

МІНЕРАЛЬНА ЧАСТИНА ҐРУНТУ, ЇЇ СКЛАД І ЗНАЧЕННЯ

2.3.1. Ґрунтоутворюючі породи - основа мінеральної частини ґрунту.

Ґрунт багатофазне полідисперсне природне тіло, яке складається з однорідних за складом матеріальних комплексів, які входять до складу системи і мають границю поділу між ними. В ґрунті розрізняють чотири фази: тверду, рідку, газоподібну, живу (біофаза).

Тверда фаза ґрунту - це його основа (матриця), яка формується в процесі ґрунтоутворення з материнської гірської породи, у значній мірі зберігає її склад і властивості. Це полідисперсна і полікомпонентна система, що утворює твердий каркас ґрунту. Вона складається з первинних і вторинних мінералів, органічних залишків, частково розкладених і перетворених у гумус. Показниками, які характеризують тверду фазу, а як наслідок, і ґрунт, є гранулометричний (механічний), хімічний, мінералогічний склад, складення, структура і пористість.

Рідка фаза ґрунту (ґрунтовий розчин)- це вода в ґрунті з розчиненими мінеральними і органічними сполуками. Це динамічна фаза, яка має дуже важливе значення для ґрунтоутворення. Під її впливом відбуваються майже всі елементарні ґрунтові процеси. Стан і властивості ґрунтового розчину залежать від водно-фізичних властивостей ґрунту та балансу ґрунтової вологи. Рідка фаза є основним фактором диференціації ґрунтового профілю на горизонти в результаті переміщення розчинів у вертикальному і горизонтальному напрямках.

Газова фаза ґрунту - це ґрунтове повітря, яке заповнює вільні від води пори. У зв'язку з біологічним процесом склад ґрунтового повітря відрізняється від атмосферного. Рідка і газова фази є антагоністами, тому перебувають в динамічній рівновазі. Чим більше вологи в ґрунті, тим менше повітря, і навпаки.

Жива фаза ґрунту - це сукупність організмів, які населяють ґрунт і беруть участь у ґрунтоутворенні. До складу ґрунтової біоти входять бактерії, актиноміцети, гриби, водорості, тварини, а також кореневі системи живих рослин.

Всі ці організми об'єднані в «живу» фазу умовно, так як їх організми теж складаються з твердої, рідкої і газової фази.

Завдяки тісному взаємозв'язку між фазами ґрунт функціонує як єдина система. Співвідношення між об'ємами і масами твердої, рідкої та газоподібної фаз визначає умови прояву ґрунтової родючості, що залежить від ґрунтових, кліматичних умов і характеру рослинності. Ідеальні екологічні умови створюються, коли об'єм твердої фази ґрунту складає 50%, а рідкої і газової - по 25% відповідно.

Як уже вказувалося вище, гірські породи поділяють на магматичні, осадові й метаморфічні.

1. Магматичні породи утворюються при охолодженні розтопленої рідкої маси, яка може застигати на глибині і утворені таким чином породи будуть мати назву глибинні або інтрузивні. Або ж охолоджуватися на поверхні землі, а утворені породи матимуть назву ефузивні (виливні). Магматичні породи мають кристалічну будову. На великій глибині породи утворюються з великих кристалів, тому що елементи кристалічної решітки встигають розміститися у властивому їм напрямку і кристали виростають до великих розмірів. На поверхні породи утворюють закриті кристалічні структури (приховано кристалічні) із включенням окремих великих кристалів. Магматичні породи складають 96% літосфери, іноді вони зустрічаються як ґрунтоутворюючі породи (Крим, Кавказ).

2. Осадові породи утворились на земній поверхні шляхом вивітрювання й пере відкладення продуктів вивітрювання магматичних і метаморфічних порід або з відкладень різних організмів. Вони поділяються на три групи: уламкові, хімічні та біогенні. Уламкові, або кристалічні породи являють собою продукти механічного руйнування різних порід, за розмірами та формою уламків і ступенем цементації вони поділяються на: грубоуламкові, піщані та алевритові. Серед осадових порід хімічного та біогенного походження важливу роль у ґрунтоутворенні відіграють карбонатні відклади: вапняки, мергелі, доломіти. Давні осадові породи, які утворились у дочетвертинний період, із часом утратили пухкість, шпаруватість і є переважно щільними породами. Молоді осадові породи

сформувалися у четвертинний період унаслідок вивітрювання корінних порід і перевідкладення продуктів їх руйнування водою, вітром, льодом. Їх утворення продовжується також і в теперішній час. На відміну від щільних корінних порід, вони характеризуються сприятливими для ґрунтоутворення властивостями: пухким складенням, пористістю, водопроникністю, повітроємністю і поглинальною здатністю.

3. Метаморфічні породи утворюються з осадових у глибоких шарах земної кори під впливом високих температур і високого тиску. До них належать гнейси, різні сланці (глинисті, слюдяні, кремнієві), мармури (утворені з вапняків), кварцити (утворені з піщаників).

Усі гірські породи за віком можна поділити на дві великі групи: давні (дочетвертинні) та четвертинні, або сучасні пухкі осадові породи континентального й морського походження.

За генезисом ґрунтоутворюючі породи поділяються на такі категорії: елювіальні, делювіальні, пролювіальні, алювіальні, озерні, льодовикові, леси й лесоподібні суглинки, еолові й морські.

Мінеральну частину ґрунтів складають силікати й алюмосилікати, домінуючими компонентами яких є сполуки силіцію, алюмінію, феруму й кальцію. Сумарний вміст цих сполук складає понад 80 - 85 %. Також до складу ґрунтів у значних кількостях входять сполуки магнію, кальцію, натрію, титану, мангану, фосфору (фосфати), сульфуру (сульфати) і неорганічного й органічного вуглецю. З органічних компонентів до валового складу ґрунтів входять органічні вуглець (Сорг) і нітроген (Nорг) (табл. 2.3.). Крім того, повітряносухі ґрунти залежно від дисперсності містять до 10% гігроскопічної води. За вмістом основних мінеральних компонентів ґрунти поділяються на кілька груп: підзолисто-піщані, підзолисто-суглинкові, лісостепові суглинкові, каштанові суглинкові, торф'яні. Вміст оксидів металів у ґрунтах різних типів змінюється в досить вузьких межах, що полегшує вибір методів їх аналізу.

Вміст оксидів зменшується в ряді

$\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{CaO} > \text{MgO}, \text{K}_2\text{O}, \text{Na}_2\text{O} > \text{TiO}_2 > \text{MnO}$

Таблиця 2.3. Вміст основних компонентів у ґрунтах і донних відкладеннях

Компонент	Концентрація у донних відкладеннях водоймищ Дніпра, мг/л	Концентрація у ґрунтах водозабірної площі Дніпра, мг/л
P ₂ O ₅	0,01 - 0,5	0,1 - 0,2
CO ₂		0,1 - 7,1
SO ₃		0,01 - 1,0
MnO		0,05 - 0,3
TiO ₂		0,3 - 0,7
Na ₂ O	0,5 - 2,0	0,6 - 2,0
K ₂ O	0,2 - 4,0	
MgO	0,1 - 2,0	0,5 - 2,0
CaO	0,5 - 4,0	1 - 10
Fe ₂ O ₃	1 - 10	2 - 6
Al ₂ O ₃	5 - 20	6 - 15
SiO ₂	20 - 70	40 - 80
Co	5 - 30	5 - 15
Cu	10 - 150	2 - 100
Mn	300 - 5000	200 - 800

Вміст неорганічного фосфору (P₂O₅) у ґрунтах є досить постійним. У той же час вміст сульфатного сульфуру (SO₃), карбонатного вуглецю (CO₂), органічних вуглецю (C_{орг}) і нітрогену може коливатися в широких межах.

До складу ґрунтів входять також мікроелементи (табл. 2.4).

Таблиця 2.4. Середній вміст мікроелементів у ґрунтах

Елемент або сполука	Концентрація, мг/кг
Магній	20-5000
Мідь	1-150
Цинк	5-100
Кобальт	0,5-20
Молібден	0,2-10
NH_4^+ , NO_3 , NO_2	0,3-1,5 (по N)
PO_4^{3-}	0,1-5 (по P_2O_5)
K^+	0,5-5 (по K_2O)

Крім речовин природного походження до складу ґрунтів входять і численні неорганічні й органічні сполуки, що є продуктами промислової та сільськогосподарської діяльності людини. Так, з атмосферними опадами у вигляді рідких і твердих аерозолів до ґрунтів потрапляють сульфатна кислота (“кислотні дощі”), сульфати, хлориди, оксиди металів, органічні сполуки та ін. Речовини - забруднювачі заносяться в ґрунти з органічними та мінеральними добривами й при зрошенні - забрудненою водою. Основними джерелами забруднення ґрунтів навколо великих промислових центрів є підприємства чорної та кольорової металургії, хімічної, нафтохімічної й енергетичної промисловості. З атмосферними опадами й таненням снігу забруднювачі проникають у глиб ґрунтів на 20-30 см і більше залежно від їх розчинності у воді й сорбційної здатності.

Ґрунти в значних кількостях акумулюють токсичні речовини забруднювачі, такі як пестициди, сполуки важких металів, синтетичні миючі засоби.

Важливою екологічною характеристикою ґрунтів є вміст у них радіонуклідів стронцію, цезію, плутонію й інших радіоактивних ізотопів, що можуть потрапляти до ґрунтів унаслідок аварій на підприємствах ядерної енергетики.

Хімічний склад донних відкладень річок, озер, водойм і інших природних водних об'єктів близький до хімічного складу ґрунтів. Вміст мікроелементів (металів) у донних відкладеннях трохи вищий, ніж у ґрунтах цього ж географічного району. Однак у цілому хімічний склад донних відкладень близький до складу ґрунтів не лише за основними компонентами й мікроелементами, а й за іншими інгредієнтами. Тому в більшості випадків аналіз ґрунтів і донних відкладень виконують однаковими методами.

Для характеристики кількісного складу хімічних елементів користуються *кларками*. *Кларки* – числа, які виражають середній вміст хімічних елементів у даній природній системі у масових, атомних або об'ємних відсотках. Цей термін запровадив О.Є. Ферсман (1923 р.) на честь американського геохіміка Ф.У. Кларка (1847 – 1931).

За величиною кларків хімічні елементи гірських порід і ґрунтів об'єднуються в три групи:

- 1) макроелементи, яким відповідають кларки $n 10 - n 10^{-2}$;
- 2) мікроелементи з кларками $n 10^{-3} - n 10^{-5}$;
- 3) ультрамікроелементи з кларками $< n 10^{-5}$.

Як літосфера, так і ґрунт, складаються майже наполовину з кисню, більш як на чверть із кремнію, на алюміній і залізо припадає трохи більше 10%, кальцій, натрій, калій і магній разом складають декілька відсотків і, на кінець, на всі інші елементи припадає менше 1%. Серед них такі необхідні рослинам елементи, як вуглець, азот, сірка і фосфор, становлять десятки і сотні частки відсотка. Найважливішими представниками останніх є два елементи (С, N), біогенно-привнесені в ґрунт з атмосфери. В порівнянні з літосферою їх кількість в ґрунті зросла в десятки разів в результаті життєдіяльності мікроорганізмів, в живій масі яких за даними О.П. Виноградова міститься 18 % вуглецю і 0,3 % азоту.

У ґрунті більше, ніж в літосфері, кисню, водню, кремнію і менше алюмінію, заліза, кальцію, магнію, натрію, калію та інших елементів, що є наслідком процесів вивітрювання і ґрунтогенезу (табл.2.5.).

Таблиця 2.5. Середній вміст макроелементів у літосфері і ґрунтах, у вагових відсотках (О.П. Виноградов, 1950)

Елемент	Літосфера	Ґрунт	Елемент	Літосфера	Ґрунт	Елемент	Літосфера	Ґрунт
O	47,20	49,00	Na	2,64	0,63	C	0,10	2,00
Si	27,60	33,00	K	2,60	1,36	S	0,09	0,085
Al	8,80	7,13	Mg	2,10	0,60	Mn	0,09	0,085
Fe	5,10	3,80	Ti	0,60	0,46	P	0,08	0,08
Ca	3,60	1,37	H	0,15	0,50	N	0,01	0,10

Джерелом хімічних елементів всіх ґрунтів і порід є магматичні гірські породи, які складають майже 95 % маси верхньої товщі літосфери. За своїм хімічним складом вони дуже різноманітні, і в першу чергу, за середнім вмістом кремнезему (SiO_2), від якого залежить колір і щільність порід.

В кислих та ультракислих породах значне місце належить мінералу ортоклазу, який при вивітрюванні збагачує ґрунт кальцієм.

Хоч магматичним гірським породам в 16-кілометровій товщі літосфери належить 95 % від загальної маси порід, проте на поверхні земної кори вони займають не більше 25 %. Решта території земної суші вкрита осадовими породами різної товщини, яка пов'язана з їх генезою, процесами денудації, перенесення та акумуляції.

До основних особливостей осадових порід відносяться:

- 1) залягання пластами, шаруватість;
- 2) вміст решток рослинних і тваринних організмів;

3) пухкість, сипучість, в зв'язку з чим велика рухомість незцементованих порід;

4) залежність складу і властивостей порід від кліматичних умов.

Мінерали осадових порід можуть знаходитися в кристалічному, аморфному і колоїдному стані. На рівні з первинними мінералами вихідних порід (польові шпати, кварц, слюда, рогова обманка та ін.) в осадових породах велику роль відіграють мінеральні новоутворення (глинисті мінерали – гідрослюди, каолінит і ряд інших мінералів осадового походження: карбонати – кальцит, доломіт; сульфати – гіпс, ангідрит, які відсутні в магматичних породах).

Розрізняють такі осадові породи:

уламкові;

глинисто-колоїдно-дисперсні;

хемогенні, біогенні, а також біохімічні.

2.3.2. Хімічні елементи та їх сполуки в ґрунтах

Хімічні елементи знаходяться в ґрунтах у вигляді різних сполук, які визначають основні властивості ґрунтів. Серед них важливе місце займає їх доступність рослинам, здатність до пересування в межах профілю ґрунту, до взаємодії з іншими елементами, а також органічними речовинами ґрунту.

Кисень (оксиген) – найпоширеніший елемент земної кори; він складає майже половину її маси і входить до складу майже всіх гірських порід. Кисень – хімічно дуже активна сполука. Він реагує з більшістю хімічних елементів, утворюючи оксиди. Реакція кисню з різними сполуками відноситься до реакцій *окислення*. Дуже важливим для рослин, мікроорганізмів і тварин, що мешкають у ґрунті, має вміст у ґрунтовому повітрі вільного кисню (O₂).

Кремній (силіцій) за розповсюдженням у земній корі займає після кисню друге місце. Він входить до складу багатьох гірських порід і мінералів кремнезему SiO₂ та ін.

Кислотний оксид кремнію SiO_2 має атомну кристалічну ґратку (решітку), не реагує з водою. При нагріванні реагує з основними оксидами і розчинами лугів з утворенням солей кремнієвої кислоти. Кремнієва кислота H_2SiO_3 має полімерний склад, умовно її можна відобразити формулою $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Реакція руйнування природних силікатів під дією H_2O і CO_2 призводить до утворення глини і піску. Водні розчини силікатів гідролізовані і мають лужну реакцію.

Валовий вміст SiO_2 у ґрунті коливається від 40–70 % в глинистих ґрунтах і до 90–98 % в піщаних.

Алюміній. За розповсюдженням в земній корі алюміній займає третє місце (після кисню і кремнію) і зустрічається в основному в складі складних сполук алюмосилікатів (до них належать глини, польовий шпат, слюда, нефелін).

Алюміній – дуже активний метал, але на повітрі й у воді він стабільний, дякуючи міцній поверхневій плівці оксиду Al_2O_3 . При її видаленні алюміній швидко реагує з киснем повітря, а з води витісняє водень:



При вивітрюванні первинних і вторинних мінералів звільняється гідрооксид алюмінію, значна частина якого залишається на місці (як малорухомий) і лише незначна кількість переходить у розчин. У кислому середовищі ($\text{pH} < 5$) він стає рухомим і зумовлює появу у ґрунтовому розчині $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ та AlOH_2^+ які виявляють фітотоксичність для багатьох рослин.

Водорозчинна і колоїдна форма гідрооксиду при взаємодії з органічними кислотами створюють рухомі комплекси сполук, які здатні переміщуватись по профілю ґрунту.

Валовий вміст алюмінію (Al_2O_3) в ґрунтах коливається від 1–2 до 15–20 %, а в фералітних ґрунтах тропіків може перевищити 40 %.

Залізо. Цей елемент знаходиться в ґрунтах в складі як первинних, так і вторинних мінералів, виступаючи головним компонентом магнетиту,

гематиту, глауконіту, рогових оболонки, піроксенів, біотиту, глинистих мінералів.

Загальний вміст в ґрунті Fe_2O_3 коливається в дуже широких межах: від 0,5–1,0 % в піщаних ґрунтах, 3–5 % в ґрунтах на лесах, до 8–10 % в ґрунтах на елювії щільних феромагнезіольних.

При вивітрюванні мінералів, в яких знаходиться залізо, утворюється малорухома сполука у вигляді гелію $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, яка згодом при кристалізації переходить в гелій $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ та гідрогетит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. В сильноокислому середовищі рухомість гідроксиду заліза збільшується і в ґрунтовому розчині з'являються іони заліза. При перезволоженні, в умовах анаеробіозису, окисна форма заліза в результаті відновлювальних процесів переходить в захисну форму з утворенням розчинних сполук FeCO_3 , $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, FeSO_4 , де залізо стає доступним для рослин. Надмірна концентрація закисного заліза, шкодить рослинам.

В ґрунтах з нейтральною або лужною реакцією де переважають окислювальні процеси, рослини можуть відчувати нестачу заліза, що проявляється через хлороз (пожовтіння листя при зниженні вмісту і активності хлорофілу).

Кальцій. В ґрунтах кальцій може знаходитись в кристалічній гранулі мінералів, в об'ємно-вбирному стані, а також у формі простих солей хлоридів – CaCl_2 , нітратів – $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$, карбонатів – CaCO_3 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, сульфатів – CaSO_4 , $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Серед обмінних катіонів у більшості типів ґрунтів йому належить провідне місце. Вміст кальцію в безкарбонатних суглинкових ґрунтах становить 1–3 % і визначається головним чином присутністю глинистих мінералів тонкодисперсних фракцій, а також гумусом і фіторештками, які зумовлюють тенденцію до біогенного збагачення кальцієм при поверхневій органо-мінеральній частині профілю. Однак його підвищений вміст може бути успадкований також від уламків карбонатних порід і первинних Са-вмістких мінералів, присутніх у великих фракціях. У ґрунтах сухостійної та аридної зон

підвищення валового вмісту кальцію може бути обумовлено утворенням і накопиченням вторинного кальциту або гіпсу в процесі ґрунтоутворення. Багато кальцію може накопичуватись у ґрунті гідрологічним шляхом.

Карбонат кальцію у ґрунті під впливом вуглекислоти переходить у розчинений стан (бікарбонат Са)



Рослини зазвичай не відчувають нестачі Са на більшості ґрунтів, проте внесення Са-вмістких сполук (гіпсу) поліпшує їх фізичні, фізико-механічні, фізико-хімічні й біологічні властивості.

Магній за вмістом у ґрунтах стоїть близько до кальцію, виконуючи в рослинах важливу фізіологічну роль, передусім в складі хлорофілу. В ґрунтах магній присутній в глинистих мінералах, головним чином в хлориді. Крім цього Mg міститься в уламках доломітів, олівіні, рогових обманках, піроксенах, в аридній зоні багато магнію акумулюється в засолених ґрунтах у вигляді хлоридів і сульфатів.

Калій. Загальний вміст калію в різних ґрунтах дуже різноманітний і за винятком торфу і піщаних ґрунтів, завжди досить великий. Як правило, загальна кількість калію коливається в межах від 1 до 2,5 %. Найбільша кількість калію міститься в глинистих і суглинкових ґрунтах. У ґрунтах легкого гранулометричного складу, тобто в піщаних і супіщаних, його міститься значно менше. Дуже бідні на калій торфові ґрунти.

Загальний вміст калію у ґрунті складається з калію гірських порід і мінералів, обмінного калію і калію водорозчинних солей.

Більша частина калію подана калієм гірських порід і мінералів. Ці форми калійних сполук характеризуються малою розчинністю, а отже і малою доступністю до рослин. Вони стають доступними рослинам тільки в результаті процесів вивітрювання.

Обмінним, або увібраним, називається калій, що входить до складу катіонів ґрунтового вбирного комплексу. Кількість увібраного калію в ґрунтах

порівняно невелика і становить не більше 0,5–1,0 % від загальної його кількості. Обмінний калій доступний для рослин.

У формі водорозчинних солей калію ще менше, ніж у формі обмінного калію (не більше 10 % від обмінного).

Калій, що входить до складу залишків рослин і мікроорганізмів, які не розклались, дуже швидко вимивається водою (тому що не зв'язаний з органічними речовинами) в ґрунт у легкорозчинній формі. Вміст цієї форми не перевищує 0,5 % від загальної кількості калію в ґрунті. Хоча калій і не утворює органічних сполук, але приймає участь у вуглеводному обміні, входить до складу понад сорока ферментів, надає заряду клітинним мембранам, підвищує жаро- і холодостійкість рослин, протидіє їх виляганням та грибковим захворюванням.

Ґрунтовий калій, як і калій рослин, містить у своєму складі 0,011 % радіоактивного ізотопу калію (K^{40}).

Натрій надходить у ґрунт в основному з Na-містких польових шпатів, провідне місце серед яких належить альбіту ($Na_2 Cl_2 Si_6 O_{16}$). Валовий вміст в ґрунті Na_2O складає біля 1–3 %, в крупних фракціях досягає 5–6 %, в мулі знижується до 0,5–1,0%. В засолених ґрунтах сухостепової зони та аридних зон натрій може бути присутнім у вигляді хлоридів і сульфатів або входити до вбирного комплексу ґрунтів в зв'язку з чим вміст Na_2O в цьому випадку зростає, спричинюючи погіршення фізичних та фізико-хімічних властивостей ґрунтів. Рослини нестачу натрію не відчують, скоріше навпаки – пригнічуються ним на галофітних ґрунтах. Проте цукрові буряки позитивно реагують на натрієві добрива підвищенням кількості та якості урожаю.

Фосфор. Загальний вміст фосфору в ґрунтах коливається від 0,05 до 0,2 %. У ґрунті фосфор знаходиться в органічних і мінеральних сполуках.

Органічні фосфати складаються із сполук, які входять до складу кореневої системи рослин та інших рослинних решток і тіл мікроорганізмів. Як правило, мінеральні фосфати переважають над органічними, але в

торфових і багатих на перегній ґрунтах вміст органічних фосфатів може бути досить великим.

Мінеральні фосфати в ґрунті представлені різними сполуками, переважно ортофосфорної кислоти, у вигляді солей кальцію, магнію, заліза та алюмінію.

Кальцій утворює з ортофосфорною кислотою (H_3PO_4) ряд солей, різних за ступенем заміщення кальцієм водню кислоти:

- однозаміщенні – $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$;
- двозаміщенні – $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$;
- тризаміщенні – $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$.

Чим більше заміна водню кальцієм, тим менша розчинність солі і доступність її рослинам.

Добре розчинними солями ортофосфорної кислоти є однозаміщенні фосфати кальцію, магнію і фосфорнокислі солі одновалентних катіонів – калію, натрію, амонію.

Водорозчинні солі ортофосфорної кислоти є в ґрунтах в дуже незначній кількості. Це пояснюється тим, що легкорозчинні фосфати зазнають у ґрунті процесів хімічного вбирання, в результаті чого відбувається повторне утворення малорозчинних сполук фосфору з Ca, Mg, Fe та Al.

В ґрунтах, насичених основами, ортофосфорна кислота зв'язується головним чином кальцієм та магнієм. У кислих ґрунтах вона зв'язується в основному залізом та алюмінієм.

Засвоюваність цих форм фосфорних сполук ґрунту неоднакова. Так, фосфати кальцію, магнію, двозаміщенні і навіть тризаміщенні, поступово розчиняються у слабкокислому середовищі і, таким чином, є більш доступними, ніж фосфати заліза та алюмінію.

Вуглець (карбон) акумулюється у верхніх горизонтах ґрунтів у складі гумусу, а також органічних решток. Вміст органічного вуглецю Сорґ коливається від часток відсотку (в збіднілих органічними речовинами піщаних

грунтах) до 3-5-15 % (в добре гумусованих чорноземах). Так, як органічний вуглець є джерелом енергії біологічних процесів, які відбуваються у ґрунті, то необхідно пам'ятати про бездефіцитний баланс цього елемента, поповнюючи його за рахунок органічних добрив, польового травосіяння.

Багато вуглецю може знаходитись у складі карбонатів. Як енергетичний матеріал він не представляє особливої цікавості але роль цієї форми вуглецю важлива у ґрунтогенезі безпосередньо через вугільну кислоту (H_2CO_3) та її солі (карбонати).

Азот. У ґрунтах азот знаходиться переважно в органічних сполуках, безпосередньо недоступних для використання рослинами. Материнські породи, на яких виникли ґрунти, азоту не містять. Таким чином, можна сказати, що майже весь ґрунтовий азот – біологічного походження. Справді, від 5 до 15 кг азоту на 1 га за рік зв'язується вільноживучими мікроорганізмами. Від 70 до 200 кг азоту на 1 га зв'язується бульбочковими бактеріями. Розпад тіл цих організмів після їх відмирання призводить до мінералізації азотистих сполук і до появи в ґрунті речовин (аміачних і нітратних солей), які засвоюються рослинами. Незважаючи на невелику кількість (не більше 0,3–0,4, часто 0,1 і менше відсотку), азот виконує надзвичайно важливу роль в родючості ґрунтів тому, що життєво необхідний рослинам, для яких він доступний тільки у формі нітратного або амонійного іонів. Іон NH_4^+ легко поглинається ґрунтом з частковим переходом в необмінний (фіксований) стан, а іон NO_3^- не поглинається ґрунтом ні хімічно, ні фізико-хімічно, знаходячись переважно в ґрунтовому розчині і легко використовується рослинами, які споживають його у великій кількості. За вмістом у рослинах азоту належить першість із елементів мінерального живлення, які надходять з ґрунту, в зв'язку з чим постійно існує потреба в поповненні його запасів.

Сірка, яка складає 0,09 % в літосфері та 0,085 % у ґрунтах, зустрічається в дуже різноманітних сполуках. В магматичних породах сірка знаходиться, головним чином, у вигляді сульфідів (наприклад: пірит – FeS_2 , цинкова

обманка – ZnS, свинцевий блиск – PbS), рідше зустрічаються сульфати (гаюїн – $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$).

Відновлені форми сірки (S, H₂S, сульфіди) на земній поверхні легко окислюються, утворюючи сірчану кислоту або її солі (сульфати):



Сірчана кислота, взаємодіючи з іншими мінералами, дає сульфати

$$\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{CaSO}_4 \rightarrow \text{CaSO}_4 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}.$$

Сульфати, особливо калію, натрію, магнію, добре розчинні у воді, слабо поглинаються ґрунтами у формі SO₄²⁻ і можуть накопичуватися в них в умовах тільки сухого клімату. Загалом в ґрунтах знаходиться достатня кількість сульфатів для забезпечення потреби рослин у сірці.

2.3.3. Мікроелементи ґрунтів

Цілий ряд хімічних елементів названо мікроелементами тому, що необхідні рослинам в дуже малих кількостях і, крім того, вміст їх у ґрунті надзвичайно малий.

Проте треба завжди враховувати, що в дії на рослини немає відмінності між елементами, які потрібні у малій і великій кількості. Іноді нестача якого-небудь мікроелемента може різкіше позначитися на розвитку рослин, ніж нестача мікроелементів, таких як азот, фосфор, калій.

Цікавий той факт, що в розв'язанні питання про значення мікроелементів у живленні рослин істотну роль відіграло визначення природи незрозумілих раніше захворювань сільськогосподарських тварин. Виявилось, що тварини часто хворіють тому, що в кормах, які вони поїдають, немає потрібної кількості якого-небудь мікроелемента.

До мікроелементів, які найбільш вивчені до теперішнього часу за їх значенням для рослин і тварин, відносяться Mn, Zn, Cu, Co, B і Mo.

В ґрунтах вміст мікроелементів змінюється в широких межах, змінюючись в десятки і сотні разів; тому вони різко відрізняються від вмісту

головних (макро-) елементів, вміст яких рідко змінюється більш ніж у 5 разів на різних ґрунтах. Виходячи з цього О.П. Виноградовим розроблено вчення про біогеохімічні провінції – території, які відрізняються від сусідніх територій концентрацією в середовищі (ґрунті, водах, повітрі) одного або декількох мікроелементів (або макроелементів).

Так, Закарпатська область представляє біогеохімічну провінцію з ендемією зобу: в ґрунтах, водах і харчових продуктах цієї області міститься в 2–5 разів менше йоду, ніж в областях де немає ендемії цієї хвороби.

Основне джерело мікроелементів у ґрунтах – ґрунтоутворні породи. Ґрунти, які виникли на продуктах вивітрювання кислих порід (гранітах), бідні на Ni, Co, Cu, а ґрунти, що утворилися на продуктах вивітрювання основних порід (базальтах), збагачені цими мікроелементами.

Деякі мікроелементи (I, B, F, Se, As) можуть надходити у ґрунт з газами, метеоритними опадами.

Велика роль в міграції мікроелементів та їх біологічній акумуляції належить рослинам. Їхні корені добувають мікроелементи з нижніх горизонтів ґрунту і материнських порід і переносять у верхні шари.

ГРУНТОВИЙ ВБИРНИЙ КОМПЛЕКС. ВБИРНА ЗДАТНІСТЬ ГРУНТІВ

2.5.1. Походження, склад та властивості ґрунтових колоїдів.

Ґрунт належить до гетерогенних полідисперсних утворень, для яких велике значення має колоїдний стан речовини. Ґрунтові колоїди утворюються в процесі вивітрювання та ґрунтоутворення, як в результаті подрібнення грубих часток, так і сполученням молекулярно подрібнених речовин. Ці колоїди мають розмір часток в межах 0,2-0,0001 мк; вони представлені трьома групами сполук: 1) мінеральні; 2) органічні; 3) органо-мінеральні. Відносний вміст колоїдів у ґрунті коливається в межах від 1 до 40% від маси сухого ґрунту. В ґрунті добре розвинена поверхня розділу між твердою, рідкою та газоподібною фазами. Між

цими фазами постійно відбуваються процеси взаємодії, встановлюється динамічна рівновага. Колоїди головний носій сорбційних властивостей ґрунту і дуже впливають на його питому поверхню. Навіть дуже дрібні (мулісти) частки ґрунту розміром 0,001-0,0001 мм мають питому поверхню близько 19 м² на 1 г, а колоїдні частки розміром <0,0001 мм в десять разів більшу (194 м²/г). Тому навіть за незначного вмісту колоїдних часток у ґрунті, наприклад 4% від маси, ці колоїди мають поверхню, що становить не менше 80% від загальної поверхні твердої фази.

Згідно із даними Вреслера, Мак-Ніла та Картера (1982) колоїди гумусу мають питому поверхню 500-1000 м²/г, а ємність катіонного обміну 80-300 м-екв. на 100 г, залежно від реакції середовища (збільшення лужності веде до зростання ЄКО). Монтморилоніт, нонтроніт та байделіт мають питому поверхню 600-800 м²/г, а ЄКО 80-120 м-екв/100 г. Каолініт відповідно 40-80 м²/га та 10-20 м-екв/100 г.

Колоїди в ґрунті перебувають головним чином у формі гелів, тобто частки (міцели) зчіплюються між собою і утворюють просторову структурну сітку, в отворах якої утримується вода. У вологому ґрунті невелика кількість колоїдів може знаходитись у стані золю (міцели розділені рідкою фазою). Таке існування колоїдів пов'язане з електрокінетичним (дзета) потенціалом та станом водної (гідратаційної) оболонки на поверхні часток. Щоб зрозуміти ці явища, звернемося до будови колоїдної частки (міцели).

2.5.2. Будова міцели та її заряд.

Основу міцели складає її ядро, від природи якого дуже залежить поведінка ґрунтових колоїдів. Ядро буває аморфної або кристалічної будови, різного хімічного складу. Загальна схема будови міцели така (рис.2.3.). На поверхні ядра міцно утримується шар іонів, що мають хімічну спорідненість до нього і визначають заряд колоїду потенціал-визначальний шар. Ядро разом із цим шаром називають гранулою. Між гранулою та розчином, що її оточує, виникає

термодинамічний потенціал під дією якого із розчину притягуються іони протилежного знаку (компенсуючі іони). Таким чином навколо ядра міцели утворюється подвійний електричний шар, що складається із шару потенціал-визначальних та шару компенсуючих іонів. Компенсуючі іони, в свою чергу, розташовуються навколо гранули двома шарами. Перший з них нерухомий, міцно утримується електростатичними силами потенціал-визначальних іонів (шар Гельмгольца). Гранула разом з цим шаром утворює те, що називається часткою. Між колоїдною часткою та навколишнім розчином виникає електрокінетичний потенціал (дзетапотенціал), під впливом якого перебуває другий (дифузний) шар компенсуючих іонів. Саме ці іони мають здатність до еквівалентного обміну на іони того ж знаку заряду із оточуючого розчину.

Розподіл обмінних катіонів в ґрунтовому розчині в межах дифузного шару біля поверхні твердої фази ГВК визначається згідно з теорією Гуна-Чепмена, двома протилежно направленими силами. Електростатичні сили негативно зарядженої поверхні твердої фази притягують катіони та відштовхують аніони, створюючи градієнт концентрації катіонів в межах дифузного шару з максимумом біля поверхні. Але цьому перешкоджає тепловий рух іонів, що прагне вирівняти їх концентрацію в усьому об'ємі розчину. Встановлюється певна рівновага.

Колоїдна міцела електронейтральна, але так як основна маса її належить гранулі, заряд останньої розглядається як заряд всього колоїда. Виникнення заряду колоїдів зумовлено особливостями їх хімічного складу та будови. Негативний заряд є найбільш характерним для колоїдів ґрунту. Вони можуть набувати його за рахунок розриву зв'язків і обламування пакетів глинистих мінералів, звільнення валентностей поверхневих іонів кисню, а також при ізоморфному заміщенні в кремнекисневих тетраедрах мінералів групи монтморилоніту чотирьохвалентного кремнію тривалентним алюмінієм, а алюмінію - залізом чи магнієм.



Рис.2.3. Будова колоїдної міцели

2.5.3. Вбирна здатність ґрунту та її види.

Однією із найважливіших властивостей ґрунту є його вбирна здатність.

Вбирною здатністю ґрунту називається його властивість обмінно або необмінно поглинати і утримувати тверді, рідкі і газоподібні речовини.

Властивість ґрунту поглинати розчинені у воді речовини була відома вже в глибокій давнині. Мешканці прибережних морських місцевостей більше двох тисяч років назад знали, що морська вода, яка пройшла через шар гірських порід і ґрунтів, стає прісною.

Наукові дослідження явищ вбирання почали успішно розвиватися лише в ХІХ ст. За кордоном особливо виділяється своїми роботами в цій галузі Джон Томас Уей, який вивчав вбирання катіонів ґрунтом, і Ван-Беммелен – адсорбційний характер явищ вбирання.

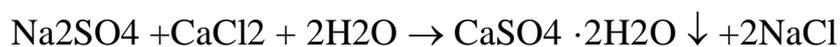
Вчення про вбирну здатність ґрунтів розроблено в працях Г. Вігнера, С. Маттсона, Б.П. Нікольського, І.М. Антипова-Каратаєва, М.І. Горбунова. Найбільш повна характеристика вбирної здатності ґрунтів викладена в працях К.К. Гедройця. Залежно від способу вбирання ним виділено п'ять видів

вбирної здатності ґрунту: *механічну, хімічну, біологічну, фізичну та фізико-хімічну.*

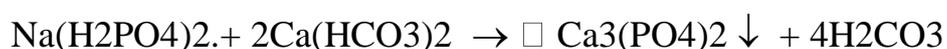
Механічна вбирна здатність представляє собою властивість ґрунту затримувати тверді частинки, які надійшли в нього з водним або повітряним потоком, діаметр яких перевищує розмір пор ґрунту. Залежить механічна здатність від гранулометричного складу і щільності будови ґрунту. Так суспензії з діаметром частинок більше 0,001 мм повністю затримуються глинистим ґрунтом. На відміну від глинистих ґрунтів піщані ґрунти характеризуються поганою механічною вбирною здатністю. Механічна вбирна здатність ґрунтів і підґрунтя обумовлює чистоту ґрунтових вод, які формуються з поверхневих вод, мутних від великої кількості механічних домішок.

Механічна вбирна здатність широко використовується в народному господарстві. Вода, яка проходить крізь шар ґрунту, очищується від мути, що дозволяє використовувати цю властивість ґрунту і пухких порід для очищення питних та стічних вод. При будівництві зрошувальних систем властивість ґрунтів поглинати тверді частини використовується для замулювання дна та стінок каналів, щоб зменшити втрати води на фільтрацію (кольматування каналів та водосховищ).

Хімічна вбирна здатність – це властивість ґрунту закріплювати у формі важкорозчинних сполук речовини, які утворюються в результаті реакції обміну в ґрунтовому розчині. Наприклад, виникнення новоутворень гіпсу в ґрунті описується такою реакцією:



При взаємодії суперфосфату $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$, що вноситься в ґрунт з бікарбонатом кальцію, який знаходиться в ґрунтовому розчині, відбувається хімічна реакція в результаті якої з двох розчинних солей, що взаємодіють, утворюється одна нерозчинна та нестійка вугільна кислота.



Біологічне вбирання. Воно пов'язане з життєдіяльністю організмів, які мешкають у ґрунті (мікроорганізми, рослини, тварини).

Мікроорганізми ґрунту – бактерії, гриби, водорості та інші не тільки перехоплюють розчинні елементи живлення рослин при їх переміщенні в ґрунті з верхніх в нижні шари і ґрунтові води але й здобувають з гірських порід фосфорну кислоту, калій, зв'язують атмосферний азот і з цих матеріалів будують білок свого тіла, концентруючи елементи живлення в верхніх шарах ґрунту.

Рослини своєю могутньою кореневою системою дістають з глибоких горизонтів ґрунту і підстильної породи азот, фосфор, калій, сірку і збагачують ними верхні шари ґрунту, відкладають їх у вигляді живих та мертвих рослинних решток.

Відомо, що основна маса коріння рослин знаходиться у верхньому шарі ґрунту; з глибиною вона зменшується, але стає більш розгалуженою, з розвиненою мережею корневих волосків, котрі поглинають з ґрунту в засвоюваній формі елементи мінерального живлення.

Біологічне вбирання ґрунтом за допомогою рослин поживних речовин зберігає їх від вимивання та виносу в ґрунтові води.

Закріплення рослинами та мікроорганізмами елементів живлення і захист їх від вимивання та втрат є суттю біологічного вбирання.

Однією з характерних особливостей біологічного вбирання є його вибіркова здатність. Суть її полягає в тому, що коренева система живих рослин і мікроорганізми ґрунту поглинають з нього тільки ті мінеральні сполуки, які необхідні їм для живлення. Багатьма вченими підкреслюється виняткова роль біологічного вбирання, так як тільки таким шляхом зберігаються від втрати та виносу і накопичуються у ґрунті необхідні для рослин елементи живлення – азот, фосфорна кислота, калій, а також органічні речовини, які сприяють збільшенню ємності вбирання ґрунтом. Ввібрані біологічним шляхом елементи живлення рослин, після відмирання живих організмів і їх розкладання, знову стають доступними для рослин.

Фізична та фізико-хімічна вбирна здатність ґрунту представляють собою адсорбційні явища.

Під *адсорбцією* розуміють зміну концентрації даної речовини біля поверхні розділу фаз в порівнянні з концентрацією всередині фази.

Речовина, яка діє своєю поверхнею, називається *адсорбентом*; речовина, яка накопичується біля поверхні – *адсорбтивом*, або адсорбованою речовиною. Якщо речовина адсорбується у вигляді молекул, то це неполярна, або молекулярна адсорбція, а коли у вигляді іонів, то таке явище носить назву полярної, або іонної адсорбції.

Фізична та фізико-хімічна вбирна здатність ґрунту представляють собою адсорбційні явища, які пов'язані з наявністю в ґрунті високодисперсних частинок його твердої фази – *колоїдів*. Розмір частинок, які формують колоїдну систему, знаходиться в межах від 100 до 1 мкм, або 10^{-7} ... 10^{-9} м, або менше 0,0001 мм.

Переважає більшість колоїдів ґрунту представлена *мінеральними* сполуками, які складають 85–90 % їх загальної маси. Решта колоїдів відноситься до *органічних* та *органомінеральних* сполук.

В ґрунті мінеральних колоїдів переважають вторинні мінерали, перш за все глинисті: каолінит, галуазит, вермикулит, гідрослюди, монтморилоніт та інші. З первинних мінералів зустрічаються кварц, роздроблений до колоїдного стану. Всі перелічені вище мінерали знаходяться в кристалічній фазі.

Мінеральні колоїди також можуть не мати кристалічної будови, тобто бути аморфними (без форми) речовинами. До них належить півтора оксиди алюмінію, заліза, марганцю.

Органічна частина колоїдів ґрунту – це аморфні гумусові речовини в тому числі і органічно-мінеральні комплекси, а також клітини найбільш дрібних бактерій, діаметр яких знаходиться в межах колоїдної фракції.

Фізична вбирна здатність, або властивість ґрунту поглинати цілі молекули води, газів та розчинених у воді речовин, представляє собою молекулярну адсорбцію.

Властивість ґрунту адсорбувати пари води та гази має велике значення, так як вона сприяє утриманню в ґрунті від втрати в атмосферу аміаку, який утворюється в результаті розкладу органічних речовин.

К.К. Гедройц розглядав вологий ґрунт як дисперсну систему, в котрій дисперсним середовищем буде ґрунтовий розчин, а дисперсною фазою – тверді частинки ґрунту. Цій системі властива поверхнева енергія, яка дорівнює добутку поверхневого натягування (Дж/м² на величину поверхні дрібнодисперсних частинок – S).

Поверхнева енергія E, одиницею виміру якої є джоуль, розраховується за формулою

$$E = \sigma \times S$$

де σ – коефіцієнт поверхневого натягу, мН/м;

S – повна площа поверхні розчину, м².

Поверхнева енергія, як потенціальна, завжди спрямована до максимального зниження, може реалізуватись двома шляхами: перший – зменшення поверхні твердої фази за рахунок укрупнення дрібнодисперсних частинок при їх змішанні, другий шлях – пониження поверхневого натягу шляхом адсорбції на поверхні частинок деяких речовин.

Змішання вільної енергії поверхні в ґрунті повинно відбуватися за рахунок зниження ступеню дисперсії твердої речовини і зменшення поверхневого натягу ґрунтового розчину.

До речовин, які знижують поверхневий натяг (їх ще називають поверхнево-активними), відносяться органічні кислоти, алкалоїди, багато високомолекулярних органічних сполук. Вони притягуються до поверхні іонно-дисперсних частинок, тобто зазнають позитивної фізичної адсорбції.

На відміну від згаданих вище речовин, існують інші, які підвищують поверхневий натяг води, визиваючи явище від'ємної фізичної адсорбції, при якій концентрація даних речовин зменшується при наближенні до поверхні частинок. До них відносяться багато мінеральних солей, кислот, лугів.

Внаслідок від'ємної фізичної адсорбції, ці речовини виносяться з ґрунту водою, яка пересувається по профілю. Це може мати як позитивний так і негативний наслідки. Вимивання хлоридів – явище позитивне, а нітратів – навпаки.

Фізико-хімічна вбирна здатність. Для розуміння сутті фізико-хімічного вбирання ґрунтом необхідно розглянути рушійну силу цього явища, яка пов'язана з будовою колоїдної частинки, і за пропозицією Г. Вігнера названа колоїдною міцелою (від латинського міса – крихта).

Основу колоїдної міцели складає її ядро – високодисперсна частинка твердої фази ґрунту, діаметр якої менше 0,0001 мм.

Маючи малий розмір колоїди ґрунту проявляють особливі властивості поверхні твердого тіла. У молекул або іонів, які знаходяться на поверхні, на відміну від молекул або іонів всередині твердого тіла не повністю насичені сили взаємного притягнення. За рахунок цих ненасичених сил до поверхні притягуються частинки з газового або рідкого середовища, з якими тверде тіло стикається. На гладкій поверхні адсорбенту всі місця мають однакові сили притягнення. На негладких поверхнях окремі ділянки мають сили притягнення: на загостреннях і кутах ненасиченість вища, ніж в западинах.

При взаємодії ґрунтових колоїдів (дисперсна фаза) з водою (дисперсне середовище) в системі виникають електричні сили.

Іони, що закріплені на колоїді силами остаточної валентностей, складають внутрішній електричний шар частинки. Він одержав назву іонів, які визначають потенціал. Ці іони міцно утримуються на поверхні ядра.

Ядро разом з іонами, які визначають потенціал, називається *гранулою*. Колоїдна частинка, набувши високого потенціалу не може існувати в розчині в такому вигляді. Надлишок електричної енергії, наданий частинці іонами, які визначають потенціал, компенсуються протягуванням з навколишнього середовища іонів з протилежним знаком заряду. Ці іони утворюють навколо колоїдної частини другий, зовнішній шар, який одержав назву компенсуючого, або протиіонів .

Компенсуючі іони, в свою чергу, розташовуються навколо гранули двома шарами. Один – нерухомий шар, який міцно утримується електростатичними силами іонів, які визначають потенціал (шар Гельмгольца). Гранули разом з нерухомим шаром компенсуючих іонів називаються колоїдною частинкою. Між колоїдною частинкою і навколишнім розчином виникає електрокінетичний потенціал (дзета-потенціал), під впливом якого знаходиться другий (дифузний) шар компенсуючих іонів того ж знаку заряду з оточуючого розчину (рис. 2.4).

Колоїди, які мають в шарі, що визначає потенціал, негативно зарядженні іони і дисоціюють в розчин H^+ – іони, називаються *ацидоїдами* (кислотоподібними). Ясно вираженні кислотні властивості притаманні кремнекислоті, глинистим мінералам, гумусовим кислотам.

Колоїди, що мають в шарі іонів, який визначає потенціал, позитивно зарядженні іони і посилають в розчин OH^- – іони, називаються *базоїдами*. Колоїди гідроксидів заліза, алюмінію, протеїну, залежно від реакції середовища ведуть себе або як кислоти, або як основи (базоїди), називаються амфолітоїдами.

Фізико-хімічна вбирна здатність ґрунтів полягає в тому, що ґрунти здатні обмінювати деяку частину катіонів, що знаходяться в його твердій фазі на еквівалентну кількість катіонів розчину, який стикається з ним.

Та частина ґрунту, яка здатна обмінювати ввібрані катіони, носить назву ґрунтового вбирного комплексу (ГВК), який складається з високодисперсної маси органічного, мінерального та органо-мінерального походження.

Катіони ГВК, які здатні обмінюватися на катіони ґрунтового розчину, носять назву вбирних, або обмінних катіонів. Катіони металів називаються обмінними, або вбирними, основами

кальцій, причому кількість обмінних іонів цього металу майже завжди переважає над кількістю обмінних іонів магнію. В деяких ґрунтах зустрічаються обмінні іони натрію (засолені ґрунти) і водню (кислі ґрунти).

Крім вищезгаданих катіонів ґрунти можуть поглинати та обмінювати алюміній (Al^{3+}), залізо (Fe^{3+}), амоній (NH_4^+).

2.5.4. Ємність вбирання ґрунтів

Загальну суму ввібраних катіонів, які здатні до обміну *називають ємністю вбирання ґрунтів*. Ємність вбирання виражається в міліграм еквівалентах (мг-екв) на 100 г ґрунту. Ємність вбирання кожного ґрунту характеризується певною величиною.

Ємність вбирання знаходиться в залежності від співвідношення в ґрунтовому вбирному комплексі між ацидоїдами і базоїдами. Чим більше в ґрунтових колоїдах приходиться кремнієвої та гумінової кислот на один моль гідроксиду алюмінію або заліза, а також чим ширше співвідношення між гуміновими кислотами та протеїнами, тим вища ємність вбирання.

Ємність вбирання залежить від реакції середовища, кількості та складу колоїдів. Чим вища лужна реакція середовища, тим вища ємність вбирання катіоні. Ґрунти, які містять в своєму складі велику кількість колоїдів, мають більш високу ємність вбирання катіонів. Органічні колоїди характеризуються більшою ємністю вбирання в порівнянні з мінеральними.

Ввібрані катіони можуть бути в обмінному і необмінному стані. Перехід катіонів з обмінного стану в необмінний буває, наприклад, при старінні і частково при кристалізації гелів. Кристалізація викликає необмінне зв'язування гелів.

Явище кристалізації пов'язане з висушуванням ґрунту. В необмінний стан катіони переходять при біологічному вбиранні. Необмінне вбирання погіршує умови використання катіонів рослинами. Перехід в необмінний стан іонів натрію у солонців поліпшує фізичний стан цих ґрунтів, так як зменшує дифузний шар міцел колоїдів, послаблює набрякання і пептизацію ґрунтових колоїдів, знижує полярність ґрунтів.

Необхідний стан катіонів може переходити в обмінний при розкладанні органічної речовини і пептизації ґрунтових колоїдів, при посиленому подрібненні ґрунтів.

Виділення обмінних катіонів в ґрунтовий розчин відбувається в результаті обміну на катіони ґрунтового розчину в еквівалентних кількостях.

На основі вчення К.К. Гедройця про фізико-хімічну вбирну здатність ґрунти нашої країни можна розділити на такі групи:

1. *ґрунти насичені основами і незасолені.*

Головними і майже єдиними вбирними основами в цих ґрунтах є кальцій і магній. До цієї групи відносяться переважно чорноземи звичайні.

Наявність значної кількості вбирного Ca^{2+} сприяє утворенню та збереженню водотривкої структури ґрунту.

2. *ґрунти, ненасичені основами,* вміщують крім вбирних Ca^{2+} та Mg^{2+} , ввібраний водень, рухомий алюміній. Сюди відносяться підзоли, дерново-підзолисті, різні заболочені, сірі лісові ґрунти.

ґрунти, які ненасичені основами, характеризуються менш сприятливим для сільськогосподарських культур водно-повітряним режимом, ніж ґрунти першої групи, вони бідніші поживними речовинами і особливо потребують внесення добрив.

3. *Третя група ґрунтів вміщує ввібрані Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} .*

До цієї групи відносяться ґрунти сухого степу – каштанові. Ввібраний Na^{+} знаходиться також в чорноземах південних.

Наявність ввібраного натрію робить структуру ґрунту нестійкою по відношенню до розмивної дії води. ґрунти, які вміщують значну кількість вбирного натрію, наприклад солонці, характеризуються несприятливим для сільськогосподарських рослин водно-повітряним режимом і незручні в обробітку.

2.5.5. Екологічне значення вбирної здатності ґрунту

Вбирна здатність ґрунту – одна з його найважливіших властивостей. Особливо важливу роль в режимі ґрунтоутворення і властивостях ґрунту відіграють частинки менші 0,001 мм, від яких залежить ряд фізичних, фізико-механічних і водно-фізичних властивостей ґрунту. Особливо велике значення мають тонкодисперсні частинки для створення сприятливої структури ґрунту.

Тонкодисперсна частина ґрунту в значній мірі обумовлює режим живлення рослин. Це пов'язано з тим, що іони хімічних елементів, які звільнюються з кристалічних решіток мінералів і рослинних решіток, що розкладаються, частково поглинаються тонкодисперсними компонентами ґрунту. Катіони, що знаходяться в ввібраному стані є найважливішими елементами живлення рослин. Це кальцій, калій, магній, натрій, деякі рідкі та розсіяні хімічні елементи. Ввібрані іони настільки міцно зв'язані з ґрунтом, що не можуть бути відірваними водами, які просочуються через ґрунт. В той же час вони можуть бути відірвані осмотичними силами корневих волосків. Таким чином, тонкодисперсна частина ґрунту акумулює ряд хімічних елементів, необхідних рослинам для їх нормальної життєдіяльності, а також регулює надходження елементів живлення в рослини.

На властивості ґрунту і умови вирощування рослин великий вплив має склад обмінних катіонів. Так, у ґрунтів, насичених кальцієм, реакція близька до нейтральної; колоїди знаходяться в стані незворотних гелів і не пептизуються при надлишку вологи; ґрунти добре структуровані, мають сприятливі фізичні властивості. Чорноземи є прикладом таких ґрунтів. Насичення тонкодисперсної частини ґрунту іонами водню негативно відбивається на живленні рослин і на структурі ґрунтів, які мають підвищену кислотність.

Іони натрію ще в більшій мірі сприяють розпаду агрегатів ґрунту, диспергації тонкодисперсних частинок і їх вимиванню. Ці ґрунти мають несприятливі водно-фізичні властивості, підвищену щільність, погану водопроникність, слабку водовіддачу, низьку доступність ґрунтової вологи

(солонці, солонцюваті ґрунти). Реакція таких ґрунтів лужна, вона більш несприятлива для рослин, ніж кисла.

Різні ґрунти дуже відрізняються один від одного не лише абсолютним вмістом, але й якісним складом увібраних катіонів (табл.2.9.). Найбільш поширеними в ґрунтах є такі увібрані катіони як Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} , K^{+} , N^{+} , H^{+} та Al^{3+} . Крім цих катіонів звичайно, в ґрунтах є й інші (Rb, Cs, Sr, мікроелементи), але їх частка в ЄКО дуже мала.

Таблиця 2.9.. Величини ємності катіонного обміну різних типів ґрунтів

Тип ґрунту	Величина ЄКО
Дерново-підзолистий піщаний	3–6
Дерново-підзолистий середньоглинистий	10–20
Дерново-підзолистий глинистий	10–25
Сірий опідзолений середньо суглинковий	15–30
Чорнозем типовий важкосуглинковий	30–70
Чорнозем південний суглинковий	20–50
Світло-каштановий суглинковий	20–40
Сірозем типовий суглинковий	8–20
Жовтозем суглинковий	12
Червонозем суглинковий	13–25

Вбирна здатність ґрунту дуже впливає на перетворення в ньому мінеральних добрив, визначає ступінь їх рухливості у ґрунті. На ґрунтах з малою вбирною здатністю (піщаних і супіщаних) при внесенні легкорозчинних добрив можливе швидке вимивання поживних речовин і надмірне підвищення концентрації розчину, а тому азотні і калійні добрива на таких ґрунтах краще вносити невеликими дозами і незадовго до посіву. На ґрунтах з високою вбирною здатністю не відбувається вимивання поживних речовин та не спостерігається надлишкове збільшення концентрації розчину.