пористості також можна розрахувати через характеристики щільності ґрунту:

. (23)

Через коефіцієнт пористості можна виразити пористість і об’єм твердої компоненти ґрунту в одиниці об’єму ґрунту:

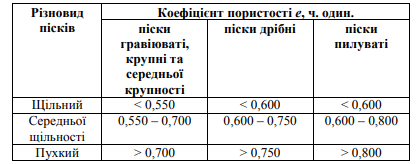
; . (24)

Теоретично пористість ґрунту може змінюватися від нуля (пори відсутні) до одиниці (скелет відсутній). Відповідно коефіцієнт пористості ґрунту змінюється від нуля (пори відсутні) до нескінченності (скелет відсутній). Пористість не може бути більшою від одиниці, в той же час як коефіцієнт пористості може бути більшим від одиниці (наприклад, для торфу). Коефіцієнт пористості дорівнює одиниці, якщо об’єм пор дорівнює об’єму, що займають тверді частки ґрунту. Згідно ДСТУ Б В.2.1-2-96 за величиною коефіцієнта пористості піщані ґрунти класифікують за щільністю їхньої будови (табл. 15).

Таблиця 15

Класифікація піщаних ґрунтів за щільністю їхньої будови

(згідно ДСТУ Б В.2.1-2-96)



При величині коефіцієнта пористості більше 0,700-0,800 ґрунти відносяться до пухких і вони є несприятливою основою для інженерних споруд. Такі ґрунти витримують доволі велике статичне навантаження, але у водонасиченому стані під впливом динамічного навантаження вони втрачають свою структуру й переходять у пливучий стан.

Пористість і коефіцієнт пористості є показниками ємнісних властивостей ґрунту, тому що пори є простором, ємностями (за рахунок впливу капілярних сил) для інших фаз ґрунту (рідкої та газової). До пористості не слід відносити ємність каверн і тріщин, що характеризують загальну порожнистість гірських порід (зважаючи на вплив гравітаційних сил).

Розрізняють три види пористості – ***загальну (фізичну) n, відкриту nВ та закриту nЗ***, пов’язані між собою такою залежністю:

*n = nВ + nЗ*. (25)

*Відкрита пористість ґрунту* обумовлена сполученими порами, *закрита* – ізольованими порами, а *загальна* – враховує обидва види пор. *Відкрита пористість* обумовлює *транспортні властивості ґрунту* – його здатність пропускати через себе рідини або гази. *Закрита пористість* у процесах перенесення речовини прямої участі не бере.

Загальна і відкрита пористість залежать від глибини залягання ґрунтів (зі збільшенням глибини зменшується), від щільності ґрунту, від кількості цементу тощо.

Величина пористості коливається у дуже широких межах залежно від типу ґрунтів. Найбільшою пористістю наділені пухкі дисперсні утворення. Пористість торфів складає в середньому 60-90%, глинистих відкладів 35-50%, крупноуламкових і піщаних порід 30-45%. Відносно висока пористість є характерною для добре відсортованих пісковиків (25-30%), крейди (30-45%), опок (35-50%), туфів (25-60%), трахітів (15-40%), андезитів і базальтів (2-30%). Пористість карбонатних порід, залежно від їхньої глинистості й характеру цементації, коливається у межах від 0,5 до 30%. Низька пористість (0,1-3%) притаманна для незмінених вивітрюванням метаморфічних і магматичних (в основному інтрузивним) порід.

*Для скельних і напівскельних ґрунтів* загальна пористість визначається *методом насичення будь-якою рідиною* (наприклад, гас, дистильованою водою тощо). Сутність цього методу полягає у визначенні об’єму порожнистого простору зразка (за різницею мас сухого і насиченого рідиною зразка), його зовнішнього об’єму (за різницею мас насиченого рідиною зразка у повітрі та у рідині, якою його насичували) та обрахуванні пористості шляхом ділення першого об’єму на другій.

*Для глинистих ґрунтів* ще досі не існує способів безпосереднього лабораторного визначення пористості. Для її розрахунків зазвичай використовують залежність, що зв’язує пористість зі щільністю твердих часток (***ρS***), щільністю ґрунту (***ρ***) або щільністю скелету ґрунту (***ρd***):

. (26)

*Для піщаних ґрунтів* використовують *метод насичення дистильованою водою за допомогою бюретки*.

**6. Вивчення стану і фізико-хімічних властивостей ґрунтів**

До фізико-хімічних відносять властивості ґрунтів, які проявляються за рахунок різноманітних фізико-хімічних взаємодій та явищ, що відбуваються на границях розділу фаз (компонентів) або в об’ємі всього ґрунту. Серед фізико-хімічних властивостей виділяють групу *фізико-хімічних поверхневих властивостей ґрунтів*, де значну роль відіграють взаємодії на поверхнях або границях розділу фаз ґрунту, що володіють поверхневою енергією, й обумовлюють різноманітні поверхневі фізико-хімічні явища, такі як адсорбція, йонний обмін, капілярність тощо. Інші фізико-хімічні властивості, хоча й також пов’язані з поверхневими процесами і явищами, але проявляються у всьому об’ємі ґрунту, це наприклад, процеси дифузії, осмосу, водоміцності, пластичності, набрякання, зсідання тощо. Цю групу фізико-хімічних властивостей називають *фізико-хімічними об’ємними властивостями ґрунтів*.

Обидві ці групи фізико-хімічних властивостей, поділ між якими насить дуже умовний характер, відіграють дуже важливу роль при виконанні оцінки інженерно-геологічних особливостей дисперсних ґрунтів, особливо це стосується групи фізикохімічних об’ємних властивостей ґрунтів.

**6.1. Визначення водоміцності ґрунтів**

***Водоміцністю (або водостійкістю) ґрунтів*** називають їхню здатність зберігати свою механічну міцність та стійкість у водному середовищі. У водоміцності ґрунтів проявляються як їхні фізико-хімічні, так й фізико-механічні особливості.

Умови взаємодії ґрунту з водою можуть бути *статичними* (спокійна вода) або *динамічними* (потік води рухається). У першому випадку результатом цієї взаємодії у дисперсних ґрунтах є їхнє розмокання, у скельних – розм’якшення, у другому випадку – розмивання ґрунтів. У відповідності з цім *водоміцність ґрунтів характеризує* їхнє *розмокання, розм’якшення та розмивання*.

*Розм’якшення ґрунтів* ‒ це здатність скельних ґрунтів знижувати свою міцність при взаємодії з водою без наявних ознак їхнього руйнування. Механізмом розм’якшення є ослаблення структурних зв’язків між частками, зернами та кристалами за рахунок проникнення у проміжки між ними молекул води та зниження при цьому поверхневої енергії. Оскільки скельні ґрунти мають високу начальну міцність, то під дією гідратації вони повністю не втрачають свою несучу здібність та не розмокають у воді.

Для характеристики розм’якшення використовують ***коефіцієнт розм’якшення у воді ksof*** (ч. од.) – це відношення меж міцності ґрунту при одноосьовому стисканні у водонасиченому та повітряно-сухому стані. Чим вище значення коефіцієнта розм’якшення (0 << *ksof* << 1), тим менше розм’якшується цей ґрунт. Розм’якшення ґрунтів залежить від їхнього мінерального складу, міцності зв’язків між структурними елементами, тріщинуватості, пористості тощо.

***Розмивання ґрунтів*** – це їхня здібність руйнуватись під впливом води, що рухається та діє на ґрунтову товщу. Ця властивість ґрунтів, поряд із динамікою водного впливу, визначає розмивання ґрунтового масиву. Невелике розмивання є причиною утворення й розвитку щільної яружної мережі (ерозія) та явищ, що утворюються завдяки механічній суфозії. Залежно від характеру та напрямку водного впливу розрізняють (рис. 8):

1) *лобове (хвильове) розмивання ґрунту*, що обумовлено фронтальною дією води на ґрунт;

2) *поверхневе розмивання ґрунту*, що обумовлено дотичною дією текучих вод вздовж поверхні ґрунту;

3) *суфозійне розмивання ґрунту*, що обумовлено винесенням із масиву часток ґрунту водним потоком.

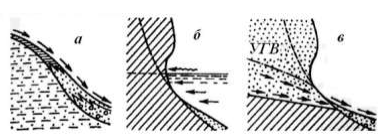


Рис. 8. Розмивання ґрунтів: а – поверхневе; б – хвильове; в ‒ суфозійне

*Хвильове розмивання ґрунтів* широко розповсюджено у зоні дії прибою на берегах морів, озер і водосховищ. У цьому випадку на ґрунт періодично впливає ударна дія енергії хвиль, можливе періодичне стискання повітря у порах і порожнинах та вплив вакуумних явищ. Хвильове розмивання являє собою руйнування структурних зв’язків ґрунту за рахунок удару хвиль та супроводжується відривом часток, подоланням їхнього зчеплення та подальшим віднесенням від місця відриву. Інтенсивність хвильового розмивання ґрунту залежить від таких самих внутрішніх факторів, що й поверхневе розмивання, але серед зовнішніх факторів головне місце посідають енергія хвилі, кут підходу хвилі до поверхні ґрунту, що розмивається.

*Поверхневе розмивання ґрунтів* відбувається під дією текучих вод на схилах (площинна ерозія), а також вздовж постійних водотоків (бічна та донна ерозія). Поверхневе розмивання залежить від великої кількості взаємодіючих і взаємопов’язаних факторів, головними з яких є склад і характер структурних зв’язків у ґрунтах. Розмивання нерозчинних ґрунтів з жорсткими кристалізаційними зв’язками обумовлено, головним чином, їхнім тектонічним порушенням та дією процесів вивітрювання. Розмивання розчинних ґрунтів визначається міцністю структурних зв’язків іонного типу, що під дією води розчиняються, сприяючи при цьому виносу слаборозчинної її частини. Щільні глини й суглинки, що не розмочуються у воді, під тривалим впливом текучої води завдяки їхньої слабої літифікації розмиваються. Зв’язні ґрунти, що розмочуються у воді, розмиваються найбільш швидко. Їхнє розмивання залежить від дисперсності, хіміко-мінералогічних особливостей, пористості, пластичності, розмокання, вологості, твердості, зчеплення тощо.

*Суфозійне розмивання ґрунту* (механічна суфозія) – це процес переміщення дрібних часток ґрунту по порах, що утворили більш крупні частки, під дією фільтраційного потоку. Механізмом цього розмивання є гідромеханічний вплив на частки, послаблення структурних зв’язків, відрив та переміщення окремих часток, агрегатів і цілих об’ємів ґрунту разом з фільтраційним потоком всередині пор або тріщин масиву.

***Розмокання*** ‒ це здатність ґрунтів при зволоженні у спокійної воді втрачати свою зв’язність та перетворюватися у пухку масу із повною втратою міцності. Розмокання ґрунтів відбувається за рахунок поступового послаблення неводостійких структурних зв’язків між елементарними частками або агрегатами ґрунту під час їхньої гідратації. Здібність до розмокання мають дисперсні ґрунти, а також слабозцементовані осадові та штучні ґрунти, з розчинним, неводостійким або глинистим цементом.

Показниками розмокання ґрунтів є:

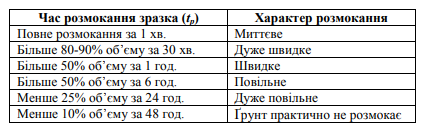
1) ***час розмокання (tр)*** – проміжок часу, протягом якого зразок ґрунту, що поміщений до води, втрачає зв’язність та розпадається;

2) ***швидкість розмокання (vр)***, яку оцінюють за відносною втратою маси Δm/m0 зразка за час Δt, де m0 – початкова маса зразка (табл.16);

3) ***характер розмокання***, що оцінюють візуально та який відображає якісну картину розпаду ґрунту (див. табл. 16 та 17). Величина показника розмокання у ґрунтах залежіть від їхнього хіміко-мінералогічного складу (мінералогії часток, наявності водорозчинних солей, складу обмінних катіонів), структурно-текстурних особливостей (характеру структурних зв’язків, дисперсності, текстури тощо), вологості, щільності та концентрації водного розчину, що взаємодіє з ґрунтом.

Таблиця 16

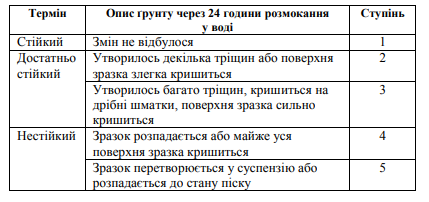
Критерії розмокання ґрунту



Склад ґрунтів визначає їхні структурні особливості, характер структурних зв’язків і, відповідно, впливає на розмокання. При цьому великого впливу на характер і швидкість розмокання надає природний цемент, що вміщується у ґрунтах, наприклад водорозчинні солі, карбонати, гіпс, гумус тощо. Розчинення солей на контактах часток призводить до руйнування агрегатів і, відповідно, до розмокання.

Таблиця 17

Поведінка зразка ґрунту при розмоканні у воді



*Розмокання* також *залежить від складу і характеру будови ґрунтів*. Переважна більшість скельних ґрунтів практично не розмокають і тільки розм’якшуються при насиченні водою. На швидкість і характер розмокання дисперсних ґрунтів чималий вплив має гранулометричний склад, що у великій мірі визначає характер їхньої пористості й, відповідно, їхню водопроникність. Макропористі, легководопроникні та володіючи зазвичай слабим структурним зчепленням ґрунти мають велику швидкість розмокання. Навпаки, тонкопористі, маловодопроникні й щільні ґрунти з підвищеною величиною структурного зчеплення відрізняються більшою водоміцністю та повільним розмоканням. Наявність у ґрунтах макро- і мікротріщин сприяє їхньому розмоканню. Ґрунти з порушеною будовою характеризуються набагато більшою швидкістю розмокання у порівнянні з ґрунтами, що мають непорушену будову, оскільки перші відрізняються від других меншою зв’язністю. Сухі ґрунти або ґрунти з незначною вологістю, як правило, розмокають значно швидше, ніж недонасичені різновиди. Певного впливу на розмокання надає й защемлене повітря у порах ґрунту. При швидкій гідратації ґрунту значна частина повітря защемляється у порах водою. Якщо тиск стисненого у порах повітря перевищує міцність контактів на розрив, то стиснене повітря руйнує ґрунт і пухирці повітря виходять назовні. Такій процес є характерним для розмокання лесів і лесоподібних ґрунтів. Величину розмокання ґрунтів використовують при виконання оцінки явищ переробки берегів водосховищ, стійкості укосів каналів, стінок котлованів та інших земляних інженерних споруд.

**6.2. Визначення консистенції (стану) й пластичності ґрунтів**

Під ***консистенцією ґрунту*** розуміють його стан, що характеризує здатність ґрунту зберігати свою форму як без дії зовнішнього механічного навантаження, так і при його наявності. Розрізняють ряд консистенцій (станів) при переході від рідких до твердих тіл ‒ *текучу, текучо-пластичну, м’яко-пластичну, туго-пластичну, тверду* та *сипку (для піщаних ґрунтів) консистенції ґрунту*. Показники консистенції визначаються для глинистих ґрунтів і мулів. Для торфів отримувати ці характеристики не є доцільним тому, що їхня пластичність має зовсім інакшу природу й обумовлена наявністю у їхньому складі бітумів і воску.

Наявність у ґрунтах води різних категорій призводить до зміни їхнього фізико-хімічного стану і консистенції. Вплив *зв’язаної води* на консистенцію найбільше проявляється у дисперсних ґрунтах, глинистих і особливо лесових тому, що вони мають велику питому поверхню і, відповідно, мають більшу кількість зв’язаної води. При наявності у глинах зв’язаної води вони набувають властивості текучості та поводять себе як рідиноподібні тіла. Якщо у глинах присутня тільки *адсорбційна вода*, то вони являють собою доволі міцні ґрунти твердої консистенції. При наявності у них *осмотичної й капілярної води* вони легко деформуються, різко втрачають свою міцність за рахунок зволоження та набувають властивості пластичності.

Під *пластичністю ґрунту* розуміють його здатність деформуватись без розриву суцільності під дією зовнішніх механічних зусиль та зберігати отриману форму після їхнього зняття. У наш час існує декілька гіпотез, що пояснюють природу пластичності ґрунтів.

Найбільшого поширення набули *колоїдна гіпотеза* (запропонована П.А. Зємятченським), яка ґрунтується на тому, що колоїди, які містяться у глинах, є «змазкою» між частками при їхньому відносному переміщенні, та *гідратна гіпотеза* (запропонована П.А. Редіндером). Гідратна гіпотеза передбачає наявність тонкого прошарку рідкого дисперсного середовища, потужність якого відповідає мінімуму вільної енергії системи. Наявність цього прошарку рідини на ділянках коагуляційного зчеплення заважає подальшому зближенню часток, тому коагуляційні системи є пластичними.

У 1911 році шведським фахівцем з механіки ґрунтів А. Аттербергом були розроблені *основні положення оцінювання пластичності ґрунтів*, шляхом введення поняття меж для їхніх різних станів. Межі А. Аттерберга являють собою встановленні дослідним шляхом значення вологості, при яких відбуваються зміни поведінки ґрунту. До меж А. Аттерберга, крім межі текучості WL (***LL*** – ***L****iquid* ***L****imit*) та межі пластичності Wp (***PL*** – ***P****lastik* ***L****imit*), відноситься також межа зсідання WSh (***SL*** – ***S****hrinkage* ***L****imit*).

Параметрами пластичності ґрунтів, що широко застосовуються в інженерно-геологічної практиці, є:

1) ***нижня (Wp)*** та ***верхня (WL) межа пластичності***, являючи собою опосередковані показники, що визначають вагову вологість ґрунту, при перевищенні якої він переходить у першому випадку з напівтвердої консистенції в пластичну, у другому – з пластичної у текучу;

2) ***число пластичності (Ip)*** – це різниця між верхньою і нижньою межею пластичності:

*Ip = WL − Wp*. (27)

З метою кількісної характеристики консистенції ґрунтів визначають ***показник текучості (IL)*** – це відношення різниці вологості (***W***) й вологості на межі пластичності до показника пластичності:

. (28)

***Показник текучості IL (або індекс текучості)*** – це міра консистенції ґрунту в порушеному стані при природній вологості. За числом пластичності ***Ip*** та показником текучості ***IL*** глинисті ґрунти поділяються згідно рис.9 та табл. 18 та 19, а також прогнозуються їхні фізико-механічні властивості.

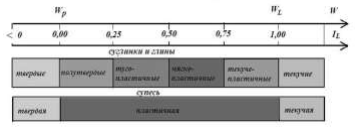


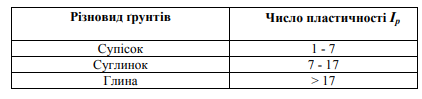
Рис. 9. Підрозділ глинистих ґрунтів за показником текучості ***IL***

Показник ***IL*** характеризує стан глинистого ґрунту, лінійно залежить від природної вологості, може бути як від’ємним (тверді ґрунти), так і додатним, у тому числі й більше одиниці (ґрунти текучої консистенції). При зміні ***IL*** у межах від нуля до одиниці ґрунти мають пластичну консистенцію.

Таблиця 18

Класифікація глинистих ґрунтів за числом пластичності ***Ip***

(згідно ДСТУ Б В.2.1-2-96)



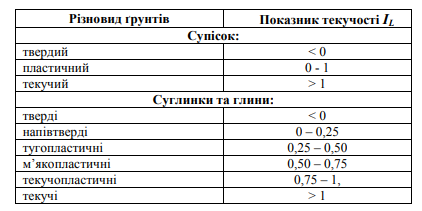
***Показником консистенції IC (або індексом консистенції)*** називають відношення різниці вологості на межі текучості (***WL***) і вологості (***W***) до числа пластичності (***Ip***). Показник консистенції, як й показник текучості, є мірою консистенції ґрунту порушеної будови та визначається за формулою:

, (29)

Таблиця 19

Класифікація глинистих ґрунтів за показником текучості IL

(згідно ДСТУ Б В.2.1-2-96)



Діапазон вологості, в якому проявляються пластичні властивості ґрунтів, значною мірою визначаються їхнім мінералогічним складом. У ґрунтів, що складаються з мінералів групи монтморилоніту, як правило, цей діапазон у декілька разів є вищим, ніж у ґрунтів, у складі яких переважають мінерали групи каолініту. *Збільшення пластичності* у випадку присутності в ґрунті мінералів групи монтморилоніту *пов’язано*, з одного боку, *зі значним зростанням дисперсності ґрунту*, з іншого – *з кристалохімічними особливостями та високою гідрофільністю мінералів цієї групи*. Вплив кристалохімічних особливостей на пластичність глинистих ґрунтів стає ще більш суттєвим залежно від того, є чи немає в обмінному комплексі одно-, двох- або трьохвалентних катіонів. Чим вища валентність обмінних йонів, тим менше у ґрунті вміщується осмотичної вологи і менша його пластичність.

*Вплив дисперсності* на *пластичність ґрунтів* визначається *величиною активної адсорбційної поверхні* – колоїдною активністю ґрунту. У 1953 році Скемптон запропонував ***показник активності ґрунту А*** – це відношення показника пластичності до вмісту глинистої фракції ґрунту, якій визначається за такою формулою:

*А = Ір* / вміст глинистої фракції (ваговий, %), (30)

Показник активності в основному залежить від кількості й типу глинистих мінералів і органічних колоїдів, а також від вмісту електролітів у поровому розчині. Функцією активності є набрякання та зсідання ґрунтів. Якщо:

А < 0,75 ‒ *ґрунт неактивний* (потенціал набрякання є слабким);

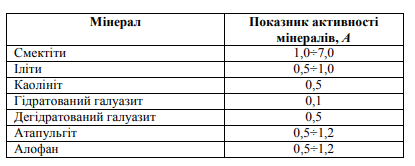
0,75 < А < 1,25 ‒ *ґрунт нормальний* (потенціал набрякання є середнім),

А > 1,25 ‒ ґрунт активний (потенціал набрякання є високим).

У табл. 20 приведені значення показника активності глин з різним мінеральним складом. Для активних глин характерним є значні зміни об’єму при зволоженні та зсіданні.

Таблиця 20

Активність глинистих мінералів



Залежно від індексу консистенції **IC** (*consistency index*) ґрунти поділяються на 4 групи:

• IC ≥ 1 - дуже тверді;

• 1 > IC ≥ 0,5 – тверді;

• 0,5 > IC > 0,05 – м’які;

• IC ≤ 0,05 – рідкі.

**6.3. Визначення набрякання ґрунтів**

Під *набряканням ґрунтів* розуміють їхню здатність збільшувати свій об’єм і створювати тиск набрякання в процесі гідратації або при взаємодії з хімічними розчинами. Властивість набрякання (а також й зсідання) притаманна, в основному, ґрунтам з *коагуляційними* й *перехідними* типами контактів.

До ґрунтів, що набухають, слід відносити глинисті ґрунти, які при замочуванні їх водою або іншою рідиною збільшуються в об’ємі та мають відносну деформацію набрякання εSW > 0,04 (таблиця 5.8). Набрякання найбільш яскраво виявляється у представників групи смектитів і в гідрослюдах, а також у деяких видів шлаків (наприклад, шлаків електроплавильного виробництва) та у звичайних пилувато-глинистих ґрунтах (що не набухають при водонасиченні), якщо вони замочуються хімічними стоками або технологічними розчинами різних промислових виробництв (особливо розчинами солей, кислот та лугів). У всіх ґрунтах, що набухають, після замочування спостерігається зменшення щільності, перехід із твердої та напівтвердої консистенції у пластичну, зниження у декілька разів міцнісних характеристик. При порушенні природної будови ґрунту, що набухає, (наприклад, якщо його використовують в якості ґрунту зворотної засипки) величина вільного набрякання може збільшуватись до 1,5-2 разів. Вільне набрякання ґрунтів характеризується наступними основними показниками:

• відносна деформація (або ступінь) набрякання ***εSW***;

• вологість вільного набрякання ***WSW***;

• тиск набрякання ***рSW***.

*Кінетика набрякання ґрунтів* характеризується ***швидкістю набрякання vSW*** та ***періодом набрякання tSW***.

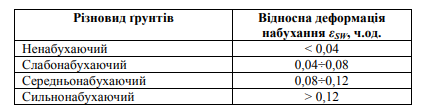
*Відносна деформація набрякання, або ступінь набрякання (εSW)* дорівнює відношенню абсолютної деформації зразка, що вільно набряк в умовах неможливості бічного розширення (Δh), до початкової висоти зразка (h0) з природною вологістю W; вимірюється у % або ч. од.:

. (31)

Розрізняють *відносну деформацію набрякання при навантаженнях* εSWР та *при вільному набряканні* εSW ґрунту. Згідно класифікації ДСТУ Б В.2.1-2-96, глинисті ґрунти за величиною відносної деформації вільного набрякання εSW поділяються на 4 різновиди (див. табл. 21) – від ґрунтів, що не набухають (εSW < 0,04), до ґрунтів, що сильно набрякають (εSW > 0,12).

Таблиця 21

Класифікація глинистих ґрунтів за відносною деформацією вільного набрякання (згідно ДСТУ Б В.2.1-2-96)



*Вологість вільного набрякання (WSW)* – це кінцева вологість зразка, що повністю набряк в умовах неможливості бічного розширення та будь якого зовнішнього обмеження (без тиску на зразок), вимірюється у %. Під час набрякання ґрунту за зовнішнього тиску визначається кінцева вологість зразка, що набряк, яка відповідає певному тиску.

***Тиск набрякання (рSW)*** – це тиск, який ґрунт чинить на зовнішнє обмеження під час свого набрякання. Чисельно він дорівнює протитиску при якому εSW = 0; вимірюється у МПа.

***Швидкість набрякання (vSW)*** визначається як відношення ΔεSW/Δt та є перемінною величиною під час набрякання. При оцінці ΔεSW у частках одиниці швидкість набрякання вимірюється у с‒1 або хв.‒1.

***Період набрякання (tSW)*** – це час, протягом якого завершується процес набрякання зразка ґрунту і швидкість дорівнює нулю; вимірюється в одиницях часу (наприклад, с, хв., год. тощо).

Набрякання глинистих ґрунтів є доволі складним процесом. Згідно К. Норришу, розрізняють ***дві стадії набрякання*** – *внутрішньо-кристалічне набрякання* та *макро-набрякання*.

*На стадії внутрішньо-кристалічного набрякання* зміни об’єму ґрунту не відбуваються, при цьому він лише гідратує до вологості, що є близькою до максимальної гігроскопічної з утворенням міцно-зв’язаної води.

*На стадії макро-набрякання* відбуваються основна зміна об’єму та зростання пористості системи за рахунок «осмотичного тиску», що створюється надлишковою активною концентрацією «продисоційованих» з поверхні часток обмінних йонів (катіонів) або протиіонів ПЕШ в умовах низької концентрації взаємодіючого з ґрунтом розчину порового електроліту.

*Набрякання ґрунтів залежіть від багатьох факторів* – мінерального, гранулометричного та хімічного складу ґрунту, природної вологості й щільності будови, складу і концентрації взаємодіючого з ґрунтом розчину, величини зовнішнього тиску на ґрунт. Набрякання обумовлено капілярними, осмотичними й адсорбційними процесами поглинення вологи ґрунтом, серед яких головну роль відіграють осмотичні процеси. Завдяки їм при гідратації поступово збільшується вологість ґрунту, зростає товщина водних плівок навколо часток і одночасно збільшується товщина ПЕШ, що призводить до появи сил розклинюючого тиску між частками, які визивають руйнування структурних зв’язків між ними, їхнє роз’єднання та збільшення об’єму системи у цілому. В ґрунтах, що набухли, переважають коагуляційні контакти. Мінеральний склад є одним з найважливіших внутрішніх факторів набрякання. Вплив складу глинистих ґрунтів на процес набрякання пов’язано, головним чином, з величиною їхньої питомої поверхні, а також з кількістю та видом обмінних катіонів (іншими словами, з величинами їхньої поверхневої та іонної активності). Чім більша питома поверхня глинистих мінералів, їхня ємність обміну та «ступінь дисоціації» обмінних катіонів, тім більше набрякання таких ґрунтів. Відповідно, за здатністю глинистих мінералів до набрякання їх можна розташувати у такій ряд:

***монтморилонітові > гідрослюдисті > каолінітові.***

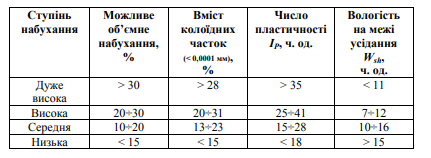
При близьких значеннях величин питомої поверхні та ємності обміну набрякання глинистих ґрунтів визначається валентністю обмінних катіонів та величиною їхнього радіусу. Для другої стадії набрякання, за ступенем впливу на цей процес, характерним є такій ряд катіонів:

Li+ > Na+ > NH4+ > K+ > Mg2+ > Ca2+ > Al3+ > Fe3+

Таким чином, чим нижча валентність катіона і менший його радіус при такій самій валентності, тим менш значима його взаємодія з поверхнею мінералу, більша «дисоціація» та вище «осмотичне» набрякання ґрунту в цілому. Структурно-текстурні особливості глинистих ґрунтів також сильно впливають на набрякання, перш за все через дисперсність і характер структурних зв’язків. Найбільша величина набрякання є характерною для високодисперсних глин, тоді як субпіскам і легким суглинкам набрякання взагалі не притаманне. Набрякання зростає зі збільшення вмісту в ґрунті часток глинистої й колоїдної фракцій. У табл. 22 наведена класифікація ґрунтів, що набухають, залежно від показників консистенції й вмісту колоїдних часток.

Таблиця 22

Класифікація глинистих ґрунтів, що набухають, залежно від показників консистенції й вмісту колоїдних часток



Міцні структурні зв’язки між частками протидіють набряканню глинистих ґрунтів. Тому серед глин природної будови найбільш сильно набрякають ґрунти з коагуляційними і перехідними контактами, а менш сильно – з фазовими. Літифіковані глини (наприклад, аргіліти, глинисті мергелі тощо), взагалі втрачають здатність до набрякання в природному стані.

Встановлено, що початкова швидкість набрякання (у перші дві години) вища у менш дисперсних глин (гідрослюдисті, каолінітові), але потім вона падає і стає менше швидкості набрякання більш дисперсних глин (монтморилонітові). У відповідності з цим, період набрякання більш дисперсних глин більший, ніж у менш дисперсних. *Кінетика набрякання залежить й від початкової вологості глинистих ґрунтів*. У початковий період (до 1-5 годин) швидше набухають більш вологі глини, але потім швидкість їхнього набрякання падає і стає меншою за швидкість набрякання менш вологих глин.

Глинисті ґрунти, що знаходяться у пухкому порушеному стані, мають високу початкову пористість (70÷85%) та низьку вологість (повітряно-сухий стан), при взаємодії з водою не набухають, а навпаки ущільнюються за рахунок гідратації та прояву сил капілярної зв’язності, що «стягує» частки та агрегати між собою. Глина за початкової пористості близько 60% взагалі практично не набрякає та не змінює своєї пористості під час гідратації. У випадку щільної будови (пористість дорівнює 60%) таж сама глина виявляє суттєве набрякання, особливо в діапазоні вологості від ***WР*** до ***WL***. Така поведінка при гідратації є характерною для глин каолінітового і частково іллітового складу з невисокою дисперсністю та гідрофільністю. Для високодисперсних монтморилонітових глин набрякання відбувається за будь-якої початкової щільності (пористості).

***Специфічні особливості ґрунтів, що мають схильність до набрякання та зсідання:***

1) до набрякання при зволоженні та зсідання при підсушуванні схильні всі глини і суглинки, але ця здатність виявляється лише за певних умов. Найбільш схильні до зсідання і набрякання високодисперсні глини середнього і високого ступеня літіфікації, що володіють зворотними коагуляційними та стабілізаційними зв’язками. Як правило, вміст у них часток < 0,005 мм перевищує 40÷60%, щільність – більше 1,50÷1,70 г/см3, вологість – менше 0,20÷0,30, число пластичності складає 0,28, межі розкочування й текучості перевищують, відповідно, 0,27 та 0,55. До складу цих глин входять мінерали груп гідрослюд, монтморилоніту та бейделіту;

2) набухають ґрунти середньої щільності та щільні, що мають вологість менше вологості повної вологоємності;

3) повне набрякання виявляється при порушенні природної будови глинистих ґрунтів, наприклад під час розробки земляних кар’єрів або при укладанні у насипи;

4) переважна маса покривних відкладів має четвертинний вік. Дочетвертинні глинисті породи, які вони переривають, повинні набрякати сильніше тому, що вони мають більш високу щільність, меншу вологість, менше розвантаження при розкритті ґрунтів у виїмках та менше руйнування структурних зв’язків при вивітрюванні. Найбільш інтенсивного характеру процеси набрякання-зсідання набувають у зонах перемінного волого-температурного режиму, наприклад в укосах насипів;

5) глини, що вміщують, перекривають та підстеляють шари водоносних пісків, не розм’якшуються підземними водами, а якби «консервуються»; у цьому випадку підземні води не впливають на схильність корінних глин до набрякання;

6) більш схильними до зсідання й набрякання є морські та озерні глини палеогену, неогену та четвертинної системи, особливо мілководних фацій, а також елювій-делювій цих порід; сильно набрякають хвалинські, бакинські, апшеронські, кимерийські, аральські, меотичні, сарматські, майкопські глини та їхній елювій-делювій. В Україні глини, що набрякають, зустрічаються у Криму, в районах Керчі та Феодосії.

Набрякання ґрунтів є дуже важливою властивістю і часто виникає при розкритті ґрунтів, що набрякають, виїмками, котлованами тощо, а також при спорудженні гребель і водосховищ, коли суттєво змінюються гідрогеологічні умови місцевості та збільшується вологість ґрунтів за рахунок води, що надходить. Ґрунти, які складають дно та відкоси котлованів і виїмок, під дією атмосферних вод можуть не тільки набухати, а також і розмокати, що призводить до повного порушення їхньої природної будови.

**6.4. Визначення зсідання ґрунтів**

Під ***зсіданням ґрунтів*** розуміють їхню здатність зменшувати свій об’єм при видаленні з них вологи. Властивість зсідання є найбільш притаманною для дисперсних ґрунтів з коагуляційними структурними зв’язками – глин, що набухають; мулів, торфів тощо. Причинами зменшення об’єму ґрунтів при їхньому обезводненні є зменшення товщини водних плівок навколо часток, поступове зближення часток та перетворення при цьому коагуляційних контактів у точкові (перехідні). Зсідання ґрунтів характеризується наступними основними показниками:

• відносне лінійне зсідання ***εSh***;

• відносне об’ємне зсідання ***bSh***;

• вологість на межі зсідання ***WSh*** (або межа зсідання SL – **S**hrinkage **L**imit);

• коефіцієнт зсідання ***βSh***.

***Відносним лінійним зсіданням εSh*** називають відношення абсолютної лінійної деформації зсідання зразка (Δh) за висотою до його початкової висоти (h0):

, (32)

або теж саме по відношенню до будь-якого іншого лінійного розміру зразка; вимірюється у % або ч. од.

***Відносним об’ємним зсіданням bSh***називають відношення абсолютної об’ємної деформації зсідання зразка (ΔV) до його початкового об’єму (V0); вимірюється у % або ч. од.:

(33)

***Вологість на межі зсідання WSh*** – це така вологість ґрунту, нижче якої зсідання ґрунту не відбувається; вимірюється у % або ч. од. (рис. 10).

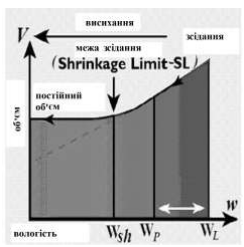


Рис. 10. Зміна об’єму зразка ґрунту під час зсідання

***Коефіцієнтом зсідання βSh*** називають параметр, що визначають за формулою:

, (347)

де ΔW – діапазон зміни вологості зразка ґрунту під час зсідання;

W0 – початкова вологість ґрунту.

Цей показник характеризує зміну об’єму ґрунту при зменшенні його вологості на 1%, тому його величина є зворотною значенням величин лінійного й об’ємного зсідання, і таким чином мінімальні значення коефіцієнта зсідання ***βSh*** будуть мати ґрунти з максимальним лінійним та об’ємним зсіданням, й навпаки.

Формування зсідання ґрунту по мірі його обезводнення у часі є стадійним процесом. *Виділяють п’ять стадій зсідання*, що відрізняються одна від одної як інтенсивністю зсідання, так й ступенем і характером обезводнення ґрунтів.

На початку дегідратації ґрунтів при їхньому повному водонасиченні відбувається втрата вільної води при осушенні крупних пор. Об’ємне зсідання на цій стадії, що називають *структурним зсіданням*, є невеликим і спостерігається у більшості ґрунтів (рис. 11).

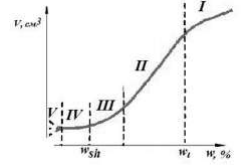


Рис. 11. Стадії зсідання ґрунтів: І – структурне зсідання; ІІ – нормальне (лінійне) зсідання; ІІІ – нелінійне зсідання; ІV – без зсідання; V – остаточна

При наступному обезводненні ґрунту – *стадія нормального або лінійного зсідання* – відбувається пропорційна і значна зміна вологості й об’єму ґрунту за рахунок випарування вільної води, що залишилась, а також більшої частини води перехідного типу («осмотичної»). Оскільки сумарна кількість цих категорій води у ґрунтах складає найбільшу її частину, тому й об’ємні деформації на цій стадії досягають максимальних значень.

У момент виникнення безпосереднього контакту між частками ґрунту, що відповідає *нелінійній стадії* (див. рис. 11, ділянка ІІІ), приріст його об’єму починає помітно відрізнятись від зміни вмісту води, якій визначається втратою частини «осмотичної» води, що залишилась, разом з водою відносно крупних (діаметром від 0,1 до 1 мм) капілярів. На цій стадії деформація ґрунту вже не так велика, а процес дегідратації переходить *у стадію без зсідання* (див. рис. 11, ділянка ІV), коли на фоні триваючої втрати капілярної води тонких мікрокапілярів (діаметр менше 0,1 мм) і води молекулярної адсорбції не відбувається подальшого зменшення об’єму ґрунту завдяки безпосередньої взаємодії одна з одною всіх твердих часток. Наступна дегідратація іноді призводить до появи «сухого» набрякання (див. рис. 11, ділянка V), яка характеризується частковим збільшенням об’єму ґрунтів завдяки зняттю капілярного тиску, іноді ця стадія може бути відсутня. Це *стадія остаточного зсідання*, особливості якої багато в чому залежать від розвитку тріщин і остаточних напружень, що викликає зсідання.

Зсідання ґрунтів залежить від початкового співвідношення твердої, рідкої та газової фаз ґрунту. Під час зсідання співвідношення цих фаз закономірно змінюється. Так, зсідання на *першій та другій стадіях* відбувається за відсутності газу в порах ґрунту, тобто при його повному водонасиченні (***Sr*** = 1), і здійснюється за рахунок зміни співвідношення об’єму твердої й рідкої фаз (див. рис. 11). *Третя стадія* відбувається при збільшенні вмісту в порах газу і закономірному зменшенні ***Sr*** аж до моменту досягнення вологості межі зсідання. *Четверта стадія* відбувається коли пористість ґрунту вже не змінюється, а лише за рахунок зміни співвідношення газової й рідкої компонент на стадії остаточного зсідання. Необхідно підкреслити, що різноманіття природних факторів, які впливають на кінетику зсідання глинистих ґрунтів, настільки велике, що іноді одні з розглянутих стадій проявляються особливо чітко, а інші можуть бути взагалі відсутніми, але загальна закономірність завжди зберігається.

Серед *факторів*, що впливають на зсідання ґрунтів, виділяють *внутрішні* та *зовнішні.* *До внутрішніх факторів відносять*: хіміко-мінералогічний склад ґрунту, структурно-текстурні особливості, початкову щільність і вологість, склад і концентрацію електроліту порового розчину, обмінні катіони; *до зовнішніх* – зміну тиску і температури.

Вплив глинистих мінералів на зсідання виявляється через їхню гідрофільність, яка, в свою чергу, визначається кристалохімічними особливостями: ступенем досконалості кристалічних решіток, формою первинних часток і мікроагрегатів, наявністю або відсутністю ізоморфних заміщень, ступенем дисперсності тощо. Помітне зсідання спостерігається лише у фракцій, які відповідають глинистим часткам. Збільшення зсідання при зростанні ступеня дисперсності ґрунту пояснюється як зростанням загальної поверхні глинистих часток, так і менш досконалою структурою дрібних фракцій кристалів. Ґрунти, для яких притаманні маломіцні й зворотні коагуляційні зв’язки, виявляють найбільшу схильність до зсідання, в той же час як ґрунти з кристалізаційними – найменшу, а ґрунти з коагуляційно-кристалізаційними зв’язками займають у цьому ряду проміжне положення. Як правило, найбільше зсіданням мають ґрунти з мінералами, кристали яких володіють подовженим або волокнистим габітусом, які схильні до утворення більш щільного упакування при дегідратації ґрунту. Так, галуазит, представлений кристалами трубчатої форми, обумовлює незворотне і більше зсідання, ніж каолініт з кристалами пластинчастої форми. Під час зсідання у ґрунті виникають різні напруження, які діють на контактах часток. Як правило, нерівномірні напруження у ґрунтах виникають там, де проявляються найбільші градієнти вологи, тобто поблизу вільної поверхні ґрунту. Внаслідок нерівномірності їхньої дії у ґрунті виникають тріщини, які називають ***тріщинами зсідання***. В основному, вони формуються з поверхні, а потім просуваються у глиб. При збільшенні циклів зволоження-висушування ширина розкриття тріщин збільшується. Типовим прикладом тріщин зсідання є такири [від тюркського слова, що має значення «плаский», «оголений»»] – глинисті днища озер, що пересихають, у пустельних або напівпустельних районах (рис. 12). У вологий сезон такири покриті тонким шаром води, яка, коли пересихає, оголює шар глинистого мулу. Під час висихання мули дають сильне зсідання, створюючи скорину, яка розбита сіткою полігональних тріщин різної форми і розмірів – від декількох метрів до десятків кілометрів залежно від складу відкладів, засоленості тощо.



Рис. 12. Такир у пустелі Сонора (Північна Америка)

Зсідання суттєво залежить від загального вмісту солей у ґрунті. Легко- і середньорозчинні солі (NaCl, Na2SO4, MgO4, Na2CO3, CaSO4) зменшують зсідання, уповільнюють його та знижують тріщинуватість. Значним зсіданням можуть володіти як засолені (наприклад, морські мули), так і незасолені (наприклад, прісноводні мули). Фазові контакти, які створюються за рахунок солей, що випадають з порового розчину, можуть перешкоджати зсіданню ґрунту та впливати на розвиток напружень, що виникають під час зсідання. Зсідання високодисперсних глинистих ґрунтів залежіть від складу обмінних катіонів, оскільки вони впливають на дисперсність і агрегованість ґрунту. За інших однакових умов глинисті ґрунти з одновалентними катіонами потенційно дають більше зсідання, ніж за наявності багатовалентних катіонів в обмінному комплексі.

Вплив зовнішнього тиску на ґрунт під час його зсідання є фактором, що значно збільшує параметри зсідання. Зовнішній тиск, що передається на частки ґрунту, сприяє більш тісному зближенню часток при зсіданні, що в підсумку призводить до його зростання.

Циклічний характер зволоження-зневоднення, що дуже часто зустрічається у природі, призводить до різкого збільшення зсідання ґрунтів. Причому найбільшого відносного значення зсідання досягає на перших двох циклах, а на наступних поступово знижується. При циклічному набуханні-зсіданні ґрунтів відбувається складна зміна співвідношення твердої, рідкої та газової компонент ґрунту. Якщо вихідний ґрунт знаходиться у пухкому стані, то багаторазове набряканнязсідання призводить до його ущільнення.

***Зсідання суттєво впливає на зміну стану ґрунтів, що обов’язково необхідно брати до уваги при інженерно-геологічних вишукуваннях.*** Зсідання враховують при проектуванні різноманітних гідротехнічних систем й інженерних споруд, що розташовані на ґрунтах з періодичним режимом зволоження-висушування, при проектуванні гарячих цехів, теплотрас, ТЕЦ, АЕС тощо. Зсідання ґрунтів може виникати не тільки при висушуванні, але й при будь-якому механічному зневоднюванні, наприклад при електроосмотичному, термо-осмотичному, фільтраційному або іншому зневоднюванню ґрунту.

Зсідання ґрунту визначають в умовах вільної тривісної деформації зразка при висихання ґрунту. Дослідження виконують з метою визначення показників, що характеризують зміну об’єму глинистих ґрунтів при висушуванні. Визначають наступні характеристики зсідання ґрунту – *зсідання за висотою* ***εh***, *діаметром* ***εd*** та *об’ємом* ***εV***, *вологість на межі зсідання* ***WSh***. Результати досліджень оформлюють у вигляді графіків зміни об’єму зразка від вологості при зсіданні. Дослідження для визначення характеристик зсідання ґрунту виконують до повної втрати ним вологості. При зсіданні випаровування води (або розчину) із зразка ґрунту не повинно викликати утворення на ньому тріщин зсідання.

**7. Поглинальна і катіонообмінна здатність ґрунтів**

***Поглинальна здатність ґрунту***–це властивість поглинати (затримувати в собі) гази, рідини, сольові розчини і тверді частки.

Розрізняють п’ять видів поглинальної здатності ґрунтів: механічну, фізичну, хімічну, біологічну і фізико-хімічну.

***Механічна поглинальна здатність*** – *властивість затримувати зважені частки в процесі фільтрації води через ґрунт*. У результаті процесу механічного поглинання в заплавних і зрошуваних ґрунтах утвориться наліпок, відбувається очищення стічних вод від грубих домішок на полях фільтрації при міграції по профілю глинистих і колоїдних часток, утвориться ілювіальний горизонт.

***Фізична поглинальна здатність*** – *зміна концентрації розчиненої речовини в шарі розчину, прикордонному з твердою фазою ґрунту, обумовлене дією фізичних сил*. Ґрунтові колоїди (тверді частки розміром менше 0,01 мкм); здатні адсорбувати на своїй поверхні аніони і катіони ґрунтового розчину і диполі води. У ґрунтах найбільш часто відбувається збільшення концентрації розчинених компонентів у поверхневому шарі. Однак можливо і зменшення концентрації компонентів, наприклад аніонів, поблизу колоїдних часток і збільшення їхнього вмісту у фільтрованому розчині. У результаті протікання цього процесу можлива втрата поживних компонентів ґрунту. Тому, наприклад, добрива, що містять йони NO3–, не рекомендується вносити в ґрунт задовго до посіву і восени.

***Хімічна поглинальна здатність*** – *утворення нерозчинних або малорозчинних солей у ґрунтових розчинах*. Дуже часто ця здатність ґрунтів виявляється в карбонатному горизонті при утворенні кальциту – СаСО3. При внесенні в ґрунт фосфорних добрив, наприклад суперфосфату Са(Н2РО4)2, можливе утворення нерозчинних солей заліза FePO4 або кальцію Са3(РО4)2.

***Біологічна поглинальна здатність*** – *поглинання різних речовин із ґрунтового розчину живими організмами*. Істотною особливістю цього процесу є вибіркове поглинання визначених, найбільш важливих для життєдіяльності організмів речовин. Завдяки цій важливій для життєдіяльності організмів речовин. Завдяки цій вибірковій біологічній здатності рослин у верхніх горизонтах ґрунту разом з гумусом акумулюються багато біогенних елементів.

***Фізико-хімічна (або обмінна) поглинальна здатність*** – *властивість ґрунту еквівалентно обмінювати йони ґрунтового розчину і твердої фази ґрунтів*. На поверхні часток твердої фази ґрунтів присутні активні центри, що мають позитивний або негативний заряд. Тому за характером йонообмінної здатності ґрунту варто віднести до амфіболітів. Однак практично у всіх видах ґрунтів кількість активних центрів, що мають негативний заряд, значно більша, ніж заряджених позитивно, тому для ґрунтів характерна переважно катіонообмінна здатність.

*Катіонообмінну здатність ґрунтів* відносять до числафундаментальних властивостей ґрунту. Катіонний обмін – це оборотний процес стехіометричного обміну йонами між двома контактуючими фазами. Реакцію обміну в загальному виді можна показати наступним рівнянням:

ГВК(М1n+) + M2m+ ГВК(М2m+)n + M1n+,

де M1n+ і M2m+ – обмінні катіони;

ГВК – ґрунтово-вбирний комплекс.

Грунтово-вбирний комплекс – матеріальний носій катіонообмінної здатності ґрунтів. Це поняття поєднує *сукупність мінеральних, органічних і органомінеральних компонентів твердої фази ґрунтів, що характеризуються йонообмінною здатністю*. Катіони, що входять до складу ґрунтово-вбирного комплексу і можуть бути заміщені в процесі йонного обміну, називають *обмінними катіонами*.

Найбільш часто в реакціях обміну беруть участь катіони Са2+, Mg2+, K+, Na+, H+, А13+.

Однією з найважливіших характеристик грунтово-поглинаючого комплексу є ***ємність катіонного обміну*** (ЄКО). В даний час розрізняють стандартну, реальну і диференціальну ЄКО.

*Стандартна ЄКО* – загальна кількість катіонів одного роду, утримуваних ґрунтом при стандартних умовах і здатних до обміну на катіони взаємодіючого з ґрунтом розчину. При визначенні стандартної ЄКО ґрунт насичують йонами Ва2+ з буферного розчину з рН 6,5. Після насичення ємність визначають за кількістю поглинутих ґрунтом Ва2+-йонів і виражають в смоль (р+)/кг (сантимолях достатніх зарядів в 1 кг ґрунту).

*Реальну, або ефективну* ЄКО визначають при обробці ґрунту не буферними розчинами солей. Про реальну ємність катіонного обміну можна судити за сумою обмінних катіонів.

*Диференційну* ЄКО характеризують приріст катіонного обміну зі збільшенням рН рівноважного розчину: ∆ЄКО/∆рН. Для визначення диференціальної ЄКО ґрунт насичують катіонами буферних розчинів одного роду з різними значеннями рН (наприклад, 6,5 і 8,2), а потім розраховують або загальний приріст ЄКО, або його приріст на одиницю рН.

Вплив величини рН на ЄКО особливо помітний для органічної частини ґрунту, оскільки в нейтральній та кислій середовищах в реакціях обміну братиме участь лише Гідроген карбоксильних груп, а в лужному середовищі стає рухливим і Гідроген фенольних ОН-груп.

Величина ЄКО залежить від механічного вмісту ґрунтів, переважаючої групи мінералів і, в першу чергу, від вмісту гумусових речовин в ґрунтово-поглинаючому комплексі. Числове значення ЄКО змінюється в широких межах: від нуля (головним чином, для уламків кварцу) до 500-900 ммоль (р+)/кг (для гумінових кислот). Поглинаюча здатність ґрунтів визначається мулистою фракцією. Структурні елементи ґрунтів з розмірами більше 0,2-0,5 мм практично не мають здатності до катіонного обміну.

Катіонообмінна (поглинальна) здатність ґрунтів та донних відкладів відіграє важливу роль у кореневому живленні рослин. Вона включає визначення обмінних катіонів, ємності поглинання, солонцюватості та кислотності.

*Основні закономірності йонного обміну ґрунтів та донних відкладів такі:*

а) поглинений катіон можна витіснити іншим катіоном (це твердження стосується в основному одно – та двозарядних катіонів *s*-та *р*-елементів. Катіони *d*-елементів, здатні до утворення міцних донорно-акцепторних зв’язків з органічними комплексоутворюючими сполуками, які добре адсорбуються на мінеральній частині ґрунтів та донних відкладів, часто не витісняються іншим катіоном);

б) катіонний обмін у розчинах мінеральних солей відбувається швидко і в еквівалентних кількостях;

в) при підвищенні концентрації катіона-витискача збільшується кількість витіснених іонів, але не пропорційно концентрації йонів-витискувачів;

г) здатність ґрунтів (донних відкладів) поглинати різні катіони зростає в міру збільшення величини заряду катіона та його атомної маси:

23Na+ < 18 (NH+4) < 39K+ < 27Mg2+ < 40Са2+ < 27Al3+ < 56Fe3+.

Особливе місце в катіонообмінному ряді займають йони гідрогену, які поглинаються краще за інші одно- та двозарядні катіони. Найменшу енергію спорідненості має йон Na+, і тому його солі витісняють з ґрунтів та донних відкладів меншу кількість обмінних катіонів, ніж солі амонію при однакових концентраційних умовах. Тому вміст обмінних катіонів визначають з використанням амонійних витяжок.

Результати визначення катіонообмінноі (поглинальної) здатності ґрунтів та донних відкладів виражають у ммолях еквівалентів на 100 г зразка.

**8. Відбір проб та підготовка ґрунтів до аналізу**

Хімічні інгредієнти, які входять по складу ґрунтів та донних викладів (з точки зору їх аналітичного визначення) можна поділити на три групи.

До *першої групи* належать компоненти, які становлять основну мінеральну частину цих об’єктів, а також карбон- та нітроген-органічних сполук. Для їх визначення тверду пробу треба повністю перевести у розчин.

*Другу групу* інгредієнтів складають біологічно активні та доступні для рослин компоненти, які вилучають з ґрунтів та донних відкладів дією певних розчинників.

До *третьої групи* входять неорганічні та органічні токсичні речовини, які є антропогенними забруднювачами ґрунтів та донних відкладів.

Для визначення цих сполук їх також переводять в розчинений стан обробкою спеціальними розчинниками. При цьому треба зважати на те, що один і той же інгредієнт може одночасно входити до різних груп. Наприклад, певна частина йонів кальцію або іншого металу (мікроелемента), входить до складу практично нерозчинних у воді сполук, однак інша частина вступає в обмін з іншими йонами і переходить у розчин, тобто є біологічно активною формою. Тому спосіб підготовки та обробки проб ґрунтів та донних відкладів залежить від мети аналізу і може призвести до одержання різних результатів при визначенні одного і того ж інгредієнта в певному об’єкті. Наприклад, валовий вміст багатьох хімічних інгредієнтів у ґpунтax та донних відкладах, як правило, перевищує вміст доступних для рослин форм цих інгредієнтів.

На відміну від природних вод та повітря хімічний склад ґрунтів і донних відкладів є більш стабільним у часі і в просторі, особливо щодо вмісту в них основних компонентів. Через це для визначення таких компонентів немає потреби часто відбирати проби в багатьох місцях. Однак вміст у ґрунтах та донних відкладах доступних для споживання рослинами цих форм є більш лабільним і може значно змінюватись у часі й просторі, зокрема на різних ділянках поверхні та на різних глибинах. Тому для визначення цих компонентів проби відбирають з більшої кількості місць на поверхні та з різних глибин. Час відбору проб необхідно узгоджувати з етапами вегетації суходільних та водних рослин.

Для визначення антропогенних забруднювачів проби ґрунтів та донних відкладів відбирають в районах найбільш інтенсивного забруднення. Проте треба мати на увазі, що антропогенне забруднення часто має мозаїчний характер і тому найбільш забруднені місця виявляють спеціальними дослідженнями.

Відібраний для аналізу ґрунт висушують на повітрі впродовж декількох діб. Донні відклади відбирають за допомогою спеціальних пристроїв – *ґрунтовідбірників*, відділяють від них воду фільтруванням під вакуумом і висушують на повітрі, як і ґрунти. Висушування сприяє припиненню мікробіологічних процесів, які призводять до зміни вмісту біогенних елементів та органічних сполук. Повітряно-сухі зразки можна легко просіювати крізь спеціальні сита при підготовці проби для аналізу. Сухі зразки можна також добре перемішувати з метою відбору середньої проби. Однак потрібно враховувати, що при висушуванні змінюються рН, гідролітична кислотність, вміст феруму та доступних для рослин сполук нітрогену, фосфору тощо. Через те при спеціальних дослідженнях аналізують свіжий відібраний ґрунт або свіжі донні відклади.

**Підготовка проби до аналізу**.Повітряно-сухий ґрунт або доннівідклади масою 600-750 г розмішують на чистому папері і вилучають з них корені рослин, каміння та інші включення. Великі грудки ґрунту розтирають у фарфоровій ступці і перемішують з основною масою.

**Середню пробу** готують до аналізу способом квартування.Дляцього ретельно перемішану пробу розміщують на чистому папері у вигляді квадрата і шпателем ділять по діагоналі на чотири рівні частини. Дві протилежні частини об’єднують і з них відбирають проби для аналізу, а інші дві висипають у коробку, закривають і зберігають для можливих повторних аналізів.

Щоб одержати однорідні зразки, середню пробу перед аналізом просіюють через сито з діаметром дірочок 0,25 мм Частки, які залишилися на ситі, розтирають у ступці і знову просіюють. Просіювання через ґрунтові сита треба проводити з закритою кришкою і відкривати її не раніше ніж через 2-3 хв після закінчення просіювання для того, щоб надати можливість осісти пилу і не втратити найбільш активну частину ґрунтів та донних відкладів – мулисту фракцію. Таку підготовку середньої проби виконують для проведення валового аналізу. При підготовці ґрунтів або донних відкладів для одержання витяжки досить просіяти пробу через сито з діаметром дірочок 1 мм.

Для відбору **лабораторної проби** просіяну середню пробу розміщують на аркуші чистого паперу, перемішують і розстеляють шаром завтовшки 0,5 см. Потім ділять шпателем на малі квадрати і відбирають ложкою або шпателем з кожного квадрата або через один невелику порцію зразка і ретельно перемішують (рис. 13). Для аналізу відбирають 5-6 г дрібно розтертої і добре перемішаної проби.

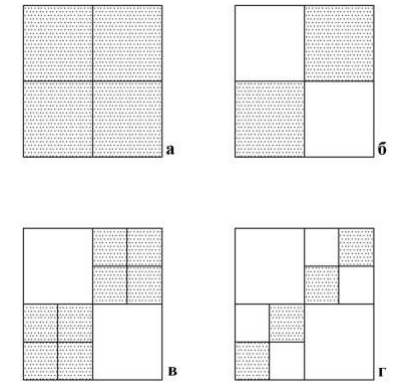


Рис.13. Відбір лабораторної проби ґрунту для гранулометричного аналізу методом квартування

Існують також інші способи підготовки ґрунтів та донних відкладів для виконання спеціальних аналізів.

**Основні етапи аналізу**

Аналіз ґрунтів та донних відкладів включає такі основні етапи:

* визначення валового складу, катіонообмінної (поглинальної) ємності, доступних для рослин форм Нітрогену, Фосфору та Калію (NPK), мікроелементів, рухомих форм силіцієвої кислоти та полуторних оксидів;
* аналіз водної витяжки;
* визначення антропогенних забруднювачів.

Валовий аналіз включає комплекс визначень, які дають змогу встановити елементарний склад ґрунтів та донних відкладів, тобто загальний вміст в них хімічних елементів. До цієї групи показників входить також гігроскопічна вода.

Для встановлення валового складу визначають такі компоненти: гігроскопічну воду, склад мінеральної частини, який виражають вмістом SiO2, Аl2О'3, Fe2O3, TiO2, MnO, CaO, MgO, SO3, P2O5, K2O та Na2O, а також Карбон і Нітроген органічних сполук. В карбонатних ґрунтах визначають CO2 карбонатів (неорганічний вуглець). Інтегральною характеристикою валового складу ґрунтів та донних відкладів є також втрата при прожарюванні (ВПП), яка характеризує сумарний вміст хімічно зв’язаної води, карбонатів та органічних сполук, що розкладаються за високої температури.

Визначення гігроскопічної води, ВПП, Карбону та Нітрогену органічних сполук, загального азоту, CO2 карбонатів та мінеральної частини проводять з окремих наважок.

Калій та натрій визначають в окремих наважках ґрунтів або донних відкладів після їхнього розкладу та повного розчинення дією суміші флуоридної та сульфатної кислот.

Доступні для споживання рослинами Нітроген, Фосфор та Калій (NPK) характеризують забезпеченість ґрунтів та донних відкладів основними речовинами живлення рослин. В цю групу входять йони NH4+, NO3–, NO2–, легкогідролізні нітрогеновмісні органічні сполуки, водорозчинні фосфати та йони К+. Інтенсивність споживання цих речовин рослинами залежить від багатьох факторів, серед яких головним є природа рослини – її біологічні особливості та фізіологічний стан, в якому вона перебуває на час відбору проб для аналізу. Тому одноразовий хімічний аналіз ґрунту або донних відкладів не дає можливості належною мірою характеризувати їх забезпечення поживними речовинами. Для цього треба проводити аналіз ґрунтів та донних відкладів, а також рослин протягом усього вегетаційного періоду.

Результати визначення NPK виражають у мг/100 г сухого зразка.

Групу мікроелементів, які найбільш часто визначають у ґрунтах та донних відкладах, складають Манган, Купрум, Цинк, Кобальт, Молібден, а також Бор. Залежно від мети дослідження аналіз проводять на загальний вміст мікроелементів після повного розчинення проби або на вміст рухомих. доступних для рослин форм елементів у кислотних або буферних витяжках.

Рухомі форми силікатної кислоти та оксидів є важливими характеристиками геохімічних та біологічних процесів при утворенні ґрунтів та донних відкладів різних типів. Рухомі форми силіцію та алюмінію визначають після обробки проб розчином КОН, а феруму – розчином амоній оксалату при рН=3,2.

Аналіз водної витяжки дає інформацію про вміст у ґрунтах водорозчинних речовин. У водних витяжках з ґрунтів визначають ті ж інгредієнти, що і в природних водах – рН, сольові компоненти, біогенні елементи, мікроелементи та карбон органічних сполук (ХСК). Інколи визначають також перманганатну окиснюваність водних витяжок.

Антропогенні забруднювачі визначають у пробах ґрунтів, які відбирають в районах промислових, сільськогосподарських, комунально-побутових та транспортних джерел забруднення. Донні відклади відбирають в місцях скидання стічних вод та в місцях, куди переносяться донні відклади з течією води. Особливу увагу слід звертати на визначення радіонуклідів у ґрунтах та донних відкладах поблизу атомних електростанцій, зокрема після виникнення на них аварійних ситуацій.

При визначенні речовин, які сорбуються на поверхні ґрунтів та донних відкладів, таких як нафта, нафтопродукти, важкі метали тощо, проби для аналізу відбирають пошарово на глибинах 0,5 та 20 см масою 0,2 кг.

При забрудненні ґрунтів та донних відкладів леткими або хімічно нестійкими сполуками проби кладуть у скляні ємкості і герметично закривають.

При необхідності зберігання проб строком понад один місяць їх консервують, як зазначено в методиці аналізу.

З неорганічних забруднювачів найчастіше визначають такі елементи, як Меркурій, Плюмбум, Хром, Купрум, Нікель, Цинк та Манган, а також нітрати, фосфати, флуориди і сульфати, а з органічних – ароматичні вуглеводнi (бензин, бензен, стирен, толуен), пестициди та поверхнево-активні речовини. Останнім часом у зв’язку з частими аваріями на атомних електростанціях виникла необхідність визначати в ґрунтах та донних відкладах радіонукліди Стронцію, Цезію, Плутонію та ін.

**Запитання.**

1. Основні фази ґрунту.

2. Які хімічні елементи переважають у грунті?   
3. Як впливає хімічний склад ґрунтів на грунтоутворення?   
4. Порівняйте вміст Карбону у ґрунтах і літосфері та визначте причину розбіжності.

5. Опишіть основні мікроелементи, що зустрічаються в ґрунтах, їх значення для живлення рослин.

6. Назвіть основні горизонти ґрунтового профілю.

7. Силіцій, Алюміній та їх сполуки у ґрунтах.

8. Ферум, Манган та їх сполуки у ґрунтах.

9. Кальцій, Магній та їх сполуки у ґрунтах.

10. Калій, Натрій та їх сполуки у ґрунтах.

11. Карбон, Нітроген та їх сполуки у ґрунтах.

12. Сульфур, Фосфор та їх сполуки у ґрунтах.

13. Типи зв’язків у твердій фазі ґрунту

14. Особливості та підрозділ твердої фази ґрунту за мінералогічним складом.

15. Органічна речовина ґрунту.

16. Органо-мінеральні комплекси.

17. Категорії (форми) ґрунтової води

18. Кількісний вміст рідкої фази ґрунтів.

19. Поняття про гігроскопічність, максимальну гігроскопічність, капілярну й максимальну молекулярну вологоємність ґрунтів.

20. Капілярні властивості ґрунтів

21. Природна вологість та її вплив на властивості ґрунтів.

22. Поняття про вагову, об’ємну та відносну вологість ґрунтів.

23. Хімічний склад ґрунтового розчину.

24. Реакція ґрунтового розчину.

25. Хімічний склад газової фази ґрунту. Склад і стан газів у ґрунтах.

26. Кількісний вміст газової фази ґрунтів.

27. Фізичні властивості ґрунтів. Визначення щільності ґрунтів.

28. Фізичні властивості ґрунтів. Визначення пористості ґрунтів.

29. Гранулометричний склад ґрунтів.

30. Методи визначення гранулометричного складу дисперсних ґрунтів.

31. Визначення водоміцності ґрунтів.

32. Проникність ґрунтів.

33. Визначення зсідання ґрунтів

34. Пластичність ґрунтів.

35. Набрякання ґрунтів.

36. Адсорбційні (поглинальні) властивості ґрунтів.

37. Катіонообмінна здатність ґрунтів

38. Характеристика грунтово-поглинаючого комплексу.

39. Основні етапи аналізу ґрунтів.

40. Основні закономірності йонного обміну ґрунтів та донних відкладів.

Література.

**Базова**

1. Набиванець Б.Й. Аналітична хімія природного середовища/ Б.Й. Набиванець, В.В.Сухан, Л.В. Карабіна. – К.: Либідь, 1996. – 304с.
2. Лурье Ю.Ю., Рыбникова А.И. Химический анализ производственных сточних вод/ Ю.Ю. Лурье , А.И. Рибникова. – М.: Химия, 1974. – 335 с.
3. Корнєєнко С.В. Дослідження складу, фізичних і фізико-хімічних властивостей ґрунтів: навчальний посібник /С.В. Корнєєнко/ [Електронний ресурс]. Режим доступу: geol.univ@kiev.ua – К., 2016. – 217 с.
4. Воробьева Л.А. Лекции по химическому анализу почв./ Л.А. Воробьева. – М: МГУ, 1978. –158 с.
5. Практикум по агрохимии/ под ред. Минева В.Г. –М.: МГУ, 1989. – 303 с.
6. Мислюк О.О. Основи хімічної екології Навчальний посібник / О.О.Мислюк. –К.: Кондор, 2012. – 660с
7. Клименко М.О. Моніторинг довкілля: Підручник / М.О. Клименко, А.М. Прищепа, Н.М.Вознюк. – К.: Академія, 2006 – 360 с.
8. Химия окружающей среды /Под ред. О.М. Бокриса. – М.: Химия, 1982.– 370 с.
9. Білявський Г.О. Основи загальної екології / Г.О. Білявський. – К.: Либідь, 1995. - 350 с.
10. Сегеда А.С. Аналітична хімія. Якісний аналіз / А.С. Сегеда. – К.: ЦУЛ, 2002. – 524 с.
11. Сегеда А.С. Аналітична хімія. Кількісний аналіз / А.С. Сегеда. – К.: Фітосоціоцентр, 2006. – 544 с.
12. Основы аналитической химии. В 2 кн. Под ред. Золотова Ю.А. – М.: Высш. шк., 2004. – Т. 1. – 361 с.
13. Основы аналитической химии. В 2 кн. Под ред. Золотова Ю.А. – М.: Высш. шк., 2004.–, Т. 2. – 503 с.
14. Алексеев В.Н. Количественный анализ / В.Н.Алексеев – М.: Химия, 1972. – 504 с.
15. Пилипенко А.Т. Аналитическая химия / А.Т. Пилипенко, И.В. Пятницкий. – М.: Химия, 1990. – Т. 1. – 479 с.
16. Пилипенко А.Т. Аналитическая химия / А.Т. Пилипенко, И.В. Пятницкий. – М.: Химия, 1990.– Т. 2. – 845 с.
17. Логинов Н.Я. Аналитическая химия / Логинов Н.Я., Воскресенский А.Г., Солодкин И.С – М.: Просвещение, 1975. – 478 с.
18. Мінаєва В.О. Титриметричний аналіз: навчальний посібник для студентів ВНЗ / Т.С. Нінова, Ю.А. Шафорост. – Черкаси. Вид. від .ЧНУ імені Богдана Хмельницького, 2010. – 456 с.

**Допоміжна**

1. Справочник по аналитической химии/Ю.Ю. Лурьє. – М.: Химия, 1989. – 448 с.
2. Янсон Э.Ю. Теоретические основы аналитической химии / Э.Ю. Янсон. – М.: Высш. шк., 1987. – 304 с.
3. Мислюк О.О. Основи хімічної екології Навчальний посібник / О.О.Мислюк –К.: Кондор, 2012. - 660с
4. Математична обробка даних хімічного експерименту. Навч. посібник / Укладачі: В.О. Мінаєва, В.М. Бочарнікова, Т.А. Григоренко. – Черкаси: Вид. відділ ЧНУ ім. Б. Хмельницького, 2003. – 208 с.

Практичне заняття

**Визначення розміру та кількісного вмісту структурних елементів твердої фази ґрунтів**

Знання морфометричних характеристик ґрунтів (розміру, форми, характеру поверхні твердих часток та їхнього кількісного вмісту) має дуже велике практичне значення. Розмір структурних елементів (зерен, кристалів, уламків тощо) у різних ґрунтах змінюється від дещиць мікрона до десятків сантиметрів. Зміна розміру структурних елементів ґрунту в настільки широких межах приводить до великої різниці між питомою поверхнею твердої фази та її поверхневою енергією, що суттєво позначається на властивостях ґрунту в цілому. Цей вплив особливо чітко проявляється за відсутності жорстких кристалізаційних зв’язків між структурними елементами твердої компоненти, тобто у дисперсних ґрунтах. Тому розмір елементів, які складають тверду компоненту ґрунту, є однією із суттєвих ознак цієї компоненти, що визначає її властивості.

Однією з найважливіших характеристик ґрунту є ***гранулометричний (зерновий) склад*** – це вміст за масою груп первинних часток (фракцій) ґрунту різної величини, виражений у відсотках по відношенню до загальної маси взятої для аналізу наважки повітряно-сухого ґрунту. Гранулометричний (зерновий) склад характеризує *граничну дисперсність ґрунту*, він є постійним для даного ґрунту й тому є його найважливішою класифікаційною ознакою.

Кількісний вміст у ґрунті твердих водостійких як первинних, так і вторинних часток (зчеплених в агрегати) за фракціями називають *мікроагрегатним складом ґрунту*. Мікроагрегатний склад характеризує не граничну, а природну дисперсність ґрунту, що існує у даних умовах. Він не є постійним для даного ґрунту й може змінюватися при зміні фізико-хімічних умов середовища. Тому мікроагрегатний склад не є класифікаційною ознакою, за ним немає сенсу класифікувати ґрунти.

Однак для правильної й найбільш повної оцінки дисперсності даного ґрунту необхідне знання як гранулометричного, так і мікроагрегатного складу. Як правило, на практиці для одного й того ж ґрунту визначають гранулометричний та мікроагрегатний склад і потім зіставляють їх між собою.

***Визначення гранулометричного (зернового) складу*** є необхідним для вирішення багатьох практичних питань, головні з яких: класифікація ґрунтів за гранулометричним складом; приблизний розрахунок водопроникності пухких незв’язних ґрунтів за допомогою емпіричних формул; оцінка придатності ґрунтів для їхнього використання в якості насипів для шляхів, для дамб і земляних гребель; вибір оптимальних шпарин фільтрів гідрогеологічних свердловин; оцінка можливого виникнення явища суфозії у тілі фільтруючих гребель та в їхній основі, у стінках котлованів, бортах виїмок, а також оцінка незв’язних ґрунтів в якості будівельного матеріалу та заповнювача бетону.

Від гранулометричного складу залежать такі важливі характеристики властивостей і стану ґрунту, як пластичність, пористість, опір зсуву, стисливість, зсідання, набрякання, висота капілярного підняття, водопроникність тощо. З метою визначення гранулометричного складу ґрунту виконується гранулометричний аналіз, сутність якого полягає в розчленовуванні ґрунту на групи із близькими за величиною частками (фракціями).

Розмір часток (фракцій) зазвичай визначають за діаметром й виражають у міліметрах. У наш час розроблено багато способів гранулометричного аналізу ґрунтів, які можна об’єднати в 4 основні групи:

*візуальний спосіб*, який полягає у порівнянні на око або за допомогою лупи ґрунту, що досліджується, з еталонами, склад яких відомий;

*ситовий спосіб розсіювання ґрунту на ситах*;

*центрифугування*, засноване на різній швидкості осадження часток ґрунту різної крупності відцентровою силою, що розвивається при обертанні центрифуги;

*гідравлічні способи (седиментаційні)*, засновані на розбіжності швидкості падіння у воді часток різної крупності. Серед гідравлічних способів розрізняють: методи відмулювання у спокійній воді А.М. Сабаніна, А.А. Аттерберга, В.Р. Вільямса, а також способи, засновані на послідовному відборі проб із підготовлених суспензій (до них відноситься піпетковий аналіз); способи, які полягають у прямому зважуванні осадів, що послідовно випадають із суспензії при її відстоюванні; способи, засновані на обліку зміни густини суспензії (ареометричний аналіз).

Методи седиментації засновані на законі Джорджа Стокса, що зв’язує діаметр часток і швидкість їхнього падіння під дією власної ваги у в’язкій рідині:

, (1)

де *v* – стала швидкість падіння часток у рідині, см/с;

g – прискорення вільного падіння, см/с2;

r – радіус часток, мм; ρs – щільність часток, г/см3;

ρw – густина рідини, г/см3;

μ ‒ динамічна в’язкість рідини, Па×с.

Використання формули Д. Стокса, виведеної з рядом допущень, у ґрунтознавстві має ряд особливостей:

а) частки осаджуються незалежно одна від одної. Ця умова накладає особливість на концентрацію ґрунтової суспензії ‒ вона не повинна перевищувати 1,5-2%;

б) частки повинні бути сферичної форми (що на практиці спостерігається досить рідко), тільки в цьому випадку рівняння Д. Стокса можна застосовувати. За будь-якої іншій формі часток (наприклад, лускатої, пластинчатої, дендритної тощо) для них буде визначатися так званий «еквівалентний діаметр», тобто якийсь усереднений діаметр, котрий мали б частки, якби вони були округлої форми й їхнє падіння у рідині підкорялося закону Д. Стокса;

в) закон Д. Стокса застосовують для певного діапазону діаметрів часток‒- більш ніж 0,0001 мм та менш ніж 0,25 мм. Як відомо, частки менші від 0,0001 мм вже піддаються впливу броунівського (теплового) руху. Їхній вміст визначити за законом вільного падіння Д. Стокса практично неможливо. Крім того, закон Д. Стокса використовує умови ламінарного руху часток. Це накладає умову визначення часток діаметром тільки меншим від 0,25 мм, тому що більші частки, ймовірно, будуть осаджуватися з виникненням турбулентних явищ. З огляду на те (див. формулу 1), що стала швидкість падіння часток у рідині *v* дорівнює:

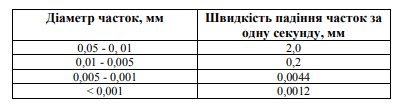
, (2)

де l – відстань, см,

t – час, хв., можна точно розрахувати глибину, на якій проявляться частки певного діаметру через певний час. Професором Е.Б. Шене експериментально було встановлено співвідношення між швидкістю падіння часток у рідині та їхнім діаметром за одиницю часу (табл. 1):

Таблиця 1.

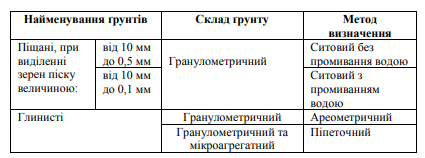
Співвідношення між швидкістю падіння часток у рідині та їхнім діаметром



Найбільшого поширення в інженерно-геологічній практиці в Україні набули *ситовий, ареометричний та піпеточний аналізи* (табл. 2).

Таблиця 2.

Методи визначення складу ґрунтів



В цілому, технологія визначення гранулометричного складу тонкодисперсних ґрунтів в Україні й за рубежем є практично однаковою, розбіжності полягають лише у розмірах отворів сит, що застосовують для ситового аналізу, та інтерпретації отриманих результатів.

Перед початком аналізу проб ґрунту, при розподілі проб на фракції, їх підготовляють у такий спосіб:

• для виділення часток розміром більше ніж 0,1 мм ‒ розтиранням ґрунту;

• для виділення часток розміром менше ніж 0,1 мм ‒ розмочуванням, кип’ятінням у воді з додаванням амоніаку та розтиранням ґрунту;

• для проб ґрунту, суспензія яких коагулює при випробуванні на коагуляцію, розтиранням ґрунту й додаванням натрій пірофосфату.

Для визначення гранулометричного й мікроагрегатного складу ґрунтів беруть зразки, висушені до повітряно-сухого стану й розтерті в порцеляновій ступці товкачиком із гумовим наконечником.

Допускається розтирати зразки ґрунту в розтиральній машині, що не викликає подрібнення часток.

*Для визначення гранулометричного і мікроагрегатного* складу ґрунтів, що містять органічні речовини, беруть зразки природної вологості.

При визначенні гранулометричного складу піщаних ґрунтів ситовим методом із промиванням водою застосовують водопровідну або профільтровану дощову (річкову) воду, а при визначенні гранулометричного та мікроагрегатного складу глинистих ґрунтів ‒ дистильовану воду.

При визначенні гранулометричного та мікроагрегатного складу глинистих ґрунтів ареометричним або піпеточним методами циліндри, в яких відстоюються суспензії, повинні бути захищені від коливання температури і не піддаватися струсам.

Зважувати проби ґрунту на лабораторних технічних вагах необхідно з похибкою до 0,01 г, а при вазі проб ґрунту 1000 г та більше зважування допускається робити з похибкою до 1 г.

Зважування на лабораторних аналітичних вагах повинно проводитись із похибкою до 0,001 г. Результати обчислення гранулометричного та мікроагрегатного складу ґрунтів мають визначатися з похибкою до 0,1%.

Існує декілька форм зображення результатів гранулометричного і мікроагрегатного аналізів ґрунтів ‒ у формі таблиць; графічно у вигляді інтегральних (кумулятивних) чи диференціальних кривих вмісту часток, гістограм розподілу часток за фракціями, а також у вигляді кругових циклограм і трикутних діаграм. З перерахованих способів графічного зображення результатів гранулометричного та мікроагрегатного аналізів у ґрунтознавстві найдоцільніше використовувати *циклограми, трикутні діаграми (трикутник Феррé) та інтегральні (кумулятивні) криві*.

**Циклограма (кругова діаграма)** (рис. 1.3). Площа круга, окреслена довільним діаметром, розбивається на сектори, довжини дуг яких пропорційні вмісту кожної фракції. Площі секторів зафарбовуються або заштриховуються відповідно до прийнятих умовних позначок.

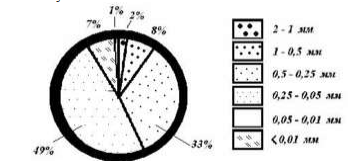


Рис. 1. Циклограма результатів гранулометричного аналізу складу ґрунту

Біля кожної дуги зовні вказується відсотковий вміст відповідної фракції (див. рис. 1). За допомогою циклограми можна відобразити результати лише одного гранулометричного аналізу, що є досить незручним при обробці великої кількості гранулометричних аналізів.

**Діаграма-трикутник.** Для зображення великої кількості результатів гранулометричних аналізів зручно користуватися ***трикутником Феррé*** (рис. 2). Цей спосіб дозволяє зображувати вміст не всіх фракцій ґрунту, а лише трьох його основних груп ‒ піщаної (діаметр 2÷0,05 мм), пилуватої (діаметр 0,05÷0,005 мм) та глинистої (діаметр < 0,005 мм).

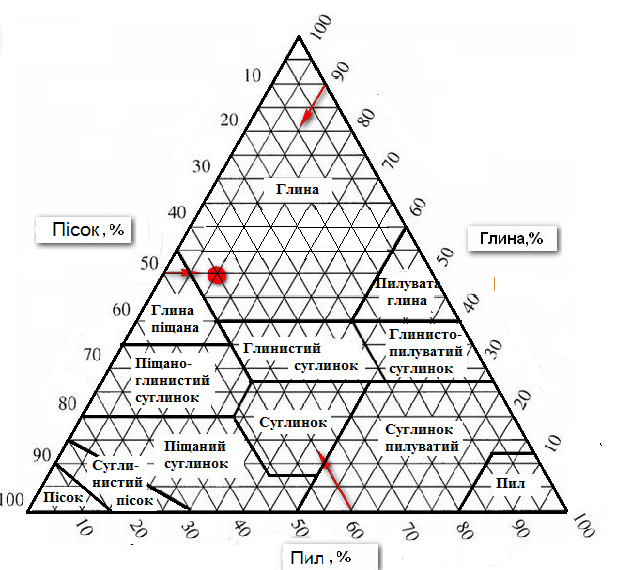


Рис. 2. Трикутник Феррé: а – вміст часток з діаметром 2÷0,05 мм; б - вміст часток з діаметром 0,05÷0,005 мм; в - вміст часток з діаметром < 0,005 мм

•- ґрунт, що вміщує 50% піску, 60% пилу, 90% глини (глина)

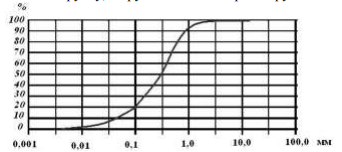
Щоб зобразити результати гранулометричного аналізу складу ґрунту за допомогою трикутника Феррé, насамперед необхідно попередньо підготувати такий трикутник. Залежно від того, які ґрунти аналізуються (піщані чи глинисті), по боках трикутника показують спочатку можливий відсотковий вміст фракцій, розділивши кожний бік трикутника на 10 рівних відрізків від 0 до 100%. При цьому розподіл проводять у напрямку проти годинникової стрілки і наносять у такому ж напрямку значення фракцій.

Для глин в основі трикутника – вміст пилуватих фракцій (0,05÷0,005 мм), потім глинистих фракцій (< 0,005 мм) і потім піщаних фракцій (2÷0,05 мм) (див. рис.1.4).

Для пісків в основі трикутника – вміст крупнозернистих фракцій (2÷1 мм), потім дрібнозернистих фракцій (0,5÷0,05 мм) і середньозернистих фракцій (1÷0,5 мм).

Перетинання 3 ліній, які відповідають відсотковому вмісту 3 фракцій, що досліджуються, й дає точку, яка відображає гранулометричний склад ґрунту. Потім за положенням точки, що зображує результат одного аналізу, можна відразу визначити найменування ґрунту. Трикутник може бути розбитий на окремі ділянки, у межах яких розташовані точки, що відповідають певним групам ґрунтів за їхнім гранулометричним складом, наприклад, глина; супісок важкий тощо (див. рис. 2). Спосіб зображення результатів гранулометричного аналізу складу ґрунту за допомогою трикутника Феррé є достатньо грубим, але дозволяє наносити на одне креслення дуже велику кількість аналізів.

Найчастіше гранулометричний склад ґрунту графічно зображують у вигляді **інтегральних кривих**. Інтегральна крива ‒ це графік, що відображає сумарний вміст фракцій, дрібніших за певний діаметр (рис. 3 та рис. 4). Форма кривих на цих графіках відображає всі особливості розподілу часток у ґрунті за розмірами, включаючи і його відсортованість. Нерівномірний (або рівномірний) вміст різних фракцій у ґрунті характеризується його неоднорідністю або відсортованістю. Інтегральні криві можуть бути побудовані у звичайному масштабі (див. рис. 3) або в напівлогарифмічному масштабі (див. рис. 4), що дозволяє наносити вміст дрібних фракцій з достатньою точністю, не подовжуючи криву по осі абсцис. Пологий характер інтегральних кривих свідчить про погану відсортованість ґрунту, а крутий нахил ‒ про добру.

Рис. 3. Інтегральна крива гранулометричного складу ґрунту у звичайному масштабі

Для побудови сумарної кривої у напівлогарифмічному масштабі по осі абсцис відкладають не діаметри часток, а їхні логарифми або величини, пропорційні логарифмам. На початку координат ставлять не нуль, а, зазвичай, число 0,001. Потім, приймаючи 1g10 рівним довільному відрізку, відкладають цей відрізок у правий бік 3-4 рази. При цьому роблять позначки й ставлять проти них числа, що зростають на порядок - 0,001; 0,01; 0,1; 1; 10 тощо. Відстань між кожними 2 сусідніми мітками ділять на 9 частин, пропорційно логарифмам чисел від 2 до 9. У першому від початку координат інтервалі виділені відрізки будуть відповідати діаметрам часток від 0,002 до 0,009, у другому від 0,02 до 0,09, у третьому від 0,2 до 0,9 тощо. Зазначені відрізки відкладають по осі абсцис кожний від початку координат або позначки, що обмежує еталонний відрізок (звичайно, 4 см).

Приклад: якщо прийняти lg 10 = 1 відповідним 4 см, тоді

lg 2 = 0,301 відповідним 0,301×4 = 1,20 см;

lg 3 = 0,477 відповідним 0,477×4 = 1,90 см;

lg 4 = 0,600 відповідним 0,600×4 = 2,40 см;

lg 5 = 0,700 відповідним 0,700×4 = 2,80 см;

lg 6 = 0,780 відповідним 0,780×4 = 3,12 см;

lg 7 = 0,850 відповідним 0,850×4 = 3,40 см;

lg 8 = 0,900 відповідним 0,900×4 = 3,60 см;

lg 9 = 0,950 відповідним 0,950×4 = 3,80 см.

При побудові кривої гранулометричного складу ґрунту по осі ординат відкладають у відсотках не вміст кожної окремої фракції, а сумарний вміст фракцій часток з діаметрами, меншими за якого-небудь числа. Для цього послідовно підсумовують вміст фракцій, починаючи із найдрібнішої (див. приклад у табл. 1.7).

***Для характеристики неоднорідності ґрунту*** застосовується *показник неоднорідності гранулометричного складу* **Cu** (*коефіцієнт неоднорідності, ступінь неоднорідності або коефіцієнт однорідності*), що визначається за формулою А. Хазена:

Cu = d60 / d10, (1.3)

де d60 ‒ діаметр часток, менше від якого в ґрунті міститься (за масою) 60% часток (контролюючий діаметр);

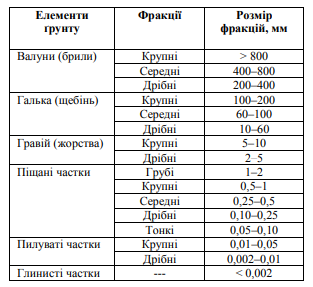
d10 ‒ діаметр часток, менше від якого в ґрунті міститься 10% часток (діючий або ефективний діаметр).

Для номенклатурної класифікації структурних елементів і фракцій твердої компоненти дисперсних ґрунтів використовується загальна класифікація (табл.3), яка широко застосовується у сучасному ґрунтознавстві. При її розробці особлива увага була приділена обґрунтуванню меж вмісту глинистих, пилуватих, піщаних і гравійних часток, тому що з ними зв’язано виділення основних петрографічних типів осадових порід: глин, лесів, пісків, аргілітів, алевролітів, пісковиків та великоуламкових порід.

Для класифікації різних типів ґрунтів (від пісків до глин) у ґрунтознавстві також використовується загальна гранулометрична класифікація ґрунтів В.В. Охотіна (табл. 4), розроблена ще в 1933-1940 рр. стосовно до гранулометричного аналізу з підготовкою ґрунту кип’ятінням із додаванням аміаку. В її основу, у першу чергу, покладено облік вмісту в ґрунті глинистих часток (< 0,002 мм), оскільки саме вони в ряді випадків впливають на багато властивостей дисперсних ґрунтів. У закордонних країнах застосовуються інші загальні класифікації дисперсних ґрунтів. Так, відповідно до загальної класифікації, прийнятої в наш час у США («Public Road Administration») та ряді країн Західної Європи, виділяється глиниста фракція розміром менш 0,002 мм, пилувата фракція («silt») розміром 0,02÷0,002 мм, тонкопіщана фракція 0,02÷0,1 мм, піщана 0,1÷2 мм та гравіювата фракція крупніше 2 мм. У цій класифікації мул або мулистий ґрунт («silt») виділяється не в генетичному сенсі, а в літологічному й відповідає прийнятому в Україні пилуватому ґрунту.

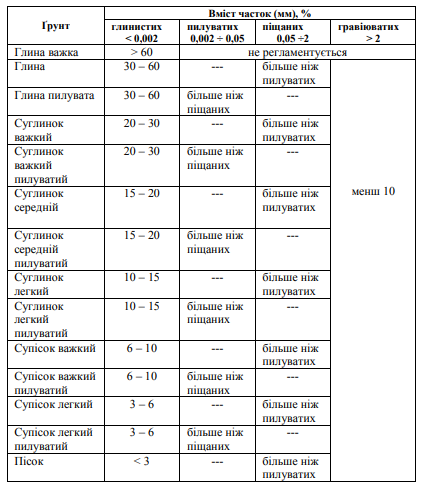
Таблиця 3

Класифікація структурних елементів і фракцій твердої компоненти дисперсних ґрунтів



Таблиця 4

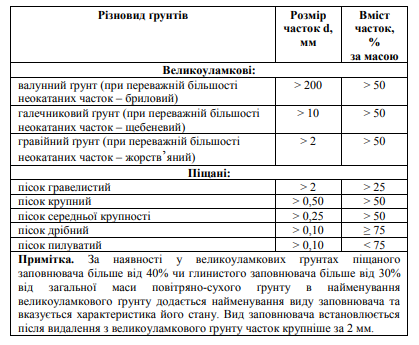
Класифікація дисперсних ґрунтів за гранулометричним (зерновим) складом (за В.В. Охотіним)



Серед часткових класифікацій в Україні й країнах СНД широке розповсюдження отримала класифікація Н.А. Качинського для ґрунтів рослинного шару і глинистих ґрунтів, класифікація С.С. Морозова для пилуватих (зокрема лесових і лесоподібних) ґрунтів та класифікація Є.М. Сергєєва для 30 характеристики піщаних ґрунтів. Існують також класифікації гравіюватих ґрунтів H.І. Іванова, великоуламкових ґрунтів А.І. Шеко, піщаних ґрунтів В.Д. Ломтадзе тощо. Крім того, для класифікації великоуламкових і піщаних ґрунтів в інженерній геології використовується часткова класифікація ДСТУ Б В.2.1-2-96, яка широко застосовується у будівельних організаціях (табл. 5)

Таблиця 5

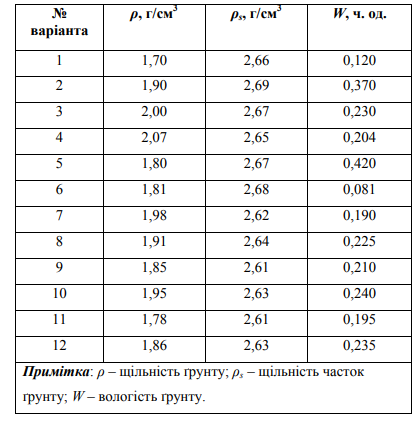
Класифікація великоуламкових і піщаних ґрунтів (згідно ДСТУ Б В.2.1-2-96)



**ПРАКТИЧНІ ЗАВДАННЯ**

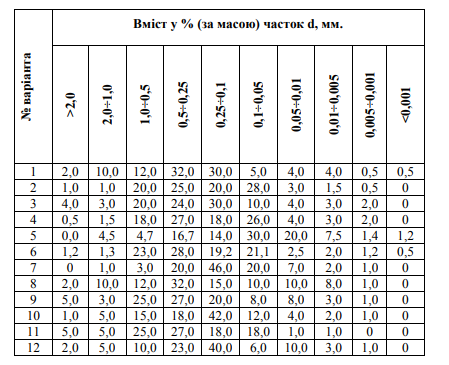
1. Виконати розрахунки показників властивостей ґрунтів (пористості ***n***, коефіцієнта пористості ***е***, щільності скелета ґрунту ***ρd,*** а також ступеня вологості ***Sr***) та коефіцієнта повітровмісту або коефіцієнта аерації (***GГ***) для варіантів завдань наведених у табл. 6.

Таблиця 6



**2.** Виконати оцінку гранулометричного складу ґрунту, його однорідності, а також щільності будови та ступеня вологості для варіантів завдань наведених у табл. 7, показники фізичних властивостей прийняти згідно таблиці 6.

Таблиця 2



За даними результатів оцінки гранулометричного складу ґрунту необхідно:

• побудувати циклограму гранулометричного складу ґрунту (див. рис. 1);

• побудувати трикутну діаграму гранулометричного складу ґрунту (див. рис. 2);

• побудувати інтегральну криву гранулометричного складу ґрунту у звичайному масштабі (див. рис. 3).