

Волинський національний університет імені Лесі Українки
Географічний факультет

С. В. Полянський

навчально-методичне видання

Ґрунтознавство з основами географії ґрунтів

бакалаврам спеціальності Е4 Науки про Землю ОПП Гідрологія

Луцьк – 2025

УДК 631.4(07)

Г 90

*Рекомендовано до друку науково-методичною радою
Волинського національного університету імені Лесі Українки
(протокол № 3 від 19 листопада 2025 р.)*

Рецензенти:

Фесюк В. О. – доктор географічних наук, професор кафедри фізичної географії Волинського національного університету імені Лесі Українки;

Г 90 Полянський С. В. Ґрунтознавство з основами географії ґрунтів: курс лекцій для бакалаврів спеціальності Е4 Науки про Землю ОПП Гідрологія,. Луцьк : ПП Іванюк В. П., 2025. 80 с.

Методичне видання вміщує чотирнадцять тем лекційних занять, список використаної та рекомендованої літератури з ОК «Ґрунтознавство з основами географії ґрунтів». Висвітлено роль та функції ґрунтів у біосфері, їхні основні фізичні, хімічні, біологічні властивості й режими, родючість та способи її підвищення. Розглянуто вчення про чинники ґрунтоутворення й класифікацію ґрунтів.

Для здобувачів освіти географічних спеціальностей вищих навчальних закладів, викладачів, спеціалістів відповідних профілів. Видання може бути корисним для всіх, хто цікавиться ґрунтознавством.

**УДК 631.4(03)
ББК 40.35я2**

© Полянський С. В. (укладання), 2025

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА.....	4
ТЕМА 1. ПРЕДМЕТ, ЗАВДАННЯ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ.....	5
ТЕМА 2. ЗАГАЛЬНІ РИСИ ҐРУНТОУТВОРЕННЯ, МОРФОЛОГІЯ ТА КЛАСИФІКАЦІЯ ҐРУНТІВ	14
ТЕМА 3. ТОНКОДИСПЕРСНА ЧАСТИНА І ВБИРНА ЗДАТНІСТЬ ҐРУНТУ. ХІМІЧНИЙ СКЛАД ГАЗОВОЇ І РІДКОЇ ЙОГО ФАЗ	20
ТЕМА 4. МОРФОЛОГІЧНІ ОЗНАКИ ҐРУНТУ.....	26
ТЕМА 5. АГРОФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ТА СТРУКТУРА ҐРУНТУ.....	31
ТЕМА 6. ТЕПЛОВІ І ФІЗИКО-МЕХАНІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ.....	35
ТЕМА 7. ПОХОДЖЕННЯ, СКЛАД І ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ҐРУНТУ ТЕПЛОВІ І ФІЗИКО-МЕХАНІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ.....	39
ТЕМА 8. ПОХОДЖЕННЯ, СКЛАД ТА ВЛАСТИВОСТІ ОРГАНІЧНОЇ ЧАСТИНИ ҐРУНТІВ.....	44
ТЕМА 9. ПОГЛИНАЛЬНА ЗДАТНІСТЬ ҐРУНТІВ.....	49
ТЕМА 10. ҐРУНТОВІ КОЛОЇДИ.....	54
ТЕМА 11. КИСЛОТНІСТЬ І ЛУЖНІСТЬ ҐРУНТІВ.....	61
ТЕМА 12. ВОДНИЙ РЕЖИМ ҐРУНТІВ.....	66
ТЕМА 13. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ҐРУНТУ.....	72
ТЕМА 14. ПОВІТРЯНИЙ РЕЖИМ ҐРУНТУ.....	75
СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНИХ ДЖЕРЕЛ ТА ЛІТЕРАТУРА.....	79

ПЕРЕДМОВА

Ґрунтознавство – наука про ґрунти, їх утворення, будову, склад і властивостях, закономірностях їх географічного поширення, процесах взаємозв'язку з зовнішнім середовищем, що визначає їх основну властивість – родючість а також шлях раціонального їх використання і охорони. Особлива роль у ґрунтоутворенні належить живим організмам, насамперед зеленим рослинам і мікроорганізмам. Завдяки їх впливу відбуваються важливі процеси перетворення гірської породи у ґрунт і формування її родючості. В ґрунті відбувається накопичення і концентрація елементів зольного і азотного живлення рослин, синтез і руйнування органічної речовини, взаємодія продуктів життєдіяльності рослин і мікроорганізмів з мінеральними сполуками породи і т.п. Різноманітність природних умов, різний вік окремих територій обумовлюють різноманіття ґрунтів у природі. Завдяки своїм особливим якостям ґрунт відіграє важливу роль в житті органічного світу. Являючись продуктом і елементом ландшафту – особливим природним тілом, він виступає, як важливе середовище в розвитку природи земної кулі. Разом з тим, завдяки своїм властивостям зокрема родючості, ґрунт виступає, як основний засіб виробництва у сільському господарстві.

Ґрунтознавство є широкою природно науковою дисципліною і має зв'язки з фундаментальними науками, методами ґрунтознавства користуються природничі, сільськогосподарські і економічні науки. Найбільш важливими розділами ґрунтознавства, які необхідно знати студентам – вчення про формування і розвиток ґрунтів, вчення про ґрунтоутворюючі процеси і роль живих організмів у формуванні ґрунтів, вчення про родючість ґрунтів, характеристика основних фізичних і фізико-хімічних властивостей. Важливим розділом є класифікація і діагностика ґрунтів, географічні закономірності поширення ґрунтів екологічна роль ґрунтів і їх охорона.

Засновником ґрунтознавства є видатний вчений Василь Васильович Докучаєв (1846-1903), який вперше визначив поняття про ґрунт, його родючість, місце серед інших тіл природи, сформулював основні закони ґрунтоутворення та географічного розміщення ґрунтів у природі, розробив методи ґрунтово-географічних досліджень, наукову класифікацію ґрунтів, в основу якої покладено генетичні ознаки, що властиві самим ґрунтам. Завдяки працям В.В. Докучаєва були закладені основи ґрунтознавства як самостійної науки.

Значний вклад в подальший розвиток ґрунтознавства внесли такі вчені: П.А. Костичев, М.М. Сибірцев, П.С. Косович, К.К. Гедройц, В.Р. Вільямс, Л.І. Прасолов, Д.М. Прянішніков, К.Д. Глінка, С.О. Захаров, С.С. Неуструєв, Б.Б. Полинов, В.А. Ковда, О.Н. Соколовський, А.А. Роде, М.К. Крупський, Г.С. Гринь та багато інших. В їх працях доведено, що ґрунт являє собою складне самостійне природне тіло, яке знаходиться в постійному розвитку та динаміці. В залежності від тих чи інших факторів ґрунтоутворення формуються різні типи ґрунтів. Для того, щоб правильно і найбільш ефективно використовувати ґрунти, потрібно знати умови їх формування і властивості, без чого неможливо обґрунтовувати заходи щодо їх раціонального використання та охорони.

Лекція 1

ТЕМА. ПРЕДМЕТ, ЗАВДАННЯ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Зміст

1. Поняття про ґрунт
2. Роль ґрунту в природі і житті людини
3. Ґрунтознавство як наука
4. Методи вивчення ґрунту
5. Зв'язок ґрунтознавства з іншими науками та його структура
6. Короткий нарис історії ґрунтознавства

1. Поняття про ґрунт

Протягом тисячоліть людина уявляла ґрунт як відносно пухкий поверхневий шар суші Землі, на якому ростуть рослини і який є засобом сільськогосподарського виробництва. Таке поняття ототожнювалось з терміном земля – ділянкою поверхні, на якій жила людина. Наукове визначення цього терміна дав В. В. Докучаєв. На основі численних фактів, одержаних в процесі вивчення чорноземів Росії, та їх логічного аналізу він запропонував під ґрунтом розуміти виключно лише ті денні або близькі до них горизонти гірських порід, які були більше або менше природно змінені взаємним впливом води, повітря і різноманітних організмів – живих і мертвих. Він підкреслював, що ґрунти утворились шляхом надзвичайно складної взаємодії місцевого клімату, рослинності і тваринних організмів, складу і будови материнських гірських порід, рельєфу місцевості і, нарешті, віку країни. Отже, ґрунт є продуктом взаємодії живої і неживої природи, особливим природно-історичним тілом. Тому в сучасному ґрунтознавстві найчастіше використовують таке визначення: ґрунт – самостійне природно-історичне, органо-мінеральне тіло, яке виникло внаслідок дії живих і мертвих організмів і природних вод на поверхневі горизонти гірських порід під впливом кліматичних чинників, рельєфу і гравітаційного поля Землі. Основною властивістю ґрунту є родючість – здатність забезпечувати рослини поживними елементами, вологою, повітрям і теплом протягом вегетаційного періоду. Саме ця властивість відрізняє ґрунт від гірської породи. Всебічне вивчення родючості провів відомий ґрунтознавець В. Р. Вільямс. Він вказував, що поняття про ґрунт і його родючість нероздільні. Родючість – суттєва властивість, якісна ознака ґрунту, незалежна від ступеня його кількісного прояву. Таким чином, ґрунт як особливе природне тіло – це складна біомінеральна (біокосна) динамічна система, яка є комплексною функцією гірської породи, організмів, клімату, рельєфу, часу і якій властива родючість. Ґрунт, як будь-яке природне тіло, має своє положення в просторі, об'єм і межі; як форма природного ресурсу представлений у вигляді ґрунтового покриву Землі.

2. Роль ґрунту в природі і житті людини

Ґрунтовий покрив знаходиться на межі взаємодії літосфери, атмосфери, гідросфери і біосфери. Одночасно він є компонентом біосфери. Це зумовлює

його специфічну роль у цій складній системі земних геосфер, його глобальні функції. Б. Г. Розанов (1988) виділяє п'ять глобальних функцій ґрунту:

1. Ґрунт забезпечує існування життя на Землі. Майже всі живі організми суші одержують елементи мінерального живлення з ґрунту. Ґрунт є основою для закріплення вищих рослин, його населяють мікроорганізми, нижчі рослини, тваринні організми;

2. Ґрунт є сферою постійної взаємодії великого геологічного і малого біологічного кругообігу речовин на Землі. В ґрунті відбуваються процеси вивітрювання мінералів і гірських порід. Продукти вивітрювання частково виносяться атмосферними опадами в гідрографічну сітку, а звідти у Світовий океан, де вони утворюють осадові породи, які внаслідок тектонічних явищ можуть знову опинитись на поверхні Землі і зазнати вивітрювання. За такою схемою відбувається великий геологічний кругообіг речовин. Одночасно водорозчинні елементи засвоюються з ґрунту рослинами через ланцюг трофічних ланок знову повертаються в ґрунт. Так здійснюється малий біологічний кругообіг речовин;

3. Ґрунт здійснює регулювання біосферних процесів на Землі. Завдяки динамічному відтворенню родючості в ґрунті і на його поверхні підтримується висока насиченість живими організмами ;

4. Ґрунт регулює хімічний склад атмосфери і гідросфери. Фізичні, хімічні і біологічні процеси, які відбуваються в ґрунті, підтримують певний склад приземного шару атмосферного повітря та визначають хімічний склад континентальних вод;

5. Ґрунт здійснює акумуляцію активної органічної речовини і хімічної енергії.

Основною формою органічної частини ґрунту і носієм енергії є гумус. За даними В. А. Ковди (1970), у трав'янистих ландшафтах суші запаси енергії в гумусовому горизонті в 20 разів більші запасів енергії в рослинній біомасі. Згідно з вченням В. М. Сукачова про біогеоценози, ґрунт є невід'ємним компонентом природних екологічних систем (екосистем), або біогеоценозів, з яких складається біосфера. Він входить до них як окрема підсистема, яка пов'язана з іншими підсистемами численними зв'язками. В економічній сфері людського суспільства ґрунт набуває соціально-економічного поняття. У даному випадку ґрунт одночасно виступає як фізичне середовище, життєвий простір існування людей і як економічна основа, тобто основний засіб сільськогосподарського виробництва. Народногосподарське значення ґрунту як основного засобу виробництва в сільському господарстві визначається його основною властивістю – родючістю.

3. Ґрунтознавство як наука

Ґрунтознавство як наукова дисципліна сформувалось у кінці XIX ст. завдяки працям видатних вчених В. В. Докучаєва, П. А. Костичева, М. М. Сибірцева, їхніх учнів і послідовників. Виникнення наукового ґрунтознавства тоді було не випадковим. Його становленню сприяла прогресивна наукова

атмосфера середини XIX – початку XX століть. У цей період бурхливо розвивалося природознавство, яке базувалося на еволюційних ідеях Ч. Лайєля в геології і Ч. Дарвіна в біології. В історії наукового ґрунтознавства є період, який називають «золоте тридцятиліття» (1880–1910). У цей період класики російського ґрунтознавства разом з зарубіжними колегами – Є. Гільгердом (США), О. Зігмондом і П. Трейцем (Угорщина), Е. Романном (Німеччина) та іншими – розробили ряд положень наукового генетичного ґрунтознавства. Генетичного тому, що в його основі лежить вчення про генезис – походження, розвиток і еволюцію ґрунтів. Основними положеннями сучасного ґрунтознавства є:

- поняття про ґрунт як самостійне природно-історичне тіло, яке формується в часі і просторі під впливом чинників ґрунтоутворення;
- вчення про чинники ґрунтоутворення;
- концепція ґрунтоутворювального процесу як складного комплексу «елементарних» процесів;
- вчення про родючість ґрунту як його основну властивість, що забезпечує життя на Землі і є наслідком життя;
- поняття про сучасний ґрунтовий покрив як стадію в історії розвитку земної кори;
- принципи систематики і класифікації ґрунтів;
- вчення про зональність ґрунтового покриву (ґрунтові зони і зональні типи ґрунтів);
- поняття про педосферу як специфічну геосферу Землі.

У ґрунтознавстві застосовано системний підхід – ґрунт розглядається як складна система з великою різноманітністю внутрішніх і зовнішніх зв'язків. У таких системах зміна одного чинника зумовлює зміни багатьох інших. Важливе значення в розвитку ґрунтознавства мало твердження В. В. Докучаєва про те, що ґрунт є дзеркалом ландшафту. Склад, властивості і ознаки ґрунту є відображенням сукупної дії як сучасного комплексу чинників ґрунтоутворення, так і минулого їх стану. Ґрунт є закодованою історією ландшафту і його сучасного стану. В. А. Ковда та його школа обґрунтували і розвинули концепцію ґрунту як компонента біосфери. Згідно з даною концепцією ґрунт вивчають як елемент ґрунтового покриву, як компонент біосфери і як підсистему в екологічних системах. Такий підхід до ґрунту дав змогу ефективно провести дослідження з проблем біологічної продуктивності суші та зрозуміти механізми функціонування природних екологічних систем.

4. Методи вивчення ґрунту

Ґрунтознавство як самостійна галузь природознавства має свої методи дослідження. Основні з них розробив В. В. Докучаєв:

1. Порівняльно-географічний метод ґрунтується на залежності будови, складу і властивостей ґрунту від сукупної дії чинників ґрунтоутворення. В. В. Докучаєв зазначав, що зміна чинників ґрунтоутворення зумовлює зміну властивостей ґрунту. На основі цього він зробив висновки: а) якщо чинники ґрунтоутворення на різних територіях однакові, то і ґрунт буде однаковий; б)

вивчивши чинники, можна передбачити, яким буде ґрунт на даній території. Суть методу полягає в тому, що на даній території одночасно вивчають весь комплекс чинників ґрунтоутворення і детально самі ґрунти (їх будову, морфологічні ознаки, хімічний склад, фізико-хімічні властивості тощо). В результаті встановлюється залежність ознак або властивостей ґрунту від дії того або іншого чинника, від зміни чинників.

2. Метод стаціонарних досліджень полягає в систематичному спостереженні за будь-яким «елементарним» процесом у ґрунті, наприклад: зміна вмісту гумусових речовин протягом року, міграція хімічних елементів за профілем ґрунту тощо. На основі добутих даних встановлюють залежність морфологічних ознак і властивостей ґрунту від дії окремих чинників або їх сукупного впливу. Тому цей метод уточнює і доповнює дані, добуті під час порівняльно-географічних досліджень.

3. Профільний метод застосовують у всіх ґрунтових дослідженнях. За цим методом ґрунт вивчають від поверхні на всю глибину до ґрунтоутворювальної породи. При цьому на профілі визначають межі генетичних горизонтів і описують їх морфологію.

4. Метод ключів, або опорних ділянок, дає змогу вивчати і наносити на карту ґрунти значних територій за порівняно короткий час і з незначними витратами коштів і матеріальних ресурсів. Крім того, в ґрунтознавстві застосовують ряд інших методів, а саме: порівняльно-історичний, ґрунтових монолітів, ґрунтових лізиметрів, ґрунторезимних спостережень, балансовий, ґрунтових витяжок, аерокосмічний, радіонуклідний, експедиційний.

5. Зв'язок ґрунтознавства з іншими науками та його структура

Датою заснування сучасного наукового генетичного ґрунтознавства є 1883 р., коли вийшла з друку праця В. В. Докучаєва «Російський чорнозем». За сто років докучаївське ґрунтознавство перетворилося на розвинену галузь природознавства. Це було досягнуто завдяки правильній методології та фундаментальним методам дослідження, спираючись на які розвивалась дана наука. Протягом всієї історії свого становлення теоретичне ґрунтознавство було тісно пов'язане з фізико-математичними, хімічними, біологічними, геологічними і географічними науками. На основі наукових розробок вчених ґрунтознавців, біологів, фізиків і хіміків виникли такі розділи ґрунтознавства: мінералогія ґрунтів, геохімія ґрунтів, геохімія ландшафтів, фізика ґрунтів, хімія ґрунтів, біохімія ґрунтів, мікробіологія ґрунтів, зоологія ґрунтів, фізична і колоїдна хімія ґрунтів. Вивчення закономірностей просторового поширення ґрунтів зумовило виникнення самостійної наукової дисципліни – географії ґрунтів. Ґрунтознавство як теоретична наука успішно розвивалось ще й тому, що воно з початку свого становлення вирішувало конкретні завдання для потреб ряду галузей економіки. Внаслідок цього сформувались прикладні галузі ґрунтознавства: агроґрунтознавство, агрохімія, агрофізика, меліоративне, лісове, медичне, військове, будівельне ґрунтознавство. Одним з основних напрямів фізичної географії ХХ ст. є ландшафтознавство – вивчення природних комплексів. У

науковому ландшафтознавстві провідним є вивчення структури ландшафтів, тобто виявлення взаємозв'язків між їх компонентами і морфологічними частинами. Компонентами ландшафту є гірські породи, вода, ґрунти, рослинний і тваринний світ, клімат, рельєф, повітряні маси, людина. Отже, одним з головних джерел сучасного вчення про ландшафти є генетичне ґрунтознавство. Ґрунт як компонент ландшафту одночасно є його показником – є дзеркалом ландшафту. Цей вислів, дещо в іншій формі, належить В. В. Докучаєву. Він першим вказав, що ґрунт – дзеркало навколишнього середовища. Пізніше Б. Б. Полинов, який разом з В. В. Докучаєвим вважається засновником ландшафтознавства, перефразував вираз свого вчителя у вираз «ґрунт – дзеркало ландшафту». Проте цей афоризм не можна розуміти буквально. По-перше, ґрунт дзеркало не лише сучасного, а й минулих ландшафтів; по-друге – це метафора, мається на увазі відповідність. Ґрунт відповідає даним умовам. Ця концепція ґрунтується на тому, що ґрунт є наслідком розвитку з материнської породи під впливом певної сукупності чинників ґрунтоутворення. Ґрунт вважають серцевиною ландшафту. Він регулює ландшафт, запобігає його зникненню, бере участь у його відновленні після руйнування стихією або людиною. Ґрунтознавство в цілому і географія ґрунтів зокрема мають важливе значення в розвитку економічної і соціальної географії. Економічна характеристика окремих країн, регіонів, історичних районів неможлива без знання ґрунтового покриву і рівня його родючості. Пояснення процесів міграції населення по території материків, причин виникнення і зникнення держав, соціальних суперечок тією чи іншою мірою базуються на відомостях про ґрунти на даних територіях.

6. Короткий нарис історії ґрунтознавства

Розвиток ґрунтознавства, як і будь-якої іншої науки, відбувався під впливом потреб людського суспільства, розвитку культури, стану суміжних наук тощо. Крім того, розвиток науки підпорядкований загальним законам пізнання. Офіційною датою народження сучасного ґрунтознавства є 10 грудня 1883 року. В цей день у Петербурзькому університеті В. В. Докучаєв блискуче захистив докторську дисертацію «Російський чорнозем», в якій були сформульовані головні теоретичні концепції нової науки. Стало загальновизнаним, що цією працею В. В. Докучаєв здійснив революцію в знаннях про ґрунт і започаткував сучасне генетичне ґрунтознавство як самостійну природничу науку. Автор фундаментальної праці «История почвоведения от времени его зарождения до наших дней» І. А. Крупенников виділяє такі головні етапи розвитку ґрунтознавства:

1. Накопичення розрізнених фактів про властивості ґрунтів, їх родючість і засоби обробітку (неоліт, бронзовий вік). Це відбувалось 11–10 тис. років до нової ери, коли зароджувалось землеробство. В той час людина могла відрізнити одну ділянку від іншої за рівнем родючості і відшукати примітивний спосіб його обробітку.

2. Відособлення первинної системи використання ґрунтів для зростання землеробства, поява способів боротьби з засоленням ґрунтів, примітивний

кадастр земель (Єгипет, Месопотамія, Індостан, Китай, Мезоамерика). Даний період тривав кілька тисячоліть до нової ери і притаманний землеробській культурі епохи рабовласництва. Протягом цього періоду людина навчилася будувати зрошувальні і осушувальні системи, набула великого досвіду в землеробстві, її знання про ґрунт стали більш повними. До наших днів зберігся законодавчий акт вавилонського царя Хаммурапі «Кодекс Хаммурапі», в якому регламентувались земле- і водокористування.

3. Первинна систематизація відомостей про ґрунти (Феофраст, Катон, Пліній Старший), спроба їх класифікувати (Колумелла), перші спроби удобрення ґрунту (Варрон); загальна географія ґрунтів у працях Геродота і Страбона; введення уявлення про ґрунти в філософські (Лукрецій Карр) і релігійні концепції (IV ст. до н. е. – IV ст. н. е.). У цей період багато фактів і спостережень про ґрунти було зафіксовано у філософських трактатах Греко-Римської цивілізації. Особливо популярними були трактати Катона, Варрона, Вергілія і Колумелли. Колумелла в трактаті «Про сільське господарство» навів широкі відомості того часу про ґрунт і землеробство. Даний трактат вважається першою в світі сільськогосподарською енциклопедією, а його автора інколи називають «Докучаєвим античного світу».

4. Опис ґрунтів як земельних угідь для встановлення феодальних повинностей та привілеїв; «Писцовые книги» в Росії, оцінка ґрунтів у Литві, Білорусі і в Україні (VI – XVI ст.). Для цього періоду характерний застій у розвитку наук. Нових відомостей про ґрунт та його властивості було зібрано мало. В той час було багато описано ґрунтів різних територій, на основі чого їм давалась якісна оцінка. У багатьох країнах Європи офіційно були введені земельні кадастри.

5. Знання про ґрунти в епоху Відродження; агрономічні трактати Альберта Великого, Петра Кресценція; ґрунти в уявленні Абу Ібн Сіні (Авіценни), Леонардо да Вінчі про утворення ґрунтів під впливом рослинності; перші відомості про роль солей ґрунту в живленні рослин – Бернар Паліссії (XV–XVII ст.).

6. Зародження сучасних поглядів на родючість і її зв'язок з гірськими породами – Н. Валлеріус у Швеції, Ломоносов у Росії; посилення ролі ґрунту в агрономічних творах (XVIII ст.). Велике значення в збагаченні знань про ґрунти мала праця німецького вченого Н. А. Кюльбеля «Книга про родючість ґрунту» (1740). У ній, зокрема, була обґрунтована гіпотеза водного живлення рослин. Помітною подією даного періоду були ідеї французького вченого А. Тюрго щодо економічної оцінки землі та його обґрунтування «Закону спадної родючості ґрунту». У другій половині XVII ст. з'явилися нові ідеї про походження ґрунтів у працях російських вчених: М. В. Ломоносова, П. С. Палласа та І. А. Гольденштедта.

7. Розширення і поглиблення ґрунтових досліджень і їх узагальнення, гумусова теорія живлення рослин (Н. А. Кюльбель, А. Теєр, І. М. Комов, М. Г. Павлов); відкриття Ю. Лібіхом мінерального живлення рослин (засвоєння «солей» ґрунту); початок великої дискусії про чорноземи; перші ґрунтові і

агрогеологічні карти; геологічне ґрунтознавство в Німеччині та інших країнах; вчення про родючість ґрунту та його трактовка (кін. XVIII – середина XIX ст.). На кінець XVIII ст. була доведена необґрунтованість теорії водного живлення. На початку XIX ст. німецький вчений А. Д. Теєр висунув гумусову теорію живлення рослин, згідно з якою рослини живляться лише органічними речовинами і водою. Він був одним із засновників агрономії в Німеччині і організатором першого вищого навчального закладу. Відомими вченими в той період були М. Є. Вольні, Г. Деві, М. Г. Павлов, Й. Я. Берцеліус, Ю. Лібіх, Ж. Б. Буссенго. Їх по праву вважають засновниками агрохімії, які сформулювали основні принципи агрікультурхімії. За класифікацією агрікультурхіміків ґрунти поділялись на хороші, середні, погані, вівсяні, пшеничні, картопляні тощо. Велике наукове і практичне значення мала робота Ю. Лібіха «Хімія в застосуванні до землеробства і фізіології» (1840), в якій він критикував гумусову теорію і сформулював теорію мінерального живлення рослин. Ґрунт почали вважати за гірську породу, її стали вивчати геологи. Внаслідок цього виник агрогеологічний напрямок у ґрунтознавстві (роботи Ф. А. Фаллау, Г. Беренд, Ф. Ріхтгофен та ін.). У 1837 р. К. Шпренгель вперше застосував слово «ґрунтознавство». У цей період з'являються перші карти ґрунтів великих територій. В Росії перша карта була складена у 1851 р. під керівництвом К. С. Веселовського, друга – у 1879 р. під керівництвом В. І. Чаславського.

8. Створення теоретичного ґрунтознавства, докази найважливіших його концепцій: ґрунт – самостійне тіло природи, яке має профільну будову; родючість – його основна властивість; вчення про ґрунтові типи, їх генезис і еволюцію; класифікація ґрунтів; ґрунт і ландшафт; закони зональності (В. В. Докучаєв, . М. М. Сибірцев, П. А. Костичев, В. Р. Вільямс, Є. В. Гільгард, П. Трейтц, Г. М. Мурґоч та ін.) (кінець XIX – початок XX ст.).

В чому ж суть наукової революції, здійсненої В. В. Докучаєвим? По-перше, він показав, що ґрунт є самостійним природно-історичним тілом, яке розвинулось з гірської породи під впливом сукупної дії чинників ґрунтоутворення. По-друге, В. В. Докучаєв сформулював основні теоретичні концепції генетичного ґрунтознавства, про які було сказано вище. По-третє, ним розроблені і освоєні методи ґрунтових досліджень: порівняльно-географічний, профільно-морфологічний та ін. По-четверте, він заклав основи сучасної картографії ґрунтів. По-п'яте, дав наукову класифікацію ґрунтів, основу на генетичному принципі. З 1888 до 1894 р. В. В. Докучаєв очолює Полтавську експедицію, у складі якої працюють В. І. Вернадський, Г. М. Висоцький, Г. І. Танфільєв. Були проведені глибокі дослідження ґрунтів, рослинності і геології Полтавської губернії. Результати досліджень стали основою для розробки теоретичних і практичних питань сільськогосподарського ґрунтознавства, геоморфології, фізичної географії. У Полтавському краєзнавчому музеї створена експозиція, на якій представлені зразки ґрунту і особисті речі В. В. Докучаєва. У 1892 р. він організовує дослідні станції поблизу Старобельська (сучасна Луганська обл.) і Велико-Анадольська (сучасна Донецька обл.) з метою дослідження ґрунтів, проведення метеорологічних спостережень та дослідів по

захисному лісорозведенню та регулюванню водного режиму ґрунту. Ціла плеяда учнів В. В. Докучаєва внесла значний вклад також в розвиток інших галузей природознавства. Серед них В. І. Вернадський – мінеролог, основоположник геохімії; Ф. Ю. Левінсон-Лессінг – петрограф; географи та геоботаніки А. М. Краснов і Г. І. Танфільєв; В. П. Амаліцький – геолог і палеонтолог; К. Д. Глінка – академік, ґрунтознавець; П. В. Стоцький – перший редактор журналу «Почвоведение», заснованого у 1899 р. та ін. Німецький геолог і географ Ф. Ріхтгофен виділив на земній поверхні області формування ґрунтоутворюючих порід. Видатний американський ґрунтознавець Є. Гільгард (1833–1916) вважав, що провідна роль у ґрунтоутворенні і вивітрюванні належить кліматичним чинникам. Пізніше він дійшов висновку, що на ґрунтоутворення впливають також материнська порода, рельєф і рослинний покрив. Велику роль в історії ґрунтознавства відіграв німецький ґрунтознавець Е. Романи (1853–1926), який в кінці XIX ст. стояв на позиціях генетичного ґрунтознавства. Він відкрив тип бурих лісових ґрунтів, поширених у Західній Європі під широколистяними лісами, широко використовував праці докучаєвської школи. Плідно працювали в цей період також ряд інших зарубіжних вчених: Ю. Шлезінг (Франція), Г. М. Мурґоч (Румунія), Н. П. Пушкарів (Болгарія), П. Трейтц, А. Зіґмонд (Угорщина), С. Міклашевський (Польща), І. Копецький (Чехословаччина) та ін.

9. Завоювання докучаєвським вченням провідного положення в світі, нові класифікації ґрунтів в різних країнах; диференціація ґрунтознавства в країнах Азії, Африки і Латинської Америки; вчення про вбирну здатність ґрунту (початок XX ст.). У 1925 р. створюються Ґрунтовий інститут АН СРСР ім. В. В. Докучаєва, Інститут ґрунтознавства при Середньо-Азіатському державному університеті, Секція ґрунтознавства при наркоматі землеробства УРСР та ряд ін. В двадцяті і тридцяті роки видано ряд ґрунтово-географічних карт, проведені великомасштабні ґрунтові дослідження на значних територіях, сформувалось меліоративне ґрунтознавство. З'явилося багато нових теоретичних розробок з ґрунтознавства, за якими стояли імена видатних вчених (Глінка К. Д., Гедройц К. К., Неуструєв С. С., Вільямс В. Р., Полинов Б. Б., Просолов Л. І., Захаров С. О., Соколовський О. Н., Коссович П. С., Вернадський В. І., Прянишников Д. М., Тулайков М. М. та ін.). Великий внесок у розвиток генетичного ґрунтознавства зробив видатний український ґрунтознавець академік Соколовський Олексій Никонорович. Наукові праці О. Н. Соколовського присвячені вивченню фізико-хімічних властивостей ґрунтів, окультуренню підзолистих і солонцюватих ґрунтів, ролі кальцію в ґрунтоутворенні та іншим питанням ґрунтознавства. Своїми працями він вніс значний вклад у розвиток теорії про ґрунтовий колоїдний комплекс, у вивчення процесу формування структурних агрегатів і агрономічне значення структури ґрунту, розробив систему індексації генетичних горизонтів ґрунту і спосіб хімічної меліорації солонців.

10. Зародження конструктивного ґрунтознавства (сучасний період): широке використання новітніх методів математики, фізики, хімії, моделювання ґрунтових процесів; розробка капітальних методів меліорації і охорони ґрунтів; вивчення земельних ресурсів світу і проблем природокористування; складання

Світової карти ґрунтів ФАО-ЮНЕСКО. Друга світова війна певною мірою загальмувала розвиток ґрунтознавства, проте вже в перші післявоєнні роки почався новий етап його інтенсивного розвитку, який образно називають «педологічним вибухом». Характерною рисою цього періоду є інтенсивне дослідження ґрунтового покриву колишніх колоніальних територій Азії, Африки і Латинської Америки. В цей час різко зростає кількість ґрунтознавців-професіоналів, відкриваються нові наукові журнали з ґрунтознавства, багаторазово зростає кількість публікацій. Якісно зріс теоретичний рівень науки завдяки широкому застосуванню нових хімічних, фізичних, математичних, кібернетичних, біологічних, економічних, картографічних та інших методів досліджень. Різко зросло практичне застосування наукових розробок у різних галузях економіки. Сучасний етап розвитку ґрунтознавства дав цілу плеяду нових видатних ґрунтознавців як в нашій країні, так і за кордоном. Назвемо лише деяких з них: В. Р. Волобуєв, С. В. Зони, І. П. Герасимов, О. Н. Соколовський, М. М. Коконова, Н. Б. Вернандер, М. К. Крупський, О. А. Роде, М. А. Глазовська.

Контрольні питання

1. Визначте поняття «ґрунт», охарактеризуйте етапи його становлення.
2. Охарактеризуйте ґрунтознавство як науку, його основні положення.
3. Зв'язок ґрунтознавства з іншими науками, основні розділи ґрунтознавства.
4. Назвіть основні методи вивчення ґрунту, методологічні принципи генетичного ґрунтознавства.
5. Дайте визначення ролі ґрунту в природі і суспільстві, чому ґрунт є основним засобом виробництва у сільському господарстві?

Лекція 2.

ТЕМА. ЗАГАЛЬНІ РИСИ ҐРУНТОУТВОРЕННЯ, МОРФОЛОГІЯ ТА КЛАСИФІКАЦІЯ ҐРУНТІВ

Зміст

1. Стадійність ґрунтоутворення
2. Спрямованість процесів ґрунтоутворення
3. Геохімія та енергетика ґрунтоутворення
4. Ґрунтовий профіль і генетичні горизонти
5. Класифікація ґрунтів

1. Стадійність ґрунтоутворення

Характер проходження окремих стадій ґрунтоутворення зумовлений комплексом чинників в різних природнокліматичних зонах земної кулі.

1. Стадія початкового ґрунтоутворення часто збігається з процесом вивітрювання скельних гірських порід. Ця стадія триває довго, оскільки ґрунтоутворення охоплює незначний шар субстрату. Малопотужний профіль слабо диференційований на генетичні горизонти.

2. Стадія розвитку ґрунту відбувається на пухких відкладах великої потужності і завершується диференціацією профілю на генетичні горизонти. Між морфологічними ознаками і властивостями ґрунту, з одного боку, і чинниками ґрунтоутворення, з другого, встановлюється динамічна рівновага. Ця стадія відбувається інтенсивно.

3. Стадія рівноваги (клімаксий стан) триває невизначений час. Між ґрунтом і комплексом чинників підтримується динамічна рівновага.

4. У процесі еволюції екологічної системи елементи ландшафту (чинники ґрунтоутворення) можуть зазнавати тих чи інших змін (зміна клімату, рослинності, порушення екосистеми людиною тощо). Такі зміни зумовлюють зміни в процесі ґрунтоутворення. Настає стадія еволюції ґрунту, яка зумовлює перехід його до нової стадії рівноваги нового ґрунту з новим профілем (перехід солончака в солонець, формування чорнозему з лучного ґрунту при зниженні рівня ґрунтових вод тощо).

2. Спрямованість процесів ґрунтоутворення

Ґрунт – арена взаємодії малого біологічного і великого геологічного кругообігу речовин. Вчення про біологічний кругообіг речовин в ґрунті розробив В. Р. Вільямс на основі наукових ідей В. І. Вернадського про роль живих організмів в біохімічних процесах на нашій планеті. Під біологічним кругообігом речовин розуміють надходження з ґрунту, гірських порід і атмосфери в організми хімічних елементів, синтез органічних речовин, розкладання їх мікроорганізмами і повернення хімічних елементів в ґрунт і атмосферу. В результаті біологічного кругообігу речовин ґрунтоутворююча порода взаємодіє з живими організмами та продуктами їх життєдіяльності. Одночасно під впливом великого кругообігу хімічні елементи мігрують по профілю ґрунту, що зумовлює формування його хімічного складу. Взаємодія біологічного і геологічного кругообігів проявляється через ряд протилежно

спрямованих процесів, які відбуваються в ґрунті у процесі його формування. Б. Г. Розанов (1988) наводить 13 таких процесів:

1. Руйнування первинних і вторинних мінералів – неосинтез мінералів.
2. Біологічна акумуляція елементів в ґрунті – засвоєння хімічних елементів організмами з ґрунту.
3. Гідрогенна акумуляція елементів в ґрунті – геохімічне винесення елементів з ґрунту.
4. Розкладання органічних сполук – синтез нових органічних сполук.
5. Вбирання іонів з розчину твердою фазою ґрунту – перехід іонів з твердої фази в розчин.
6. Розчинення речовин – випадання речовин в осад.
7. Пептизація колоїдів – коагуляція колоїдів.
8. Низхідний рух розчинів – висхідний рух розчинів.
9. Зволоження ґрунтової маси – висихання ґрунтової маси.
10. Набухання ґрунту – усадка ґрунту.
11. Нагрівання ґрунту – охолодження ґрунту.
12. Окислення – відновлення.
13. Фіксація азоту – денітрифікація.

Сукупність цих процесів і становить загальний процес ґрунтоутворення. Багато з цих процесів мають циклічний характер. Всі ґрунтоутворюючі процеси О. А. Роде поділив на макропроцеси і мікропроцеси. Макропроцес охоплює весь профіль ґрунту в цілому, а мікропроцеси відбуваються в межах ізольованих ділянок ґрунтового профілю. Макропроцеси, які є специфічними для ґрунтоутворення, І. П. Герасимов назвав елементарними ґрунтовими процесами (ЕГП). Цей термін набув загального визнання серед ґрунтознавців.

3. Геохімія та енергетика ґрунтоутворення

Геохімія ґрунтоутворення вивчає міграцію і трансформацію хімічних сполук як по вертикалі в межах ґрунтового профілю, так і по горизонталі в межах ґрунтового покриву даної місцевості. Рушійною силою геохімічних процесів є взаємодія малого біологічного і великого геологічного кругообігу речовин. Чинниками міграції хімічних сполук ґрунту є: життєдіяльність організмів, рух водних розчинів і повітряних мас. Хімічні сполуки ґрунтів і ґрунтоутворюючих порід мають різну міграційну здатність. Це зумовлює різну швидкість їх переміщення і, як наслідок, поступову диференціацію, перерозподіл їх у просторі. Міграційна здатність хімічних сполук і хімічних елементів залежить від ступеня дисперсності і розчинності даного мінералу. Міграційна здатність розчинених у воді речовин набагато більша міграційної здатності глинистих суспензій. Крім того, на швидкість міграції хімічних елементів впливає реакція середовища. В кислому середовищі (рН-6 і менше) зростає міграційна здатність багатьох хімічних елементів. Лише деякі сполуки краще розчиняються в лужному середовищі (сполуки кремнезему). Щоб оцінити вплив великого геологічного кругообігу речовин в перерозподілі хімічних елементів по профілю ґрунту, О. І. Перельман (1955) ввів поняття коефіцієнта водної міграції

(коефіцієнт міграційної здатності) – відношення середнього вмісту цього елемента в річковій воді до середнього його вмісту в літосфері. Групи елементів за коефіцієнтом міграційної здатності подібні до рядів Б. Б. Полинова. Чим менша ця величина, тим менше виноситься хімічного елемента і тим більше його залишається у ґрунті. Процес перерозподілу хімічних елементів по профілю ґрунту здійснюють також вищі рослини. Вони засвоюють хімічні елементи з нижніх горизонтів ґрунту і ґрунтоутворюючої породи і транспортують їх в надземні органи. Після відмирання рослин і розкладання органічних решток винесені з глибини хімічні елементи акумулюються у верхньому горизонті ґрунту. Щоб оцінити вплив біологічного кругообігу на перерозподіл хімічних елементів, користуються коефіцієнтом концентрації хімічних елементів наземною рослинністю. Дана величина виражається відношенням вмісту хімічного елемента в сухій масі рослин до вмісту даного елемента в літосфері. Чим більша дана величина, тим більше вищі рослини акумулюють даний елемент в гумусовому горизонті ґрунту. До таких елементів належать вуглець, азот, фосфор, сірка, хлор, бром. Таким чином, хімічний склад ґрунту відрізняється від хімічного складу літосфери. В ґрунті міститься більше елементів, які інтенсивно накопичуються рослинністю і які мають низьку міграційну здатність. Поряд з обміном речовин в процесі ґрунтоутворення відбувається обмін енергії. Ґрунт, як самостійне природне тіло, є певною термодинамічною системою. Основні положення енергетики ґрунтоутворення розробив В. Р. Волобуєв. Основним джерелом теплової енергії для всіх процесів ґрунтоутворення є сонячна радіація. Інші джерела енергії не мають суттєвого значення в тепловому балансі ґрунтів. Згідно з даними В. Р. Волобуєва (1963), енергія, яка бере участь у ґрунтоутворенні, витрачається на випаровування, транспірацію, вивітрювання, перетворення органічних і мінеральних речовин мікроорганізмами, механічне переміщення солей та тонкодисперсних часток. Значна частина енергії акумулюється в гумусі. За даними В. А. Ковди (1973), сумарний запас гумусу на суші нашої планети становить 2,4-1012 т, в якому акумульовано 5,44-1019 кДж внутрішньої енергії. Сумарні витрати енергії на ґрунтоутворення найменші в тундрі і пустинях (8 –20 кДж/см² – рік), найбільші у вологих тропіках (250 –290 кДж/ см² -рік) та в лісовій і степовій зонах помірного поясу (42 –167 кДж/ см² - рік). Наведені дані свідчать про те, що інтенсивність ґрунтоутворення у вологих тропіках в 7 разів вища, ніж в тропічних пустинях. Витрати енергії на ґрунтоутворення збільшуються від тундри до тропіків більш як у 20 разів. Основна частка енергії (95 –99,5 %) витрачається на випаровування і транспірацію, на біологічні процеси – 0,5 –5,0%. Кількість енергії, яка витрачається на ґрунтоутворення, залежить від вологості ґрунту. Чим вища вологість ґрунту, тим більше енергії використовується на ґрунтоутворення. В сухому ґрунті процеси ґрунтоутворення практично припиняються.

4. Ґрунтовий профіль і генетичні горизонти

Поняття про ґрунтовий профіль і профільний метод вивчення ґрунтів в науку ввів В. В. Докучаєв в кінці минулого століття, основними складовими

частинами профілю є генетичні горизонти. В сучасному ґрунтознавстві під генетичним горизонтом розуміють однорідні шари ґрунту, з яких складається ґрунтовий профіль і які різняться між собою за морфологічними ознаками, складом і властивостями. Сукупність генетичних горизонтів називають ґрунтовим профілем. Для кожного природного типу ґрунтоутворення характерна своя сукупність горизонтів. Всі горизонти в профілі взаємно пов'язані і взаємно зумовлені. Тобто, профіль ґрунту – це генетична цілісність всіх його горизонтів. У тридцятих роках нинішнього століття український ґрунтознавець О. Н. Соколовський (1936) запропонував принципово нову систему індексів. Детальніше її розробили його учні (М. К. Крупський та інші, 1979). Систему Індексів О. Н. Соколовського в наш час з успіхом використовують в Україні. Розвиток ґрунтознавства привів до виділення великої різноманітності генетичних горизонтів різних типів ґрунтів. На жаль, до сьогодення дня у ґрунтознавстві різних наукових шкіл немає єдиного підходу до діагностики і символіки різних ґрунтових горизонтів. Так, в системі О. Н. Соколовського перехідні горизонти позначають мішаними символами, які складаються з символів основних горизонтів. Наприклад, He – гумусно-елювіальний, IH – ілювіально-гумусний, El – елювіально-глейовий, Pk – карбонатна материнська порода та ін. Різноманітні природні умови зумовлюють велику різноманітність ґрунтових профілів. За характером співвідношення генетичних горизонтів всі ґрунтові профілі поділяють на дві великі групи: прості і складні. В межах кожної групи виділяють кілька типів ґрунтових профілів. До групи простих профілів належать ґрунти з примітивним, нормальним, слабкодіференційованим і еродованим профілями. До групи складних профілів належать профілі реліктового, багаточленного, поліциклічного, перевернутого глибоким обробітком, строкатого мозаїчного ґрунтів. Переважна кількість сучасних зональних і інтрозональних ґрунтів мають нормальний тип будови профілю, який і потрібно детально вивчити. Залежно від ландшафтно-геохімічних умов формування ґрунти поділяють на дві групи: автоморфні і гідроморфні. Автоморфні ґрунти формуються на добре дренованих вододілах під впливом нисхідного руху атмосферних опадів, які зумовлюють рух хімічних елементів зверху донизу. Гідроморфні ґрунти формуються в умовах близького залягання ґрунтових вод. У цьому разі ґрунтоутворення відбувається під впливом нисхідного руху води, яка періодично або постійно збагачує ґрунт хімічними сполуками і таким чином формується хімічний склад ґрунту

5. Класифікація ґрунтів

Основним завданням класифікації ґрунтів є об'єднання їх в групи за їх властивостями, походженням і особливостями родючості. Історія розробки і удосконалення класифікації ґрунтів складна і неоднозначна. В наш час в світі немає єдиної загальноприйнятої класифікації. В сучасному ґрунтознавстві існує три головних напрями класифікації ґрунтів: російський, американський (США) і міжнародний (ФАО/ЮНЕСКО). Кожний з цих напрямів базується на своїх принципах класифікації. У свій час В. В. Докучаєв і М. М. Сибірцев заклали

основи генетичної класифікації ґрунтів. Вона розвивалась і удосконалювалась багатьма видатними ґрунтознавцями. В результаті виникло кілька класифікаційних схем. Розробка сучасної класифікації ґрунтів базується на таких основних принципах:

1. Класифікація ґрунтів має відбивати основні властивості і режими ґрунтів, враховувати умови ґрунтоутворення і процеси, які формують ґрунт, об'єднувати екологічний, морфологічний і еволюційний підходи. Саме в цьому суть генетичної класифікації. Класифікація має будуватись на науковій системі таксономічних одиниць.

2. Класифікація має враховувати ознаки і властивості, які ґрунт набув в результаті виробничої діяльності людини.

3. Класифікація має розкривати агровиробничі особливості ґрунту, сприяти їх раціональному використанню.

В основі сучасної системи таксономічних одиниць класифікації ґрунтів лежить докучаєвське вчення про тип ґрунту. Генетичний тип – велика група ґрунтів, які розвиваються в однотипносполучених біологічних, кліматичних і гідрологічних умовах на певній групі ґрунтоутворюючих порід. Він характеризується чітким проявом основного процесу ґрунтоутворення. Прикладами типів ґрунтів є чорноземи, сірі лісові, каштанові. В межах типу виділяють підтипи – групи ґрунтів, які якісно різняться між собою за проявом основного процесу ґрунтоутворення. Наприклад, основним процесом формування чорноземів вважають процес накопичення гумусу і формування гумусного горизонту. Залежно від географічної широти і відповідно із зміною чинників ґрунтоутворення в межах чорноземної зони потужність гумусного горизонту і процентний вміст гумусу будуть різні, тобто прояв основного процесу в різних пунктах буде неоднаковим. Тому чорноземні ґрунти поділяють на кілька підтипів: чорнозем типовий, чорнозем звичайний, чорнозем південний. Крім того, підтипи ґрунтів виділяють при накладанні додаткових процесів ґрунтоутворення (чорнозем опідзолений, глейово-підзолистий, дерново-підзолистий); при наявності в межах зони або; підзони специфічних кліматичних фацій; при суттєвій зміні основної ознаки типу (темнокаштановий, каштановий, світло-каштановий). В межах підтипу виділяють роди ґрунту. На роди ґрунти поділяють за характером комплексу місцевих умов: складом ґрунтоутворюючих порід, складом і положенням ґрунтових вод, реліктовими ознаками тощо. Так серед типових чорноземів виділяють роди глибокоскипаючі, безкарбонатні, солонцюваті, залишково-карбонатні та ін. За ступенем розвитку основної морфологічної ознаки роди ґрунтів поділяють на види. Наприклад, основною морфологічною ознакою підзолистих ґрунтів є потужність підзолистого горизонту. За цією ознакою виділяють сильно-, середньо- і слабкопідзолисті ґрунти. Серед чорноземів за потужністю гумусного горизонту виділяють неглибокі, середньоглибокі, глибокі і надглибокі види, а за вмістом гумусу – мало-, середньо- і багатогумусні. Підвиди ґрунту виділяють у випадку наявності супутнього процесу (засолення, оглеєння). За ступенем розвитку супутнього процесу серед чорноземів виділяють слабо-, середньо- і сильносолонцюваті

грунти. Різновидність ґрунту. На різновидності ґрунти поділяють за механічним складом (піщані, супіщані, легкосуглинкові тощо). Розряд ґрунту – група ґрунтів, які утворилися на однорідній породі (морені, воднольодовикових пісках, лесах, вапняках тощо). Таким чином, повна назва будь-якого ґрунту складається з ряду таксонів і тому є громіздкою. Одночасно вона дає велику інформацію про склад, властивості і якість ґрунту. Наводимо приклад повної назви двох ґрунтів, поширених в Україні: – чорнозем – звичайний – високоскипаючий – середньогумусний – слабкосолонцюватий – важкосуглинковий – на лесі Тип Підтип Рід Вид Підвид Різновидність Розряд – сірий лісовий – темно-сірий – залишково-карбонатний – глибокий – легкосуглинковий – на лесовидному суглинку.

Лекція 3.

ТЕМА. ТОНКОДИСПЕРСНА ЧАСТИНА І ВБИРНА ЗДАТНІСТЬ ҐРУНТУ. ХІМІЧНИЙ СКЛАД ГАЗОВОЇ І РІДКОЇ ЙОГО ФАЗ

Зміст

1. Поняття про вбирну здатність ґрунту та її типи
2. Ґрунтові колоїди і ґрунтовий вбирний комплекс
3. Екологічне значення вбирної здатності ґрунту
4. Ґрунтовий розчин
5. Кислотно-лужні властивості ґрунтів
6. Буферність ґрунтів
7. Склад ґрунтового повітря та його роль у ґрунтоутворенні

1. Поняття про вбирну здатність ґрунту та її типи

Здатність твердої фази ґрунту вбирати тверді, рідкі і газоподібні речовини називають вбирною здатністю. Вбирну здатність ґрунту ґрунтовно вивчав відомий ґрунтознавець К. К. Гедройц. Залежно від природи вбирання він виділив такі її типи:

1. Механічне вбирання відбувається під час фільтрації води крізь ґрунт. При цьому пори і капіляри затримують частки, розмір яких більший за діаметр капілярів. Завдяки механічному вбиранню людина одержує чисту джерельну воду, а саме явище широко використовують при будівництві штучних фільтрів для очищення води.

2. Молекулярно-сорбційне, або фізичне, вбирання проявляється в тому, що на поверхні колоїдів ґрунту вбираються молекули речовин, які мають полярну будову. Прикладом фізичного вбирання є адсорбція ґрунтом молекул води. Вода, увібрана колоїдами ґрунту, називається гігроскопічною. Глинисті ґрунти, які містять в собі велику кількість колоїдних часток, мають високу гігроскопічність, піщані, навпаки, є низькогігроскопічними.

3. Іонно-сорбційне, або фізико-хімічне (обмінне), вбирання – здатність ґрунту вбирати на поверхні колоїдних часток іони і обмінювати їх на еквівалентну кількість іонів ґрунтового розчину.

4. Хімічне вбирання зумовлено утворенням в ґрунтовому розчині важкорозчинних сполук, які випадають в осад. Катіони і аніони, які надходять у ґрунт з атмосферними опадами взаємодіють з солями ґрунтового розчину. В результаті утворюються нерозчинні або важкорозчинні сполуки. Біологічне вбирання зумовлене здатністю живих організмів, що населяють ґрунт, засвоювати хімічні елементи. Після відмирання організмів засвоєні ними хімічні елементи акумулюються у верхньому шарі ґрунту у складі органічних речовин.

2. Ґрунтові колоїди і ґрунтовий вбирний комплекс Тонкодисперсна частина ґрунту (частинки розміром менше 0,001 мм) відіграє значну роль у фізико-хімічних процесах, що відбуваються у ґрунті. Колоїдна частина цієї фракції (частки розміром менше 0,0001 мм) має велику питому поверхню і високу вбирну здатність, яка відіграє дуже важливу роль у ґрунтоутворенні.

Незалежно від походження колоїди несуть на своїй поверхні заряд. Природа виникнення заряду у мінеральних колоїдів пояснюється так. Уламки більшості глинистих мінералів мають кристалічну структуру. Всередині даного уламку енергетичні зв'язки між іонами, атомами чи групами атомів взаємно врівноважені, а на поверхні вони частково ненасичені. Поверхневі іони кристалічної решітки діють на вільні іони ґрунтового розчину – відштовхують однойменні заряди або притягують іони з протилежним зарядом. Явище притягання іонів колоїдною часткою називають сорбцією. Сила сорбції окремого колоїду незначна. Проте при подрібненні уламків, коли різко зростає питома поверхня часток даної маси, сумарний ефект дії поверхневих іонів стає значним. Якщо колоїдні частки знаходяться в розчині і взаємодіють з його іонами, то вони набувають певної будови. Поняття колоїдна міцела ввів у колоїдну хімію швейцарський вчений ґрунтознавець Г. Вігнер. Основою колоїдної міцели є ядро, яке являє собою складну сполуку аморфної або кристалічної будови різного хімічного складу. На поверхні ядра розташований шар іонів, який визначає потенціал частки. Ядро міцели з цим шаром іонів називають гранулою. Між гранулою і розчином, що оточує колоїд, виникає електричний потенціал, завдяки якому з розчину вбираються іони з протилежним зарядом. Так формується шар компенсуючих іонів. Таким чином, навколо ядра міцели утворюється подвійний електронний шар. Іони компенсуючого шару, в свою чергу, розташовані навколо гранули двома шарами. Внутрішній – нерухомий шар, іони якого міцно утримуються на поверхні гранули. Гранулу разом з нерухомим шаром називають колоїдною часткою. Зовнішній шар компенсуючих іонів називають дифузним. Іони цього шару можуть еквівалентно обмінюватись на іони ґрунтового розчину. Ґрунтові колоїди утворюються в процесі вивітрювання гірських порід і ґрунтоутворення в результаті подрібнення крупних часток або шляхом з'єднання молекулярно подрібнених речовин, їх стан підпорядкований законам фізичної і колоїдної хімії. В ґрунтових колоїдних розчинах вони становлять дисперсну фазу, де дисперсним середовищем є вода. Між дисперсною фазою і дисперсним середовищем постійно відбуваються процеси взаємодії, існує динамічна рівновага. Загальну кількість всіх катіонів, увібраних ґрунтовими колоїдами, називають ємкістю вбирання, або ємкістю катіонного обміну (ЄКО). Це поняття ввів К. К. Гедройц. Цю величину виражають у міліграм-еквівалентах на 100 г ґрунту, вона залежить від механічного складу ґрунту, мінералогічного складу тонкодисперсної частини і вмісту гумусних речовин. Ґрунти з високим вмістом тонкодисперсних часток (глинисті), природно, мають більшу ємкість вбирання порівняно з піщаними, які мають низьку питому поверхню. Серед глинистих мінералів найбільшу ємкість вбирання мають мінерали групи монтморилоніту, найменшу – мінерали групи каолініту. Гідрослюди займають проміжне положення. Таким чином, найбільшу ємкість вбирання мають глинисті ґрунти, у складі яких багато тонкодисперсних часток монтморилонітів і гумусних речовин. Прикладом таких ґрунтів є чорноземи, які сформувалися на лесах і лесовидних суглинках в умовах помірно-континентального клімату. Ємкість вбирання, поряд з іншими чинниками,

зумовлює рівень родючості ґрунту. Чим вища ємкість вбирання, тим вища родючість ґрунту. Важливе значення у формуванні фізичних властивостей і родючості ґрунтів має склад увібраних катіонів. Наявність в ґрунтах великої кількості двовалентних катіонів Ca^{2+} і Mg^{2+} зумовлює коагуляцію ґрунтових колоїдів, яка лежить в основі формування структурних агрегатів. Структурні ґрунти, як відомо, мають оптимальні повітряний, водний і поживний режими. Колоїди, насичені одновалентними катіонами Na^+ , K^+ , протонами водню (H^+), у ґрунті перебувають у стані золю. Ці елементи спричиняють процес пептизації. При вапнуванні (внесення CaCO_3) і гіпсуванні (внесення CaSO_4) ґрунтів Ca^{2+} витісняє з ГВК увібрані H^+ , K^+ , Na^+ і зумовлює перехід золю в гель. В результаті, крім нейтралізації кислої або лужної реакції, поліпшується структурний стан ґрунту, підвищується його родючість. Загальну кількість всіх обмінних катіонів, крім H^+ і Al^{3+} , називають сумою обмінних катіонів. Залежно від наявності у складі ГВК іонів водню і алюмінію ґрунти поділяють на насичені (H^+ і Al^{3+} не містять) і ненасичені основами. Чим вищий ступінь насиченості ґрунту основами, тим вища його родючість.

3. Екологічне значення вбирної здатності ґрунту

Вбирна здатність ґрунту забезпечує і регулює поживний режим ґрунту, сприяє накопиченню елементів мінерального живлення рослин. Сума обмінних катіонів – один з основних показників характеристики ґрунту, його природної родючості. При внесенні в ґрунт органічних і мінеральних добрив колоїди ґрунту вбирають у верхньому шарі ґрунту поживні елементи для рослин. Вбирна здатність ґрунту регулює реакцію ґрунту та водно-фізичні властивості. Органічні кислоти, які надходять у ґрунт, і кислоти, які синтезуються в ґрунті, частково нейтралізуються вільними основами, а частково вбираються ГВК. При цьому активна кислотність ґрунтового розчину зменшується. Коагуляція і пептизація, які відбуваються в результаті зміни складу увібраних катіонів, зумовлюють структурний або безструктурний стан ґрунтової маси. Структурні ґрунти мають високі водопроникність і вологоємність, низьку водопідіймальну здатність. Безструктурні ґрунти, навпаки, мають погані водно-фізичні властивості.

4. Ґрунтовий розчин

Основні процеси ґрунтоутворення відбуваються лише при наявності вільної води. Ґрунтова волога є тим середовищем, в якому відбуваються процеси синтезу і розкладання органічних речовин, міграція і акумуляція хімічних елементів, різноманітні хімічні реакції, коагуляція, пептизація тощо. Багато речовин міститься у воді в розчиненому стані. Тому ґрунтову вологу називають ґрунтовим розчином. Виходячи з того що ґрунтовий розчин відіграє дуже велику роль в ґрунтоутворенні і живленні рослин, Г. М. Висоцький дійшов висновку: «Вода в ґрунті – все одно, що кров в організмі». Ґрунтовий розчин – найактивніша частина ґрунту. Він постійно перебуває в стані динамічної рівноваги з твердою фазою і повітрям ґрунту. Більша частина хімічних сполук перебуває в ґрунтовому розчині у вигляді іонів. Основними катіонами ґрунтового розчину є Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , H^+ . Основними аніонами

грунтового розчину є HCO_3^- , NO_2^- , PO_3^- , Cl^- та ін. Концентрація розчинених речовин визначає величину осмотичного тиску ґрунтового розчину. Осмотичний тиск незасолених ґрунтів не перевищує 2–3 атмосфери. У посушливі періоди, коли концентрація ґрунтового розчину підвищується, підвищується і осмотичний тиск, при зволоженні ґрунту – знижується. Величина осмотичного тиску впливає на засвоєння води корінням рослин. Якщо осмотичний тиск ґрунтового розчину більший, ніж тиск клітинного соку, то надходження води в кореневі волоски припиняється, незважаючи на значний вміст вільної води в ґрунті. В цьому разі рослина гине від фізіологічної посухи.

5. Кислотно-лужні властивості ґрунтів

Від складу і концентрації речовин, розчинених в ґрунтовому розчині, залежить його активна реакція. Реакція ґрунтового розчину зумовлюється наявністю і співвідношенням в ньому водневих (H^+) і гідроксильних (OH^-) іонів. Величину активної реакції виражають в одиницях рН – десятковий логарифм концентрації H^+ -іонів з від'ємним знаком. Вода в звичайних умовах в незначній кількості дисоціює, тобто розпадається на іони H^+ і OH^- . Концентрація їх незначна. В ідеально чистій воді концентрація іонів H^+ та OH^- однакова. Збільшення концентрації іонів H^+ (доливання кислоти) зумовлює кислу реакцію розчину $\text{H}^+ > 10^{-7}$. Збільшення концентрації основ підвищує концентрацію іонів OH^- . Розчин набуває лужної реакції $\text{OH}^- > 10^{-7}$. В нейтральних розчинах величина рН = 7, в кислих – менше 7, в лужних – більше 7. рН ґрунтових розчинів коливається в межах від 3 до 9. Залежно від стану іонів H^+ розрізняють актуальну і потенціальну кислотність. Актуальна кислотність зумовлена наявністю в ґрунтовому розчині вільних іонів H^+ . Потенціальна кислотність зумовлена наявністю в ГВК увібраних іонів H^+ і Al^{3+} , які знаходяться в твердій фазі ґрунту. За способом визначення потенціальної кислотності виділяють обмінну і гідролітичну кислотності. Обмінна кислотність – концентрація іонів водню, витіснених з дифузного шару колоїдної міцели катіонами нейтральних солей. Гідролітична кислотність. Іони водню утримуються колоїдною часткою дуже міцно і при обміні з катіонами нейтральної солі повністю не витісняються. Якщо діяти на ґрунт гідролітичнї лужною сіллю, то відбудеться майже повне витіснення увібраних іонів водню. Кисла реакція ґрунтів несприятлива для більшості культурних рослин і корисних мікроорганізмів. Вона негативно впливає на процес формування родючості ґрунтів. Кислі ґрунти мають погані фізичні властивості. Через відсутність основ органічна речовина в цих ґрунтах не закріплюється, вони бідні на поживні елементи, не містять хлоридів, сульфатів, карбонатів, їх ґрунтова маса погано оструктурена. Дозу вапна розраховують за гідролітичною кислотністю орного горизонту. Внесена доза вапна має повністю нейтралізувати увібрані H^+ і Al^{3+} . Якщо 20-сантиметровий шар ґрунту має щільність $1,3 \text{ г/см}^3$, його маса на площі 1 га становитиме 2600 т. Встановлено, що для нейтралізації 1 г-екв гідролітичної кислотності на 100 г ґрунту на 1 га слід вносити 1,3 т CaCO_3 . Проте в ґрунт вносять не повну дозу вапна, а певну її частину залежно від біологічних особливостей культурних рослин. Доведено, що

між рН сольової витяжки і гідролітичною кислотністю ґрунту певного механічного складу існує чітка кореляційна залежність. Враховуючи це, розроблені спеціальні таблиці, що дають змогу визначити дозу за рН сольової витяжки. Лужна реакція ґрунтових розчинів може бути зумовлена різними сполуками: карбонатами, гідрокарбонатами, хлоридами і сульфатами лужних і лужноземельних металів, гуматами натрію, силікатами та іншими сполуками. Основну роль при цьому відіграють гідролітичне лужні солі слабких кислот, а саме: карбонати натрію і калію, гідрокарбонати натрію і калію, карбонати кальцію і магнію. Розрізняють актуальну (активну) і потенціальну лужність. Актуальна лужність зумовлена наявністю в ґрунтовому розчині гідролітично лужних солей, під час дисоціації яких утворюється значна кількість гідроксильних іонів. Лужність ґрунту визначають титруванням водної витяжки в присутності різних індикаторів і виражають в міліграм-еквівалентах на 100 г ґрунту. Потенціальна лужність проявляється у ґрунтах, які містять увібраний натрій. При дії на ґрунт вугільною кислотою увібраний ГВК натрій замінюється іонами H^+ . В ґрунтовому розчині утворюється сода, яка підвищує лужну реакцію. Висока лужність несприятлива для росту і розвитку більшості сільськогосподарських рослин. Меліорація лужних ґрунтів проводиться внесенням гіпсу (гіпсування) та інших солей (кальцієва селітра, сульфат заліза, піритні недогарки). При цьому відбувається заміщення обмінного натрію на кальцій. Сульфат натрію, який при цьому утворюється, потрібно вимити прісною водою в нижні горизонти. При внесенні гіпсу також відбувається нейтралізація соди, яка є найшкідливішою сполукою в засолених ґрунтах. Содові солончаки доцільно меліорувати сірчаною кислотою.

6. Буферність ґрунтів

Буферністю називають здатність ґрунту протистояти зміні активної реакції під дією незначної кількості кислот або лугів. Отже, існує буферність проти кислотних і буферність проти лужних реагентів. Буферність ґрунтів зумовлена в основному складом увібраних основ та властивостями ґрунтового вбирного комплексу. Ця властивість проявляється в процесі вбирання і витіснення іонів, переходу сполук в іонні або молекулярні форми, утворення важкорозчинних сполук і випадання їх в осад. При дії на ґрунт кислотою відбувається обмін між увібраними катіонами і іонами водню, в ґрунтовому розчині утворюється нейтральна сіль. Отже, підкислення ґрунту не відбувається. При дії на ґрунт лугом відбувається обмін увібраних іонів водню на катіон луку, в результаті чого він нейтралізується. Лужна буферність властива кислим ґрунтам. Таким чином, ГВК є регулятором концентрації ґрунтового розчину. Глинисті ґрунти мають високу буферність, піщані – майже не мають її. Явище буферності має велике значення при хімічній меліорації ґрунтів та застосуванні мінеральних добрив.

7. Склад ґрунтового повітря та його роль у ґрунтоутворенні

Ґрунтове повітря – це суміш газів і летких органічних сполук, які заповнюють пори ґрунту. Основними джерелами надходження повітря в ґрунт є

приземний шар атмосфери і гази, які утворюються в ґрунті. Ґрунтове повітря перебуває в ґрунті у трьох станах: вільному, адсорбованому і розчинному. Вільне повітря заповнює капілярні і некапілярні пори, легко переміщується в ґрунті і обмінюється з атмосферою. Його газовий склад значно відрізняється від складу атмосферного повітря. Вміст CO_2 в ґрунтовому повітрі може бути в десятки і сотні разів більший, ніж в атмосфері, а вміст O_2 знижується від 20,9 до 10 % і нижче. Велике значення в ґрунтових процесах має кисень. У ґрунт з атмосфери він надходить дифузно. Витрачається на дихання коренів, мікроорганізмів. Оптимальні умови для дихання створюються при вмісті O_2 в ґрунтовому повітрі близько 20 %. В разі нестачі кисню в ґрунті розвиваються анаеробні процеси, які негативно впливають на родючість ґрунту. Високий вміст вуглекислого газу в ґрунтовому повітрі зумовлюється біологічними процесами. За високої концентрації CO_2 (>2 – 3 %) спостерігається пригнічений розвиток рослин. Дифузій CO_2 з ґрунту в приземний шар атмосфери прийнято називати диханням ґрунту. Інтенсивність дихання ґрунту залежить від характеру рослинності, системи обробітку, гідротермічних умов тощо. Воно наростає з півночі на південь. Тундрові ґрунти протягом року виділяють в атмосферу 0,3 т/га, підзолисті – від 3,5 до 30, сірі лісові – від 20 до 60 і чорноземи – від 40 до 70 т/га CO_2 . Підвищення концентрації CO_2 в приземному шарі атмосфери підвищує інтенсивність фотосинтезу. Сукупність фізичних властивостей ґрунтів, які визначають стан і переміщення ґрунтового повітря, називають повітряними властивостями ґрунту. Найважливішими з них є: повітроємність, вміст повітря, повітропроникність і аерація. Повітроємність ґрунту – максимально можлива кількість повітря (в %), яка міститься в повітряносухому непорушеному ґрунті. Ця величина залежить від гранулометричного складу і оструктуреності ґрунту. Піщані і структурні ґрунти мають високу повітроємність. Вміст повітря – величина, яка вказує, скільки повітря (в %) містить одиниця об'єму ґрунту в даний момент. Вона безперервно змінюється залежно від зміни вологості. Тому максимальний вміст повітря має сухий ґрунт. Повітропроникністю (газопроникністю) називають здатність ґрунту пропускати крізь себе повітря. Вона залежить від гранулометричного складу і оструктуреності ґрунту, тобто від об'єму і конфігурації пор. Аерація ґрунту – безперервний газообмін ґрунтового повітря з атмосферним. В процесі аерації ґрунтове повітря збагачується на кисень, а приземний шар повітря – вуглекислий газ. Сукупність всіх явищ надходження повітря в ґрунт, зміна його складу, виділення в атмосферу називають повітряним режимом ґрунту. Він постійно змінюється під впливом погодних умов, рослинності, обробітку ґрунту тощо.

Лекція 4

ТЕМА. МОРФОЛОГІЧНІ ОЗНАКИ ҐРУНТУ

Зміст.

1. Основні морфологічні елементи ґрунту.
2. Будова, складення, структурність генетичних горизонтів ґрунту.
3. Морфологічні ознаки генетичних горизонтів (забарвлення, струкура, гранулометричний склад, складення, новоутворення, включення).

Ґрунт постійно перебуває у процесі розвитку, в ньому весь час проходять зміни, в тому числі й у морфологічних ознаках. Слід зауважити, що морфологічні ознаки консервативні, тобто повільно змінюються у часі.

За зовнішніми ознаками ґрунту визначають процеси, які в ньому відбуваються. Морфологічний опис є однією з основних частин характеристики ґрунту. Отже, під морфологією ґрунту розуміють сукупність його зовнішніх ознак, сукупність ознак кожного генетичного горизонту, які відображають основні етапи розвитку ґрунту і його властивості.

Морфологічними елементами ґрунту є генетичні горизонти, структурні агрегати, новоутворення, включення і пори. Різняться вони між собою за формою і зовнішніми властивостями - морфологічними ознаками.

Морфологія ґрунтів - це сконцентроване відображення генезису, історії розвитку ґрунту.

Морфологія організації ґрунту як природного тіла складається з п'яти рівнів. Перший рівень - ґрунтовий профіль, тобто вертикальна послідовність горизонтів. Другий рівень - ґрунтові горизонти - шари, на які диференціюється вихідна материнська гірська порода (ґрунтоутворююча порода) у процесі педогенезу.

Ґрунтовий горизонт також є неоднорідним. Він складається з морфологічних елементів третього рівня — морфонів. Це внутрішньогоризонтні морфологічні елементи, структурні відокремлення. Морфонами можуть бути включення і новоутворення. На четвертому рівні морфологічної організації виділяють ґрунтові агрегати. Ґрунтові агрегати можуть бути різних порядків (наприклад брили, які складаються з великих призм, котрі поділяються на горіхуваті відокремлення), проте всі вони складають один морфологічний рівень. П'ятий рівень морфологічної організації ґрунтів - їх мікробудова, яку можна дослідити за допомогою мікроскопа на надтонких зрізах, шліфах. Розглядаючи ґрунт як природне тіло, необхідно розмежовувати такі моменти:

Будова ґрунту - специфічне для кожного ґрунтового типу сполучення генетичних горизонтів, яке складає ґрунтовий профіль.

Складення ґрунту - стан ґрунтового матеріалу, який обумовлює взаємне розміщення та співвідношення у просторі твердих частин.

Структурність ґрунту - здатність його розпадатись у природному стані при механічній дії на агрегати певного розміру і форми.

Склад ґрунту - співвідношення (масове або об'ємне) компонентів ґрунтового матеріалу, яке виражається у відсотках від його загальної маси чи об'єму.

Розрізняють фазовий, агрегатний, мікроагрегатний, гранулометричний, мінералогічний та хімічний склад ґрунту.

Розглянемо основні морфологічні ознаки ґрунту.

Забарвлення ґрунту - основна властивість, за якою визначають назви багатьох ґрунтів. Чорноземи, буроземи, сіроземи, підзоли, червоноземи, каштанові, коричневі тощо. Ці назви відомі у всьому світі.

Забарвлення і його характеристика залежать від умов спектра відбивання у видимій частині. Забарвлення ґрунту та його окремих горизонтів може дати багато для розуміння суті процесів, що проходили і проходять у ґрунті, його генезису (походження), оскільки воно відображає хімічний склад твердої фази. Характеризуючи забарвлення ґрунтів, вживають переважно такі терміни: чорний, сірий, сіруватий, білястий, білий, червоний, червонуватий, жовтий, жовтуватий, каштановий, коричневий, коричнюватий, бурий, буруватий, палевий, сизий, сизуватий, оливковий, темний, темнуватий, світлий, інше. С. О. Захаровим розроблена шкала у вигляді трикутника (трикутник Захарова), вершинами якого є три основні кольори: білий, чорний і червоний.

Найбільш важливими для забарвлення ґрунту є такі групи сполук: гумус, сполуки заліза, кремнієва кислота, CaCO_3 та каолін.

Гумусові речовини зумовлюють чорне, темно-сіре, сіре забарвлення ґрунту. Окисне залізо надає ґрунту червоного та жовтого кольорів.

Сполуки закисного заліза надають ґрунту сизуватих, зеленуватих тонів. Забарвлення ґрунту частково успадковується від материнської породи, особливо в нижніх горизонтах, але в основному є результатом ґрунтоутворного процесу й зумовлюється його хімічним і мінералогічним складом. Забарвлення ґрунту змінюється залежно від вологості ґрунту (вологий ґрунт темніший від сухого), характеру освітлення.

Отже, забарвлення ґрунту є суттєвою ознакою, що характеризує властивості і

генезис ґрунтів.

Гранулометричний (механічний) склад ґрунту - це співвідношення у ґрунті частинок різного розміру. Гранулометричний склад переважної більшості ґрунтів приблизно на 90 % представлений елементарними ґрунтовими частинками мінеральної природи, які можуть мати будь-яку геометричну форму: шар, куб, призма тощо. Механічні частинки приблизно однакового діаметра об'єднують у фракції (табл. 1).

Таблиця 1.

Класифікація елементарних ґрунтових частинок (за Н. А. Качинським)

Назва фракції механічних елементів	Розмір механічних елементів, мм
Каміння	>3
Гравій	3-1
Пісок крупний	1-0,5

Пісок середній	0,5-0,25
Пісок дрібний	0,25-0,05
Пил крупний	0,05-0,01
Пил середній	0,01-0,005
Пил дрібний	0,005-0,001
Мул грубий	0,001-0,0005
Мул тонкий	0,0005-0,0001
Колоїди	<0,0001

У ґрунтознавстві загальноновизнаною є класифікація механічних елементів Н. А. Качинського. М. М. Сибірцев усі механічні елементи ґрунту поділив на дві групи фракцій: фізичний пісок частинки більше 0,01 мм і фізичну глину (<0,01мм). Кожна фракція володіє певними характерними властивостями, по-різному впливає на властивості ґрунтів, що пояснюється неоднаковим мінералогічним і хімічним складом, фізичними та фізико-хімічними її властивостями.

За ступенем щільності ґрунти поділяються на злиті (дуже щільні), щільні, пухкі та розсипчасті.

Пористість (шпаруватість) характеризується формою та величиною пор усередині структурних відмін та між ними. За розташуванням пор усередині структурних відмін розрізняють такий стан ґрунту:

- тонкопористий - ґрунт пронизаний порами діаметром менше 1 мм;
- пористий - ґрунт містить пори діаметром 1-3 мм;
- губчастий - трапляються пустоти діаметром 3-4 мм;
- ніздрюватий - є пустоти діаметром 5-10 мм;
- комірчастий - пустоти перевищують 10 мм;
- трубчастий - пустоти у вигляді каналів, проритих землерийками.

Складення - важливий показник при агрономічній оцінці ґрунтів, від якого

залежить можливість обробітку сільськогосподарськими знаряддями, а також проникнення води і коренів рослин на потрібну глибину.

Новоутворення — це нагромадження речовин різної форми й хімічного складу, які формуються і відкладаються у горизонтах ґрунту в процесі ґрунтоутворення.

Хімічні новоутворення за формою поділяють на такі групи:

- вицвіти та нальоти;
- кірки, примазки, патьоки;
- прожилки та трубочки;
- конкреції та стягнення;
- прошарки.

За складом хімічні новоутворення бувають:

- легкорозчинні солі (NaCl , CaCl_2 , Na_2SO_4 , інші)
- гіпс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$);
- вапно (CaCO_3);
- гідроксиди заліза (Fe^{3+});

- кремнезем (SiO_2);
- гумусові речовини.

Фракція каміння представлена переважно уламками гірських порід.

Гравій складається з уламків первинних мінералів. Піщана фракція - з уламків первинних мінералів, передусім кварцу та польових шпатів. Ця фракція володіє високою водопроникністю, не набухає, не пластична.

Пилувата фракція, особливо пил дрібний, досить високодисперсна фракція, що складається з первинних і вторинних мінералів. Бере участь у структуроутворенні, володіє поглинальною здатністю, містить значну кількість гумусових речовин. Мул складається з високодисперсних вторинних мінералів і містить значну кількість гумусу та елементів живлення рослин. Колоїдна частина - найважливіша з точки зору формування обмінних властивостей та структури ґрунту.

В основу класифікації ґрунтів за механічним складом покладено співвідношення фізичного піску і фізичної глини. Згідно з цією класифікацією ґрунт має основну назву за вмістом фізичного піску і фізичної глини та додаткову за вмістом фракції, що переважає: гравійної (3-1 мм), піщаної (1-0,05 мм), крупнопилуватої (0,05-0,01 мм), пилуватої (0,01-0,001 мм) і мулистій (0,001 мм). Наприклад, дерново-середньопідзолистий ґрунт на морені містить фізичної глини - 24,0 %, піску - 42,6 %, крупного пилу - 33,4 %, середнього пилу - 6,57 % і дрібного - 9,6 %. Основною назвою гранулометричного складу такого ґрунту буде легкосуглинковий, додатково - крупнопилуватий-піщай. Гранулометричний склад ґрунту має важливе значення у формуванні родючості ґрунту.

Складення ґрунту — це зовнішнє вираження щільності та пористості ґрунту. Воно залежить від гранулометричного складу, структури, а також діяльності ґрунтової фауни, розвитку корневих систем рослин і ін.

Серед біологічних новоутворень у ґрунтах трапляються:

- копроліти;
- кротовини;
- кореневини;
- червоточини.

Включення - це сторонні тіла в профілі ґрунту, присутність яких не пов'язана з процесом ґрунтоутворення. До включень належать:

- літогенні (кам'янисті) включення - уламки гірських порід;
- біогенні - залишки тварин і рослин у вигляді раковин, кісток, коренів;
- антропогенні — уламки цегли, черепки посуду і ін.

Отже, морфологічні ознаки ґрунту дають можливість зробити висновок про генезис, систематичне розміщення ґрунтів і їх агровиробничі властивості.

Контрольні питання

1. Дайте характеристику основних понять ґрунтової морфології.
2. Оцініть забарвлення як важливу морфологічну ознаку ґрунту.
3. Визначте поняття "гранулометричний склад ґрунтів".

4. Визначте основні принципи класифікації ґрунтів за гранулометричним складом.
5. Оцініть новоутворення та включення як важливу морфологічну ознаку ґрунту.
6. Структура як важлива морфологічна ознака ґрунту, її агрономічне значення.

Лекція № 5

ТЕМА. АГРОФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ТА СТРУКТУРА ҐРУНТУ

Зміст

1. Структура ґрунту та її значення.
2. Основні фізичні та фізико-механічні властивості ґрунту.
3. Класифікація ґрунтової структури.
4. Роль агрономічно цінної структури ґрунту.

Поряд з іншими чинниками, родючість ґрунтів значною мірою визначається їхніми агрофізичними та біологічними властивостями. Від агрофізичних властивостей ґрунту залежать умови росту та розвитку рослин, величина врожаїв та продуктивність праці в землеробстві. Приділяючи багато уваги агрофізичним властивостям ґрунту, В. Р. Вільямс підкреслював, що порівняно рідко низька родючість ґрунту обумовлюється нестачею поживних речовин - частіше вона визначається нестачею вологи, а в переважній більшості випадків - несприятливими агрофізичними властивостями ґрунту.

Поняття "агрофізичні" або просто "фізичні властивості ґрунтів" поєднує фізичні показники, фізико-механічні, повітряні, теплові та водні властивості.

У вивчення питання про фізичні властивості ґрунтів великий внесок зробили П. А. Костичев, В. Р. Вільямс, О. Г. Дояренко, Н. А. Качинський, О. Н. Соколовський, О. Ф. Тюрін, О. О. Роде, І.І. Ревут та багато інших учених.

До фізичних показників ґрунту відносять щільність твердої фази (ЩТФ), щільність складення (Щ) та пористість, або шпаруватість (Ш) ґрунту. Знання цих показників є необхідним для характеристики стану ґрунтів, їх окультуреності, планування агротехнічних заходів, а також для обчислення вмісту в ґрунті абсолютних запасів води, повітря та хімічних елементів живлення рослин.

Під щільністю твердої фази ґрунту розуміють відношення маси ґрунту до маси рівного об'єму води при + 4 °С. Різні ґрунти та їх генетичні горизонти відрізняються за щільністю твердої фази. В основному це залежить від мінералогічного складу та вмісту гумусу. Щільність твердої фази гумусових горизонтів ґрунтів коливається в межах 2,40-2,60, а безгумусових - які складаються переважно з кварцу польових шпатів та глинистих мінералів - 2,65-2,70.

Щільність складення ґрунту - це маса абсолютно сухого ґрунту в одиниці об'єму непорушеної будови. Визначається за допомогою металевого циліндра точного об'єму, яким вирізають ґрунт непорушеної структури, висушують і зважують. Відношення маси ґрунту до об'єму циліндра (в кубічних сантиметрах) визначає величину щільності ґрунту в г/см³. Щільність складення ґрунту коливається в широких межах - від 0,9 до 1,8 г/см³, торф'яно-болотних ґрунтів від 0,15 до 0,40 г/см³. Чим більше в ґрунті гумусу, тим менша його щільність. Оптимальна щільність верхнього гумусового шару ґрунтів - 1,1-1,2 г/см³.

Під пористістю (шпаруватістю) ґрунту розуміють сумарний об'єм пор між твердими часточками ґрунту та всередині їх, виражений у відсотках від загального об'єму ґрунту в непорушеному стані.

Шпаруватість ґрунту може бути визначена за величинами щільності твердої фази та щільністю:

$$\text{Щ} = \left(1 - \frac{\text{Щ}}{\text{ЩТФ}} \times 100 \right), (\%)$$

Пористість ґрунтів коливається в широких межах від 25 до 80 %.

Крім загальної пористості, розрізняють ще капілярну та некапілярну шпаруватість.

Капілярна шпаруватість - сумарний об'єм пор, які заповнюються водою за умови капілярного насичення ґрунту. Некапілярна шпаруватість - сума більших пор та проміжків між структурними окремостями і часточками ґрунту.

Ідеальна, у фізичному розумінні, будова ґрунту означає, що близько половини його об'єму (40-60 %) складає тверда фаза, 20-30 % належить некапілярній шпаруватості, 20-30 % - капілярній. / Далі розглянемо структуру ґрунту, її роль та значення.

Здатність ґрунтів при розпушуванні розпадатися на окремі грудочки, або агрегати, називається структурністю, самі ж окремоності (агрегати), на які розпадається ґрунт, структурою ґрунту.

У ґрунтах розрізняють макроструктуру з діаметром агрегатів від 0,25 до 10 мм та мікроструктуру з діаметром окремоностей менше 0,25 мм.

Залежно від умов ґрунтоутворення в ґрунтах можуть формуватися структурні агрегати, різні не тільки за розмірами, а й за формою, за якістю. Найбільш сприятливою є структура, при якій ґрунт вбирає максимум води і утримує її довгий час. Цим умовам, на думку П. А. Костичева та К. К. Гедройця, відповідає дрібногрудкуватозерниста структура, в якій найбільш сприятливі умови для росту і розвитку рослин.

Класифікація ґрунтової структури

У ґрунтознавстві розрізняють три основних типи структури ґрунтів: кубоподібну, призмоподібну, плитоподібну. Кубоподібною називають таку структуру ґрунту, в якій агрегати розвинуті більш-менш рівномірно за всіма трьома осями. Цей тип структури включає брилистий, грудкуватий, пилюватий, горіхуватий, зернистий роди. Ці структурні роди, в свою чергу, поділяються на види: крупнобрилистий, дрібнобрилистий та ін.

Призмоподібною називають таку структуру ґрунту, в якій агрегати розвинуті головним чином за вертикальною віссю. Цей тип структури включає роди: стовбчастий, призматичний тощо і види: крупностовбчастий, дрібностовбчастий тощо.

Плитоподібна структура ґрунту відрізняється тим, що її агрегати розвинуті переважно за двома горизонтальними осями та різко скорочені вздовж вертикальної осі. Цей тип ґрунтової структури включає роди: плитчастий, лускуватий, пластинчастий, листуватий, шкарлупуватий тощо, які, в свою чергу, поділяються на види: дрібноплитчастий тощо.

У природі поширені найрізноманітніші види ґрунтової структури, але найчастіше трапляються пилювата, зерниста, грудкувата, горіхувата, листовидна, плитчаста, стовбчаста, призматична. Досвід показує, що найбільш

цінними в агрономічному розумінні є два роди структури: грудкуватий та зернистий з розмірами агрегатів від 1,0 до 10,0 мм.

Одна з дуже важливих якостей ґрунтової структури - її водостійкість, тобто здатність агрегатів чинити опір розчинній дії води. В природі трапляються ґрунти як з добре вираженою водостійкістю, так і зі слабкою структурою, яка легко руйнується водою. Прикладом ґрунтів, яким властива відносно стійка структура, служать щойно розорані цілинні чорноземи.

У той же час у природі трапляються зовсім безструктурні ґрунти, наприклад піщані, а також супіщані бідні на гумус ґрунти. В зв'язку з цим поняття "структурність" та "структура" ґрунту застосовуються в основному для характеристики суглинкових та глинистих ґрунтів.

Структурність ґрунтів має велике виробниче значення. Досвідом сільсько-господарського виробництва доведено, що структурні ґрунти одночасно забезпечують сприятливі водний, повітряний, а значить, і тепловий та біологічний режими живлення рослин, тобто створюють кращі умови для виявлення родючості ґрунту.

Структурний ґрунт, на відміну від безструктурного, краще засвоює та зберігає атмосферну воду, необхідну для життя культурних рослин, зберігаючи одночасно добрий газообмін.

Формування ґрунтової структури

Обов'язковою умовою структуроутворення у ґрунті є єдність протилежно спрямованих процесів поєднання та роз'єднання. Починається утворення ґрунтової структури з процесів склеювання механічних елементів у мікроагрегати, а потім у макроагрегати. Закінчується утворення ґрунтової структури роз'єднанням великих окремоностей на грудочки, не зв'язані між собою.

Агрономічно цінна зернисто-грудкувата структура утворюється не завжди і не в усякому ґрунті, а лише за наявності певних умов. Чинниками склеювання механічних елементів у структурні агрегати, тобто чинниками утворення структури, є насамперед клейкі складові частини ґрунту, її колоїди - глина та гумус, які зв'язують в агрегати не тільки найдрібніші мулісти, але й більш крупні пилюваті та піщані часточки. Однак ґрунтові колоїди можуть міцно склеювати механічні елементи ґрунту лише тоді, коли самі колоїди достатньо насичені високо валентними катіонами, найчастіше кальцієм. При цьому ґрунтові колоїди склеюють окремі мікро агрегати в макроагрегати, а кальцій, викликаючи коагуляцію колоїдів або зв'язуючи їх електровалентно, сприяє закріпленню колоїдного клею, немовби цементує структурні окремоності.

В. Р. Вільямс вважав, що головна роль в утворенні структури належить кореневій системі багаторічних трав. Корені багаторічних трав немов розклинюють масу ґрунту і в той же час ущільнюють структурні грудочки. Багаторічні трави, крім того, підтягуючи з нижніх горизонтів ґрунту мінеральні сполуки, підвищують насиченість глини кальцієм - важливим чинником структуроутворення в ґрунті.

Велике значення мають ті багаторічні трави, які займають поле два-три роки поспіль, як чинник, що забезпечує час "для ремонту" структури ґрунту. В

утворенні водостійкості ґрунтової структури особливу роль відіграє гумус. Роль гумусу в утворенні та зберіганні структури досить багатогранна і пов'язана з походженням гумусу та його трансформацією в ґрунті. За допомогою активного гумусу та кальцію часточки ґрунту склеюються в структурні окремість. Таким чином, ґрунтові колоїди та кальцій, який їх насичує, є основними чинниками структуроутворення.

В утворенні структури в орних ґрунтах важливе місце має також агротехніка і передусім обробіток ґрунту в стані фізичної спільності, коли він найлегше обробляється, розсипаючись на грудочки.

Руйнування ґрунтової структури можуть спричиняти різні чинники - механічні, фізико-хімічні, біологічні. Ґрунтова структура помітно руйнується внаслідок багаторазового дискування та боронування пересохлих ґрунтів чи оранки дуже зволжених ґрунтів, коли вони не розкришуються, а розмазуються.

Механічне руйнування ґрунтової структури в поверхневих шарах може обумовлюватися діяльністю атмосферних опадів та зрошувальної води.

Руйнується ґрунтова структура і тоді, коли обмінно-увібраний кальцій замінюється натрієм, який пептизує ґрунтові колоїди під час зволоження ґрунту і сприяє утворенню зливої маси після висихання.

Сутність біологічних причин руйнування ґрунтової структури полягає в основному у мінералізації детриту та гумусу як головного склеювального компоненту в ґрунті.

Отже, основні заходи, які сприяють збереженню та відновленню агрономічно цінної структури в ґрунтах, повинні бути спрямовані на систематичне збагачення ґрунту органічними матеріалами - джерелом детриту та гумусу, на підвищення насиченості ґрунту кальцієм та на своєчасний раціональний обробіток ґрунту.

Контрольні питання

1. Назвіть основні фізичні показники ґрунту.
2. Що таке щільність твердої фази, щільність складення, пористість?
3. Назвіть основні види шпаруватості ґрунту.
4. Дайте визначення поняття структури ґрунту.
5. Назвіть основні види ґрунтової структури.
6. Що таке водостійкість структури?
7. Що таке агрономічно цінна структура?
8. Назвіть основні заходи та прийоми збереження родючості ґрунту.

Лекція 6

ТЕМА. ТЕПЛОВІ І ФІЗИКО-МЕХАНІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

Зміст.

1. Джерела надходження тепла у ґрунт і теплова характеристика ґрунтів.
2. Деформаційні та міцнісні властивості ґрунтів; від чого вони залежать.
3. Реологічні властивості ґрунтів, від чого вони залежать.

1. Джерела надходження тепла у ґрунт і теплова характеристика ґрунтів.

Зі змінами температури зв'язані добові і річні коливання температури повітря і ґрунту, хід різних процесів. З тепловим режимом ґрунтів пов'язані:

1) початок і кінець вегетаційного періоду, розміщення рослин у кліматичних зонах, розповсюдження корневих систем, швидкість надходження поживних речовин до коренів рослин; 2) швидкість надходження води до коренів рослин, транспірацію, продуктивність рослин; 3) регулювання кількості мікроорганізмів, їх активність, мінеральні перетворення органіки, трансформація ґрунтового гумусу; 4) контроль фазових переходів у системі ґрунт - ґрунтовий розчин - ґрунтове повітря, розчинні солі, гази, швидкість вивітрювання мінералів.

Джерелами тепла, що надходить до ґрунтів, є: а) променева енергія сонця; б) атмосферна радіація; в) внутрішня теплота земної кулі; г) енергія біохімічних процесів розкладу органічних решток; д) радіаційний розпад.

Середня кількість тепла, яка надходить до верхньої границі атмосфери Землі від Сонця, постійна і приблизно дорівнює $8.296 \text{ Дж/см}^2 \cdot \text{хв}$. Але ця величина суттєво корелюється географічною широтою, сезоном року, станом атмосфери, експозицією схилу, характером рослинного покриву, тепловими властивостями ґрунтів.

Ґрунт має теплову характеристику, або теплові властивості.

Сукупність властивостей, які зумовлюють здатність ґрунтів поглинати, переміщувати у своїй товщі теплову енергію, називається тепловими властивостями. До них належать: теплопоглинаюча здатність ґрунтів, теплоємність, теплопровідність.

Теплопоглинаюча (відбиваюча) здатність ґрунтів - здатність ґрунтів поглинати (відбивати) визначену долю поступаючої на їх поверхню сонячної радіації. Характеризується значенням альбедо (А). Це відношення відбитої від поверхні ґрунту енергії до тієї, яка надходить на поверхню і виражається у %: $A = (Q_{\text{відб.}} / Q_{\text{надх.}}) \cdot 100$,

де $Q_{\text{надх.}}$ і $Q_{\text{відб.}}$ вимірюється у $\text{Дж/см}^2 \cdot \text{хв}$. Цей показник залежить від кольору ґрунту, кількості і якості гумусу, гранскладу, оструктуреності, стану поверхні, вологості. Діапазон відбиття променевої енергії коливається від 8-10 до 30%. Наприклад: чорнозем: сухий-14 %, вологий- 8-10 %; пісок: вологий- 9-18 %; глина суха-23%; водна поверхня-10 %, листяний ліс-18 %; пшениця- 10-25%.

Властивість ґрунтів поглинати теплову енергію називається теплоємністю. Визначається через приріст теплоти у ґрунті при зміні його температури, Дж/г*град. Розрізняють три види теплоємності ґрунту: питома, об'ємна і ефективна.

Питома теплоємність ґрунту - кількість тепла, яка необхідна для нагрівання 1 г абсолютно сухого ґрунту на 1°C. Об'ємна теплоємність ґрунту - кількість тепла, яка необхідна для нагрівання 1 см³ сухого ґрунту на 1°C. Питома і об'ємна теплоємності визначаються мінералогічним і гранулометричним складом ґрунтів, вмістом органічної речовини, характером їх складання і оструктуреності. Так, теплоємність буде (Дж/г*град): пісок кварцовий - 0.822; глина - 0.97; повітря - 1.02; вода вільна - 4.12; чорнозем - 0.96; червонозем - 1.04.

Теплоємність ґрунту, яка характеризується сумарною кількістю тепла, що йде на зміну температурної одиниці маси ґрунту і фазові перетворення, називається ефективною теплоємністю.

Глинисті ґрунти більш теплоємні, нагріваються повільно і вважаються холодними, піщані - теплими.

Процес переносу тепла по профілю називається теплообміном, а властивість ґрунтів передавати енергію шляхом теплової взаємодії твердих, рідких і газоподібних частинок - теплопровідністю. Остання виражається в Дж/смЧсЧград - коефіцієнтом теплопровідності: повітря має 0.000210; вода - 0.20950; кварц - 0.00984. Найменшу теплопровідність має ґрунтове повітря, найбільшу - мінеральні частини.

2. Деформаційні та міцнісні властивості ґрунтів; від чого вони залежать

Деформаційні властивості характеризують поведінку ґрунтів при навантаженнях, які не зумовлюють їх механічного руйнування. До них належать: стискування, просадка, ущільнення.

Міцнісні властивості характеризують поведінку ґрунтів при навантаженнях, які викликають їх руйнування: зсув, розрив. До них відносять: зв'язаність, твердість.

Стискування ґрунтів під навантаженням виникає при їх механічному обробітку. Особливо це важливо при використанні важкої техніки. Виникає ущільнення поверхневих горизонтів. Визначається: мінералогічним і гранулометричним складом, характером пористості і тріщин, структурністю та її міцністю, будовою, вологістю у ґрунтах, розміром і формою глинистих частинок і мінералів монтморилонітової групи, вмістом органічної речовини. Стискування ґрунтів призводить до зменшення загальної пористості, зміни форм пор, структурних відокремлень. Характеризується коефіцієнтом ущільнення, який виражається в см²/кг. Не повністю обернена деформація.

Окремим випадком є просідання. Просідання - пониження поверхні ґрунтів внаслідок зменшення їх пористості і розчинення вміщених у них солей при змочуванні. З цим явищем зв'язано утворення степових блюдець. Особливо

велике просідання дають леси після зрошення. Все це ускладнює обробіток, отримання добрих посівів.

Зв'язність - характеризує здатність ґрунту чинити опір розриваючим зусиллям, які намагаються роз'єднати механічні елементи, тобто визначає властивість взаємного зчеплення частинок ґрунту.. Вимірюється у $\text{кг}/\text{см}^2$. Важливо при визначенні зчеплення характеризувати його через питомий опір. Зчеплення визначає міцність структури. Залежить від мінералогічного і гранулометричного складу, кількості і якості клейких речовин, обмінних основ. Вологість зчеплення зумовлена явищами адсорбції, когезії і цементації. Когезія - злипання однорідних за своєю хімічною природою частинок за рахунок безпосередньої взаємодії їх поверхні, які мають енергію поверхневого натягу при дегідратації.

Твердістю називається властивість горизонту в природному заляганні чинити опір зжиманню і розколюванню. Вимірюється твердоміром і виражається в $\text{кг}/\text{см}^2$. Ґрунт може бути: пухкий, пухкуватий, ущільнений, твердий, дуже твердий. Змінюється від 5 до 60 $\text{кг}/\text{см}^2$ і вище. Найбільшою твердістю характеризуються солонці. Твердість ілювіальних генетичних горизонтів (солонці, плужна підшва, ґрунтові кірки) дуже велика.

Твердість ґрунтів визначає тягове зусилля сільськогосподарських знарядь. Сила тяги, віднесена до одиниці робочої площі знаряддя, що обробляє ґрунт, називаються питомим опором. $K = P/(a \cdot b)$, де P - сила тяги, кг ; a - глибина оранки, см ; b - ширина захвату плуга, см . Питомий опір чорноземів складає 0.25 - 0.64 $\text{кг}/\text{см}^2$ при оптимальній вологості.

3. Реологічні властивості ґрунтів, від чого вони залежать

Реологічні властивості характеризують поведінку ґрунтів під тиском у часі. До них належать: в'язкість, пластичність і тиксотропність.

Пластичність - здатність ґрунтів змінювати форму (деформуватися) під дією зовнішніх сил (без розривів і тріщин) і зберігати отриману форму після припинення механічної дії. Пластичність визначає консистенцію ґрунту - ступінь рухливості частинок, що складають ґрунти, під впливом механічної дії при різній вологості. Є декілька форм консистенції: а) тверда - непластична; б) напівтверда - перехідний стан між твердим і пластичним тілом; в) в'язкопластична - ґрунт пластичний, але не прилипає до інших тіл;

г) липко пластична - ґрунт має пластичність і прилипає до інших тіл;

д) в'язко текуча - ґрунт у стані розтікання товстим шаром; е) рівно текуча - ґрунт може розтікатися тонким шаром. У звичайних умовах для ґрунту характерні чотири перші форми консистенції.

Окремий випадок текучості - тиксотропність - коли перезволожені ґрунти набувають текучості при механічній дії і знову переходять у твердий стан у спокої.

Умовними характеристиками консистенції ґрунтів є константи Аттерберга: 1) верхня межа пластичності, або межа текучості - масова вологість ґрунту, при якій стандартний конус під дією власної маси (76 г) занурюється в ґрунтовий

зразок на 10 см; 2) нижня межа пластичності - границя між напівтвердим і пластичним станом ґрунту - масова вологість, при якій зразок можна розкочувати у джгут діаметром 3 мм без утворення розривів і тріщин;

3) число пластичності - різниця між числовим значенням верхньої і нижньої меж пластичності. Число пластичності показує діапазон вологості, при якій спостерігаються пластичні властивості ґрунтів.

Пластичність визначається гранулометричним складом і формою частинок, які утворюють ґрунт. Пластичність глин у два рази більша від пластичності суглинків і в три рази більша за пластичність супісків. Число пластичності для них відповідно дорівнює: 35-40, 10-20, 5-10 і 0. З пластичністю ґрунтів зв'язана їх в'язкість - внутрішнє тертя, що виникає при текучості ґрунту.

Липкість - властивість дисперсних систем прилипати до поверхні різних тіл. Липкість ґрунтів кількісно характеризується зусиллям (у ньютонах), яке необхідне для відриву металевої пластинки від поверхні ґрунту і виражається в Н/см². Вона з'являється тільки у вологому стані, що зумовлено силами молекулярного зчеплення, які виникають на границях розділу між мінеральними частинками, тонким шаром води і поверхнею предметів, які дотикаються. Отже, вирішальна роль у проявленні липкості належить слабозв'язаній воді. Ця властивість називається адгезією, а шар води - адгезійним шаром.

Істотно впливає на формування адгезійного шару мінералогічний склад ґрунтів. Останній визначається кількістю зв'язаної води. На формування адгезійного шару впливають склад обмінних катіонів, гранулометричний склад, оструктуреність ґрунтів та їх складення. Так, липкість (у Н/см²) пісків і супісків дорівнює 0.2-0.3; глин - 5-6, мигальних частинок розміром менше 1 ммк - 10-11.

Липкість визначає таку важливу практичну властивість ґрунтів, як їх фізичну стиглість. Фізична стиглість ґрунтів визначається рівнем вологості, при якій зникає здатність ґрунтових частинок прилипати. До сільськогосподарських знарядь, але виникає здатність самоагрегуватися. Ця властивість ґрунтів має важливе значення для визначення оптимальних строків початку обробітку ґрунтів, швидкості руху сільськогосподарських машин по полю.

Бубнявість - це збільшення об'єму ґрунту або його окремих структурних елементів при зволоженні. В основі бубнявості лежить властивість колоїдів сорбувати й утворювати гідратні оболонки навколо мінеральних і органічних, частинок, розширяючи їх.

Процес, зворотній бубнявості, називається усадженням. Воно характеризується зменшенням об'єму ґрунтів при їх висиханні і дегідратації.

Бубнявість (як і усадження) зв'язана з дисперсністю ґрунтів, вмістом у них солей, органічних речовин, наявністю процесів зволоження - висушування, замерзання-розмерзання.

Фізико-механічні властивості важливо врахувати при різних видах використання ґрунтів і ґрунтового покриття: при механічному обробітку ґрунтів у землеробстві, у шляховому і аеродромному будівництві, у гідротехніці, при будівництві каналів і водоймищ, при гідротехнічній меліорації.

Лекція 7

ТЕМА. ПОХОДЖЕННЯ, СКЛАД І ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ҐРУНТУ

Зміст

1. Характеристика твердої фази ґрунту.
2. Форми вивітрювання гірських порід.
3. Гранулометричний склад ґрунтів.
4. Класифікація ґрунтів за гранулометричним складом.
5. Значення гранулометричного складу ґрунту.

За своїм складом мінеральна частина ґрунту є неоднорідною (гетерогенною) багатофазною системою:

а) тверда фаза, яку складають частки різного розміру і хіміко-мінералогічного складу; б) рідка фаза – ґрунтовий розчин (вода і розчинені в ній різні речовини); в) газоподібна фаза – ґрунтове повітря; біофаза, або «живе тіло» ґрунту, – сукупність різноманітних живих організмів, які беруть участь у процесах ґрунтоутворення та трансформації найважливіших елементів живлення.

Тверда фаза ґрунту складається з двох частин: мінеральної (що не згоряє) і органічної (що згоряє). На частку мінеральної частини в найбільш поширених ґрунтах припадає близько 85–95 % їх маси. Це основа будь-якого ґрунту, від неї залежать найважливіші його властивості.

Мінеральна частина твердої фази ґрунту походить від гірської породи, з якої утворився ґрунт. Породи, які виходять на денну поверхню і в яких відбуваються процеси ґрунтоутворення, одержали назву ґрунтоутворних, або материнських. Усі гірські породи земної поверхні за своїм походженням (генезисом) поділяються на магматичні, осадові і метаморфічні. Найбільш поширені осадові гірські породи.

У походженні мінеральної частини твердої фази ґрунтів провідна роль належить процесам вивітрювання – фізичного руйнування та хімічної зміни гірських порід і мінералів, що складають породу під впливом природних чинників. Складний процес вивітрювання умовно розподіляється на три форми.

Під фізичним вивітрюванням розуміють переважно процес механічного руйнування гірських порід та мінералів, які входять до складу цих порід, на уламки різного розміру без зміни хімічного і мінералогічного складу. Природні чинники фізичного вивітрювання найчастіше обумовлені коливаннями температури. Нагрівання та остигання спричиняє неоднакове розширення різних мінералів, що призводить до розтріскування гірської породи. В тріщини неминуче потрапляє вода і учиняє розклинюючий вплив, сприяючи розширенню та поглибленню тріщин.

У результаті фізичного вивітрювання монолітна в минулому гірська порода перетворюється в пухку породу. Під впливом фізичного вивітрювання різко збільшується загальна поверхня гірської породи, що сприяє кращому проявленню хімічних чинників вивітрювання.

Нижче наводимо класифікацію механічних елементів ґрунтів (за В. Р. Вільямсом – Н. А. Качинським, табл. 1).

Таблиця 1

Класифікація механічних елементів ґрунтів

Механічні елементи	Діаметр часточок, мм
Каміння	>3
Гравій	3-1
Пісок: великий	1-0,5
середній	0,5-0,25
дрібний	0,25-0,05
Пил: великий	0,05-0,01
середній	0,01-0,005
дрібний	0,005-0,001
Мул: глина + гумус	<0,001
грубий	0,001-0,0005
тонкий	0,0005-0,0001
Колоїди	<0,0001

Таким чином, згідно з класифікацією механічних елементів, вся маса ґрунту, за винятком каміння та гравію, може бути розділена на три гранулометричні фракції: піщану, пилувату та мулисту, кожна з яких характеризується певними фізико-механічними властивостями і хімічним складом.

Кам'янисту частину і гравій складають уламки гірських порід та мінералів, що характеризуються високою (провальною) водопроникністю, відсутністю капілярного підтягування води і дуже низькою вологоємністю.

Піщана фракція відрізняється значною водопроникністю, швидкістю капілярного підтягування води, але на незначну висоту (до 40–50 см).

Пилувата фракція характеризується різким зростанням величини капілярного підтягування води, порівняно з фракцією піску, і значним зниженням водопроникності.

Фракція мулу, взаємодіючи з водою, значно набухає і стає практично водонепроникною, відрізняється високою пластичністю, повільним підтягуванням води капілярами, але на значну висоту.

Хімічний склад окремих гранулометричних фракцій в одному й тому ж ґрунті значно відрізняється залежно від діаметру часточок, з яких складаються фракції.

Для розуміння причин формування особливостей валового хімічного складу ґрунту і його варіювання за профілем завжди необхідно враховувати, що вміст окремих елементів визначається присутністю їх у ґрунті в складі різноманітних конкретних мінеральних і органічних сполук.

Кремній. Вміст його визначається в основному присутністю в ґрунті кварцу й меншою мірою первинних і вторинних силікатів і алюмосилікатів. Валовий вміст SiO_2 коливається від 40–70 % у глинистих ґрунтах і до 90–95 % у піщаних.

Алюміній. Вміст алюмінію в ґрунтах зумовлений в основному присутністю польових шпатів, глинистих мінералів. Валовий вміст Al_2O_3 у ґрунтах коливається від 1–2 до 15–20 %, а у фералітних ґрунтах тропіків і бокситах може перевищувати 40 %.

Залізо. Цей елемент присутній у ґрунтах у складі як первинних, так і вторинних мінералів, будучи компонентом магнетиту, гематиту, глауконіту, піроксенів, біотиту, глинистих мінералів.

Багато в ґрунтах міститься й аморфних сполук заліза, різноманітних гідроксидів. Загальний вміст у ґрунті Fe_2O_3 коливається в дуже широких межах – від 0,5–1,0 у піщаних ґрунтах і до 20–50 у фералітних ґрунтах і латеритах тропіків

Кальцій. Вміст Ca в безкарбонатних суглинистих ґрунтах складає 1–3 % і визначається в основному присутністю глинистих мінералів тонкодисперсних фракцій, а також присутністю кальцієвмісних мінералів (кальциту, гіпсу та ін.).

Магній. Валовий вміст Mg у ґрунті зумовлений в основному присутністю глинистих мінералів, особливо монтморілоніту, вермикуліту. У ґрунтах аридної зони багато магнію акумулюється при засоленні ґрунтів у вигляді хлоридів і сульфатів. Вміст K_2O в ґрунтах складає 2–3 %. Він присутній частіше в глинистих мінералах тонкодисперсних фракцій, особливо в гідрослюдах. Калій – органігенний елемент, необхідний для розвитку рослин. Часто його вміст у ґрунтах буває в дефіциті (торфові ґрунти), тому для зменшення дефіциту необхідне внесення калійних добрив.

Натрій. Валовий вміст у ґрунті Na_2O є в межах 1–3 %. У засолених ґрунтах сухостепової зони присутній у вигляді хлоридів і може входити в ґрунтовий поглинальний комплекс. У підвищених кількостях у складі рухомих форм зумовлює формування несприятливих фізичних і хімічних властивостей ґрунту.

Марганець. Вміст Mn в ґрунті складає десяті або навіть і соті частини відсотка й зумовлений присутністю марганцевих конкрецій, що утворилися в результаті мікробіологічної діяльності.

Сірка. Вміст S у ґрунті звичайно не перевищує декількох десятків відсотка. Сірка в ґрунті присутня у складі різних органічних сполук як рослинного, так і тваринного походження. Значно більше сірки міститься у засолених ґрунтах. Підвищений вміст сірки у вигляді рухомих сполук може спостерігатися при забрудненні ґрунтів промисловими відходами.

Вуглець. У ґрунті він міститься в основному у складі гумусу, а також органічних залишків. Багато вуглецю може бути у складі карбонатів. Середній вміст складає 2–3 %.

Азот. Він майже цілком зв'язаний у ґрунті з його органічною частиною – гумусом. Незважаючи на невелику кількість (0,3–0,4 %), азот відіграє надзвичайно важливу роль у родючості ґрунтів, тому що життєво необхідний рослинам, для яких доступний тільки у формі нітратного й амонійного іонів.

Фосфор. Міститься у ґрунті в незначних кількостях – 0,1–0,2 %. Фосфор життєво важливий для рослин. На ґрунтах, слабо забезпечених рухомими формами P_2O_5 , необхідне внесення фосфорних добрив.

Поряд з перерахованими макроелементами, у ґрунті в дуже невеликих кількостях присутні так звані мікроелементи – Си, Со, Zn, Na, РЬ, В, Мо й інші, необхідні для нормального розвитку рослин.

У процесі ґрунтоутворення відбуваються дуже істотні перетворення хімічного складу вихідних материнських порід, що і призводять до диференціації ґрунтового профілю за хімічним складом.

Від гранулометричного складу материнської породи значною мірою залежить інтенсивність, швидкість та спрямованість ґрунтоутворювального процесу.

В однакових природних умовах, наприклад на піщаних породах під трав'янистою рослинністю в степу і лісостепу, утворюються слабогумусовані різні за станом розвитку дернові ґрунти, а на суглинкових і глинистих породах добре гумусовані чорноземні ґрунти.

Питання для контролю

1. Дайте характеристику твердої фази ґрунту.
2. Назвіть основні форми вивітрювання гірських порід.
3. Що ми розуміємо під гранулометричним складом ґрунту.
4. Назвіть основні фракції ґрунту, діаметр часточок.
5. Які основні хімічні елементи та їх сполуки входять до складу ґрунту?
6. Значення гранулометричного складу ґрунту.

Лекція 8

ТЕМА. ПОХОДЖЕННЯ, СКЛАД ТА ВЛАСТИВОСТІ ОРГАНІЧНОЇ ЧАСТИНИ ҐРУНТІВ

Зміст

1. Характеристика органічної частини ґрунтів.
2. Джерела та процеси утворення гумусу.
3. Склад та властивості гумусу.
4. Екологічне та агрохімічне значення гумусу, його вміст у ґрунтах.
5. Регулювання вмісту органічної речовини та гумусу у ґрунтах.

Органічна частина як невід'ємна складова будь-якого ґрунту є складним комплексом різних хімічних сполук.

Складний комплекс органічних сполук ґрунту зумовлений різним складом органічних решток, які надходять у ґрунт. До них належать: а) нерозкладені (свіжі) органічні рештки; б) низькомолекулярні та високомолекулярні органічні речовини – продукти розкладу органічних решток; в) напіврозкладені, що втратили форму і анатомічну будову органічні рештки – детрит; г) специфічні ґрунтові продукти синтезу нових органічних сполук – гумусові речовини, які забарвлюють ґрунт у темний колір і одержали назву гумус (від лат. *humus* – земля, ґрунт).

Джерелом гумусу, насамперед і в основному, слугують органічні рештки великих рослин, нижчих організмів і тварин, які розвиваються у ґрунті. Залишки зелених рослин потрапляють у ґрунт у вигляді наземного опаду та відмерлої кореневої системи рослин. Потрапивши у ґрунт, органічні залишки під впливом ґрунтових організмів зазнають впливу процесів перетворення, спрямованих на їх мінералізацію, до утворення найпростіших продуктів. Продуктивність рослинності у різних зонах і екосистемах неоднакова: від 1–2 т/га в рік сухої речовини в тундрі до 30–35 т/га у вологих тропічних лісах. Під трав'янистою рослинністю основним джерелом гумусу є корені, маса яких у метровому шарі ґрунту становить 8–28 т/га. Органічні рештки, які потрапляють у ґрунт і є джерелом утворення гумусу, дуже різноманітні за хімічним складом (вуглеводи, лігніни, азотисті сполуки, жири, смоли, дубильні речовини). Ґрунтові мікроорганізми (автотрофні, гетеротрофні) у процесі життєдіяльності виділяють в навколишнє середовище особливі речовини – ферменти, які діють як каталізатори біохімічних реакцій гідролізу, окислення, відновлення, бродіння і визначають напрямок перетворення органічних решток.

Загальна біомаса мікроорганізмів у метровому шарі ґрунту складає до 10 т/га. Потрапляючи до ґрунту, органічні рештки піддаються різним механічним, біохімічним і фізико-хімічним перетворенням. Першим етапом перетворень є розклад органічних залишків за допомогою ґрунтових мікроорганізмів. Органічні залишки при цьому втрачають свою анатомічну будову, складні органічні сполуки трансформуються у простіші і більш рухомі. Після фізичного руйнування, подрібнення настає фаза гідролізу органічних речовин: білки, наприклад, розщеплюються на пептиди, а потім – на амінокислоти; вуглеводи –

на моносахариди, уронові кислоти, жири – на гліцерин і жирні кислоти, лігнін, смоли, дубильні речовини та ароматичні сполуки. Наступною фазою розкладу є окисно-відновні процеси, коли за допомогою ферменту оксидоредуктази викликають повну мінералізацію органічних речовин: відбувається дезамінування амінокислот, декарбоксилювання органічних кислот тощо.

Швидкість розкладу органічних залишків зменшується в анаеробних умовах аж до повного припинення його й утворення торфу.

Більшість з органічних залишків окислюється до вуглекислого газу і води, а менша частина проходить другий етап перетворень – гуміфікацію, тобто синтез гумусових речовин.

Існує декілька гіпотез походження гумусу.

Значний внесок у вивчення процесів гуміфікації зробили В. Р. Вільямс, Л. М. Александрова, І. В. Тюрін, М. М. Кононова, Д. С. Орлов, М. І. Лактіонов та ін.

На сьогодні найбільш поширеними є дві концепції гумусоутворення. Конденсаційна (полімеризаційна) – розроблена М. М. Кононою, В. Фляйгом. Засновники теорії стверджують, що гумусові речовини – це продукт конденсації структурних фрагментів, які утворилися в результаті первинного розкладу органічних сполук циклічного характеру (лігнін, дубильні речовини, смоли і т. д.). Одночасно відбувається полімеризація шляхом окислення циклічних сполук ферментами типу фенол оксидаз через семіхінони до хінонів і взаємодією останніх з амінокислотами та пептидами.

Концепція біохімічного окислення, розроблена Л. М. Александровою, визначає гуміфікацію як складний біо-фізико-хімічний процес трансформації проміжних високомолекулярних продуктів розкладу органічних сполук – гумусні кислоти. Гуміфікація – тривалий процес, у результаті якого проходить поступова ароматизація молекул гумусових кислот не за рахунок конденсації, а шляхом часткового відщеплення найменш стійкої частини макромолекули новоутвореної гумусової кислоти. Система гумусових кислот далі вступає в реакцію із зольними елементами рослинних залишків і мінеральної частини ґрунту.

Встановлено, що швидкість і спрямованість гуміфікації залежить від багатьох чинників. Це кількість і хімічний склад рослинних решток, водно-повітряний режим, склад ґрунтових мікроорганізмів, реакція ґрунтового розчину, гранулометричний склад ґрунту.

Повне співвідношення цих чинників і їх взаємодія зумовлюють певний тип гуміфікації органічних решток: фульватний, гуматнофульватний, фульватногуматний і гуматний.

Гумус – це гетерогенна динамічна полідисперсна система високомолекулярних азотистих ароматичних сполук кислотної природи.

Вміст гумусу в поверхневих горизонтах ґрунтів коливається від 0,5 до 10 %, різко або поступово зменшуючись з глибиною.

Характерною особливістю гумусових речовин є їх гетерогенність, тобто наявність різних за стадією гуміфікації, молекулярною масою, хімічним складом

і специфічними властивостями компонентів. Гумусні речовини поділяються на три групи сполук: гумінові кислоти, фульвокислоти, гуміни.

Гумінові кислоти: (ГК) темно-коричневого або чорного забарвлення, розчинні в слабких лугах, утворюючи гумати, слаборозчинні у воді.

Молекула гумінової кислоти має складну будову. Гумінові кислоти різних типів ґрунтів мають різне співвідношення С:Н (вуглецю до водню).

Фульвокислоти (ФК) світло-жовтого, світло-бурого забарвлення, розчинні у воді й лугах, утворюють фульвати. їх елементарний склад відрізняється від складу гумінових кислот. Вони містять менше вуглецю і більше кисню. Водні розчини фульвокислот сильнокислі (рН – 2,6–2,8), енергійно руйнують мінеральну частину ґрунту, дуже лабільні.

Гумінами тепер прийнято називати рештки, що не гідролізуються. Гуміни не розчиняються в жодному розчиннику, тому їх називають інертним гумусом. Існує думка, що до складу гумусу входить група гумусових речовин із проміжними властивостями між фульвокислотами і гуміновими кислотами. Крім того, у ґрунті утворюється певна кількість солей гумусових кислот – гуматів і фульватів. Гумати одновалентних катіонів (натрію, амонію, калію) добре розчинні у воді, легко вимиваються з ґрунту. Гумати кальцію і магнію нерозчинні у воді, утворюють стійкі гелі, тому накопичуються у верхньому горизонті ґрунту (чорноземи). Утворюються також і комплексні солі типу хелатів, що є результатом взаємодії неспецифічних органічних кислот полівалентними металами (залізо, алюміній, мідь).

Окрему групу складають органо-мінеральні сполуки, утворені при взаємодії гумусових кислот та їх солей з кристалічною решіткою несилікатних півтораоксидів і глинистих мінералів.

Якість гумусу, його груповий склад залежить від кількості гумінових, фульвокислот і гумінів. За відношенням гумінових кислот ($C_{гк}$) до фульвокислот ($C_{фк}$), що коливається від 0,4 до 3, розрізняють фульватний ($C_{гк}:C_{фк} < 0,6$); гуматно-фульватний (0,6–0,8), фульватно-гуматний (0,8–1,2) та гуматний ($>1,2$) типи гумусу.

У складі гумусу чорноземів переважають гумати, в підзолистих ґрунтах – фульвокислоти (табл. 1).

Гумусні речовини мають дуже важливе значення у ґрунтоутворенні, формуванні родючості ґрунту, живленні рослин.

Гумус – найважливіший чинник утворення в ґрунті агрономічно цінної структури і поліпшення агрофізичних властивостей ґрунту, які обумовлюють сприятливий водно-повітряний режим. Гумус робить більш зв'язними ґрунти легкого гранулометричного складу. Гумусові речовини є важливим джерелом азоту, фосфору, сірки для живлення рослин і мікроорганізмів.

Таблиця 1

Вміст і склад гумусу у верхньому горизонті зональних типів ґрунтів (за М. М. Коновою, 1969)

Ґрунти	Гумус, %	Сгк:Сфк	Запаси в 0-20 см шарі, т/га	Гумусовий профіль
--------	----------	---------	-----------------------------	-------------------

Підзолисті	2,5-4,0	0,6-0,8	53	Регресивно-акумулятивний або елювіальний
Сірі лісові	4,0-6,0	1,0	109	Регресивно-акумулятивний
Чорнозем и	7,0-10,0	1,5-2,5	224	Рівномірно або прогресивно-акумулятивний
Каштанові	1,5-4,0	1,2-1,5	99	Рівномірно-акумулятивний
Бурі напів-пустельні	1,0-1,2	0,7	25	Рівномірно-акумулятивний
Сіроземи	0,8-1,0	0,7	37	Рівномірно-акумулятивний

Як найважливіший чинник буферності ґрунту гумус забезпечує стійкість реакції ґрунтового розчину. Темне забарвлення завдяки наявності гумусу сприяє кращому прогріванню ґрунту сонячним промінням, підвищує його теплоємність і знижує теплопровідність. Запаси гумусу в різних ґрунтах коливаються в широких межах: від 50 до 170 т/га в 0–20 см шарі ґрунту, закономірно збільшуючись від підзолистих ґрунтів до чорноземів і зменшуючись від чорноземів до бурих пустельних ґрунтів та сіроземів (табл. 2).

Таблиця 2.

Запаси гумусу в ґрунтах, т/га (за М. М. Коновою)

Підзолисті та дерново-підзолисті	52-54
Сірі лісові	70-129
Чорноземи	178-111
Каштанові	95-44
Бурі пустельні та сіроземи	40-32

Вміст гумусу в різних ґрунтах визначається впливом багатьох чинників, серед яких (за наявності в ґрунті достатньої кількості біомаси - джерела гумусових речовин) є такі:

- тривалість періоду оптимальних умов гумусоутворення в ґрунті;
- гранулометричний та мінералогічний склад ґрунтоутворних порід;
- наявність у ґрунті високовалентних обмінно-увібраних катіонів.

В умовах інтенсифікації землеробства поступово знижується вміст гумусу в орних ґрунтах.

При монокультурі в агроценозі та при інтенсивному сільськогосподарському використанні ґрунтів процеси розкладу й мінералізації гумусу переважають над процесами гуміфікації, тобто відбуваються втрати гумусу, а це призводить до погіршення агрофізичних властивостей ґрунту,

зменшує його біологічну активність, поглинальну здатність, вміст поживних речовин, тобто зменшує родючість ґрунту.

Основними заходами щодо накопичення органічних речовин у ґрунті є внесення органічних добрив (гною, компостів), посів сидератів на зелене добриво, розширення площ бобових культур та дотримання оптимальних сівозмін. Перед сучасним суспільством стоїть завдання досягти розширеного відтворення родючості ґрунтів.

Контрольні питання

1. Які головні групи органічних речовин у ґрунті?
2. Дайте характеристику джерел гумусу в ґрунті.
3. Коротко охарактеризуйте процеси перетворення органічних речовин у гумус.
4. Роль гумусу в ґрунтах та способи регулювання його вмісту.
5. Охарактеризуйте географічні закономірності поширення гумусових речовин у ґрунтах та екологічне значення гумусу.

Лекція 9

ТЕМА. ПОГЛИНАЛЬНА ЗДАТНІСТЬ ҐРУНТІВ

Зміст

1. Види поглинальної здатності ґрунтів
2. Ґрунтовий поглинальний комплекс і його характеристики
3. Сорбційні процеси у ґрунтах та їх характерні особливості
4. Сорбція іонів ґрунтами, закономірності цього процесу

На початку XIX ст. італійці Ламбрушіні і Герцері провели дослідження з поглинання ґрунтом поживних елементів із розчину, а також забарвлених та пахучих речовин. Пізніше Гекстель і Томсон виявили поглинання ґрунтом аміачних, та інших солей, яке супроводжувалося переходом у розчин кальцію.

Це були передумови для ґрунтових досліджень англійця Уея. Він довів, що при пропусканні через ґрунт солей калію і амонію ці основи поглинаються, а кислотні залишки залишаються в розчині, з'єднуючись з еквівалентною кількістю Са.

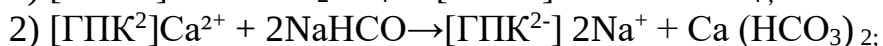
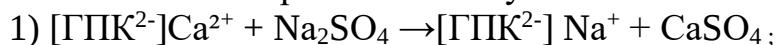
За ступенем поглинання основи розмістилися в ряд: $\text{Na} > \text{K} > \text{Ca} > \text{M} > \text{NH}_4$. Поглинальною здатністю володіє перегній і особливі мінеральні сполуки цеоліти - розчинені в соляній кислоті силікати. Уея необхідно вважати основоположником наукової трактування поглинальної здатності ґрунтів.

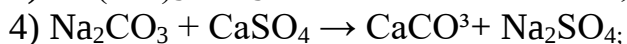
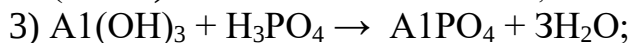
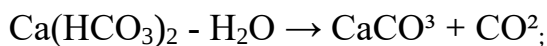
Пізніше Костянтин Каєтанович Гедройц (1872–1932 рр.) провів свої фундаментальні дослідження, на основі яких опублікував «Вчення про поглинальну здатність ґрунтів» (1922) і «Ґрунтовий поглинальний комплекс і ґрунтові ввібрані катіони, як основа генетичної класифікації ґрунтів» (1925). Крім того, вчення про поглинальну здатність ґрунтів додатково розроблено у наукових працях Г.Вігнера, С.Маттсона, Н.І.Горбунова, О.Н.Соколовського.

Поглинальною здатністю ґрунтів називається властивість їх обмінно чи необмінно поглинати різні тверді, рідкі і газоподібні речовини або збільшувати їх концентрацію на поверхні колоїдних частинок, які вміщуються у ґрунті. К.К.Гедройц виділив п'ять її видів:

1. Механічна поглинальна здатність – це властивість ґрунтів поглинати тверді частинки, що надходять з водним або повітряним потоком, розміри яких перевищують розміри ґрунтових пор. Вода при цьому очищається від зависей, що дозволяє використати ґрунт для очищення питних і стічних вод. При будівництві зрошувальних систем властивість ґрунтів поглинати тверді частинки використовується для замулювання дна і стінок каналів з метою зменшення фільтрації (кольматування каналів водосховищ).

2. Хімічна поглинальна здатність – зумовлена утворенням внаслідок проходження хімічних реакцій у ґрунті важкорозчинних сполук, які випадають із розчину в осад. Катіони і аніони, які надійшли до ґрунту з атмосферними, поливними і ґрунтовими водами, утворюють з солями ґрунтового розчину нерозчинні або важкорозчинні сполуки:





3. Біологічне поглинання спричиняється здатністю живих організмів (корені рослин, мікроорганізми), які живуть у ґрунті, поглинати різні елементи. Живі організми володіють вибірковою здатністю до елементів живлення.

4. Фізична поглинальна здатність – здатність ґрунту збільшувати концентрацію молекул різних речовин на поверхні тонкодисперсних частинок. Поверхнева енергія таких частинок виникає на границі дотику дисперсної фази з дисперсійним середовищем і вимірюється добутком поверхневого натягу на сумарну поверхню частинок дисперсійної фази, яка прагне до найменшого скорочення.

Це реалізується шляхом: а) скорочення поверхні збільшених частинок або 2) зменшення поверхневого натягу внаслідок адсорбції на поверхні частинок деяких речовин. Речовини, які знижують поверхневий натяг, називаються поверхневоактивними (органічні кислоти, алкалоїди, велика кількість високомолекулярних сполук). Вони притягуються до поверхні тонкодисперсних частинок, тобто випробовують позитивну адсорбцію. Багато мінеральних солей, кислот, лугів підвищують поверхневий натяг води, викликаючи явище від'ємної адсорбції, при якій концентрація цих речовин зменшується з наближенням до поверхні частинки.

5. Фізико-хімічна, або обмінна поглинальна здатність - здатність ґрунту поглинати і обмінювати іони, що знаходяться на поверхні колоїдних частинок, на еквівалентну кількість іонів розчину, взаємодіючого з твердою фазою ґрунту. Ця властивість ґрунту зумовлена наявністю у його складі так званого ґрунтового поглинального комплексу (ГПК), зв'язаного з ґрунтовими колоїдами.

2. Ґрунтовий поглинальний комплекс і його характеристики

Обмінна поглинальна здатність ґрунту зумовлена наявністю у ньому ґрунтового поглинального комплексу (ГПК). ГПК – це сукупність мінеральних, органічних та орґано-мінеральних сполук високого ступеня дисперсності, нерозчинних у воді і здатних поглинати і обмінювати поглинуті іони. Ґрунт належить до гетерогенних полідисперсних утворень, для яких колоїдний стан речовини має велике значення. Поглинальною здатністю володіють як колоїдні частинки (0.2–0.001 мкм), так і передколоїдна фракція (0.2–1 мкм). Діаметр частинок в 1 мкм являє собою границю, яка відокремлює механічні елементи з різко вираженою поглинальною здатністю.

Таблиця
1

Склад і властивості поверхні найбільш поширених колоїдів ґрунту (Е. Bresler at al., 1982)

Колоїд	Типовий склад	Питома Поверхня м ² /г	ЕКО, мг-кв/100г
Гумус	50-60% С(сер.=58%); 3-5%Н;35-45%;	50-100	80-100 <pH=4)

	5-1%P, 0.3-0.5% S		
			150-200 (pH=6)
			200-300 (pH=8)
Силікати: Монтморилоніт	$(\text{Al}_{0,3}\text{Si}_{7,7})(\text{Al}_{2,6}\text{Fe}^{3+}_{0,9}\text{Mg}_{0,5})\text{O}_2(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	600-800	80-120

Питома поверхня ($\text{м}^2/\text{г}$) колоїдів гумусного горизонту різних суглинкових ґрунтів складає: дерново-підзолистих – 29; сірих лісових – 33; чорноземів – 48.

3. Сорбційні процеси у ґрунтах та їх характерні особливості

Головним механізмом фізико-хімічної, або обмінної поглинальної здатності ґрунтів є процеси сорбції. Обмінна сорбція катіонів - це здатність катіонів дифузного шару ґрунтових колоїдів обмінюватися на еквівалентну кількість катіонів зіткнутого з ним розчину. Обмінними катіонами у ґрунті звичайно є: Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , H^+ , Al^+ . У незначних кількостях присутні катіони Li^+ , Sr^{2+} та інші.

Головні закономірності сорбції катіонів:

1) еквівалентність обміну між поглинутими катіонами взаємодіючого розчину. Термодинамічна константа повністю зворотного (рівноважного) обміну двох однаково заряджених катіонів А і В має дорівнювати 1,

$$\text{KA/B} = \text{aA}_{\text{погл.}} \cdot \text{aB}_{\text{розч.}} / \text{aA}_{\text{розч.}} \cdot \text{aB}_{\text{погл.}} = 1$$

де aA і aB - активності катіонів у вибраному стані і в рівноважному оточуючому розчині. 2) у ряді різновалентних іонів енергія поглинання збільшується з підвищенням валентності іона:

$$\text{Li}^+ < \text{Na}^+ < \text{K}^+ < \text{NH}_4^+ < \text{Cr}^+ \ll \text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+} \ll \text{Al}^+ < \text{Fe}_3^+.$$

Під енергією поглинання розуміють відносну кількість поглинання катіонів ґрунтами при одній і тій самій концентрації в розчині.

Таблиця 2

Діаметр катіонів без гідратних оболонок і в гідратному стані

Катіони	Діаметр, Нм			Гідратація у молях води на 1 моль катіона
	негідратований		гідратований	
	(Гольдшмідт)	Х.Пальман	Г.Ієнні	
Li^+	0.075	0.73	1.003	11 -13
Na^+	0.095	0.56	0.790	9-11
K^+	0.133	0.35	0.532	5-6
NH_4^+	0.143	-	0.537	2-3
Mg^{2+}	0.075	1.05	-	20-23
Ca^{2+}	0.106	0.95	-	19-20
Ba^{2+}	0.143	0.55	-	15-20
Al^{3+}	0.055	-	-	-

H ₃ O(оксоній)	-	0.135	-	-
---------------------------	---	-------	---	---

3) енергія поглинання визначається радіусом негідратованого іона; чим менший радіус, тим слабше зв'язується іон. Це пояснюється більшою щільністю заряду, а значить і більшою гідратованістю іона. Гідратні оболонки зменшують їх чутливість до електростатичного тяжіння.

4) у середині рядів іонів однієї валентності енергія поглинання збільшується з підвищенням атомної маси та атомного номера: одновалентні ${}^7\text{Li} < {}^{23}\text{Na} < {}^{18}\text{(NH)}_4 < {}^{39}\text{K} < {}^{89}\text{Rb}$; двовалентні ${}^{27}\text{Mg} < {}^{40}\text{Ca} < {}^{59}\text{Co} < {}^{112}\text{Cd}$; тривалентні ${}^{27}\text{Al} < {}^{56}\text{Fe}$.

Іон H^+ або H_3O^+ (оксоній) сорбується щільно, що зумовлено його малими розмірами. Швидкість обміну катіонів у ґрунтах визначається всередині дифузними процесами - 75-85 % поглинутих катіонів десорбується у перші 3-5 хвилин, потім обмін сповільнюється і продовжується 2-3 доби. Це зв'язано з нерівністю поверхні колоїдних частинок. Загальна кількість усіх поглинутих (обмінних) катіонів, які можуть бути витіснені з ґрунту, називається ємністю поглинання, або ємністю катіонного обміну. Останнє поняття було введено К.К.Гедройцем. Виражається ємність катіонного обміну у міліграм-еквівалентах на 100 г ґрунту (мг-екв/100 г ґрунту). Залежить від вмісту в ґрунті колоїдної і передколоїдної фракцій, будови їх поверхні, природи ґрунтового поглинаючого комплексу, реакції середовища:

а) при збільшенні ступеня дисперсності частинок ємність поглинання підвищується;

б) органічна частина володіє значно більшою ємністю поглинання, ніж мінеральна;

в) монтморилонітова група глин володіє більш високою ємністю поглинання;

г) з підвищенням рН збільшується ємність поглинання (ЕКО).

4. Сорбція іонів ґрунтами, закономірності цього процесу

Сорбція аніонів залежить від заряду, будови і хімічних властивостей ґрунтового поглинального комплексу. За здатністю сорбуватися на ґрунтових частинках аніони розміщуються так:



При збільшенні в ґрунтовому поглинальному комплексі алюмінію, заліза і в присутності зколів ґрунтових мінералів, при зниженні рН середовища сорбція аніонів збільшується.

Аніони Cl^- і NO_3^- практично не поглинаються ґрунтом.

У поглинанні аніонів велику роль відіграють процеси солеутворення. При взаємодії розчинних солей утворюються нові нерозчинні у воді солі (сульфати, карбонати, фосфати), які переходять у тверду фазу. Так поглинаються ґрунтом іони H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} , PO_4^{3-} . Разом з тим механізм поглинання ґрунтом фосфат-іонів складний і різноманітний.

Контрольні питання

1. Дати визначення поглинальної здатності ґрунту.
2. Що таке фунтовий поглинальний комплекс?
3. Охарактеризувати основні види поглинальної здатності ґрунтів.
4. Ємність вбирання та склад увібраних катіонів різних ґрунтів.
5. Ступінь насичення ґрунтів основами.
6. Склад катіонів ґрунтового вбирного комплексу й агрономічні властивості ґрунтів.

Лекція 10

ТЕМА. ГРУНТОВІ КОЛОЇДИ

Зміст.

1. Речовинний склад ґрунтових колоїдів та їх головні ознаки
2. Будова ґрунтових колоїдів.
3. Фізичний стан ґрунтових колоїдів.
4. Екологічне значення ґрунтових колоїдів.

1. Речовинний склад ґрунтових колоїдів та їх головні ознаки.

Вивчення гранулометричного складу органічної речовини та поглинальної здатності ґрунтів неможливе без знань про ґрунтові колоїди.

При визначенні гранулометричного складу ґрунтів необхідно зразок ґрунту обробити 0.05 н розчином HCl, відмити зразок від кальцію (проба AgNO₃). При цьому агрегати, грудочки, структурні відокремлення розпадаються, роз'єднуються на елементарні складові частинки. Цей процес називається диспергацією ґрунту, при якій збільшується кількість елементарних частинок і зменшуються розміри агрегатів.

Зразок ґрунту поділяють на фракції (розрахунок робиться в %): пісок - 3-0.05 мм; пил - 0.05-0.001 мм; мул - менше 0.001 мм. Остання фракція за своїми розмірами належить до передколоїдної (0.001-0.0001 мм) і колоїдної (менше 0.0001 мм).

Органічна речовина ґрунтів включає гумус, або специфічну органічну речовину, яка утворюється тільки в ґрунтах внаслідок конденсації (ущільнення) і полімеризації складних ароматичних органічних речовин напіврозкладених решток рослинного і тваринного походження (корені рослин, їх рештки, мікроорганізми, водорості, тварини, комахи і тощо).

О.Н.Соколовський- батько українського ґрунтознавства, засновник і директор науково-дослідного інституту ґрунтознавства та агрохімії, автор першого підручника українською мовою «Ґрунтознавство» (1935) і «Сільськогосподарське ґрунтознавство» (1956). Досліджуючи склад і властивості гумусу, він дійшов висновку: «яким би не був хімічний склад гумусу, головна його властивість -колоїдність». Підручник Соколовського «Ґрунтознавство» починається розділом «Колоїди ґрунту, їх динаміка і зв'язані з ними явища». У 1924 р. в журналі «Почвоведение» вийшла його наукова праця «До пізнання колоїдної частини ґрунтів».

О.Н.Соколовський поділив гумус ґрунтів на дві групи: активний і пасивний. Зразок ґрунту оброблявся 0.1 н розчином NaCl; гумус, який перейшов після обробки до розчину, він назвав активним - ця фракція гумусу може рухатися по профілю, покривати структурні відокремлення тоненькою плівкою і тощо. Та частина гумусу, яка не переходить (не пептизується) до розчину навіть після дії натрію (розчин NaCl) на ґрунтовий зразок, називається пасивною. Останній вид гумусу має важливе значення для утворення агрономічно цінної структури - розмір агрегатів від 0.25 мм до 7 -10 мм. Особлива його здатність - забезпечення водостійкості - не руйнується під дією дощової води. Отже, О.Н.Соколовський

обґрунтував роль і значення у ґрунтоутворюючих процесах активного і пасивного гумусу або активних і пасивних колоїдів у житті ґрунту.

Видатні дослідження поглинальної здатності ґрунтів зробив К.К.Гедройц, який вирішував цю проблему впродовж 1908-1932 рр. Результати цих досліджень були опубліковані в науковій праці «Вчення про поглинальну здатність ґрунтів» (1922); поряд з механічною, хімічною, фізичною і біологічною поглинальними властивостями ґрунтів він виділив найголовнішу - фізико-хімічну, яка зв'язана з властивостями ґрунтових колоїдів і залежить від їх речовинного складу.

На основі досліджень К.К.Гедройця і О.Н.Соколовського можна визначити речовинний склад ґрунтових колоїдів: він може бути органічним, мінеральним і органо-мінеральним.

Органічні - гумус, до складу якого входять фульвокислоти, гумінові кислоти та їх солі типу хелатів (в середині комплексні сполуки).

Мінеральні - смектити: монтморилоніт, нонтроніт; слюди і гідрослюди: мусковіт, біотит, ілліт; вермикуліт; хлорит; каолініт; галузит. Загальна їх хімічна формула $H_2Al_2Si_2O_8$ або $Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$. До мінеральних колоїдів відносяться також гідроксиди алюмінію, заліза та кремнієвої кислоти. Органо-мінеральні сполуки, які утворилися внаслідок з'єднання гумусових кислот з глинистими мінералами через кальцій.

У ґрунтах переважають колоїди, які мають від'ємний заряд (гумус і глини), що дає можливість обмінно поглинати катіони. Обмінні реакції проходять в еквівалентних кількостях, енергія поглинання залежить від валентності та атомної маси катіона.

ґрунтові колоїдні системи - дисперсні і гетерогенні; це означає, що в ґрунтовому розчині, який називають дисперсійним середовищем, тверді частинки глини, гумусу та інших колоїдів рівномірно розподілені у ньому (дисперсна фаза). «Дисперсний» походить від лат. *dispersus* - «розсіяний». Відомо, що розчини є однофазними, або гомогенними і багатофазними, або гетерогенними.

Система, яка містить частинки у вигляді молекул або іонів, -однофазна, а тому всі молекулярно-іонні розчини відносять до гомогенних однофазних систем, або до істинних розчинів.

Дисперсна система, у якій частинки дисперсної фази складаються з великої кількості молекул є гетерогенною системою. Як приклад гетерогенних дисперсних систем можна навести завись глини у воді, емульсію масла у воді. ґрунт - складна дисперсна гетерогенна система.

Між частинками гумусових речовин, глини і водою є поверхня поділу, яка володіє визначеним запасом вільної поверхневої енергії. Це дуже суттєва ознака ґрунтових колоїдів. Цією ознакою гетерогенні системи відрізняються від гомогенних (істинних), у яких поверхня поділу відсутня. Розмір або діаметр цих частинок буде менше 0.001 -0.0001 мм. Вони називаються колоїдними (від гр. «колла» -клей). Цей термін введений англійським вченим Томасом Гремом. На

початку другої половини XIX сторіччя він ґрунтовно вивчав властивості колоїдних розчинів.

Грем думав, що у колоїдному стані можуть перебувати тільки клеючі речовини: світ колоїдів і світ кристалоколоїдів. Але це не зовсім так, тому що пізніше було доведено, що речовини можуть знаходитись в залежності від середовища як у колоїдному, так і в кристалоколоїдному станах, тобто існують два стани речовин - колоїдний і кристалоїдний.

Колоїдні частинки мають велику загальну і питому поверхню.

Про це свідчать дані такого досліду. При зменшенні довжини ребра куба (см) послідовно у 10, 100, 1000 і більше разів, по-перше, збільшується кількість кубів, загальна їх поверхня. Так, наприклад довжина вихідного ребра 1 см, кількість кубів - 1, загальна поверхня складає 6 см². При послідовному зменшенні ребра аж у 100 мільйонів разів - кількість кубів 10²⁴, а загальна поверхня дорівнюватиме 600 000 000 см² (тобто 6 га).

Питома поверхня колоїдних частинок, яка виражається площею загальної поверхні всіх колоїдних частинок масою 1 г або об'ємом 1 см³ складає на початку експерименту 6 см²/г, а при зменшенні ребра у 100 млн. разів - 6 га.

При збільшенні дисперсності частинок у ґрунті підвищується їх хімічна активність. Вона зв'язана зі збільшенням поверхневої енергії. Поверхневу енергію дисперсних частинок можна підрахувати, виходячи з формули:

$$E = s \cdot S \cdot e,$$

де s - поверхневий натяг, 73 дин/см; S - загальна поверхня колоїдних частинок у розчині, см²; e - внутрішня енергія, ерг.

Поверхнева енергія може переходити у інші форми: хімічну, теплову і тощо.

Змочування розпилених речовин крохмалю, чорнозему, глини, торфового порошку призводить до підвищення їх температури –

тепло, що виділяється при цьому, називають теплотою змочування. З піском цього ефекту не має. Теплота змочування - показник величини загальної поверхні і ступеня її гідрофільності. Чим більш дисперсний ґрунт, тим більше виділиться теплоти змочування.

Поверхнева енергія прискорює хімічні реакції, тобто виявляє каталітичну дію. Так, наприклад, маємо три пробірки: у першій міститься чорнозем, у другій бурувато - підзолистий ґрунт, у третій - пісок. Додаємо у кожну з них пероксид водню. У перших двох спостерігається активне кипіння - виділяється молекулярний кисень, а у третій - цього не буде, бо відсутня поверхнева енергія.

Колоїдні розчини здатні розсіювати світлові промені, робити опалесценцію; довжина хвилі променів менша, ніж розмір колоїдних частинок; утворюють конус Тіндаля.

Дифузія частинок у колоїдних розчинах відбувається дуже повільно. Це свідчить, що колоїдні частинки мають великі розміри в порівнянні з істинними іонними або молекулярними розчинами.

Колоїдні розчини здатні до діалізу, тобто до очищення їх від низькомолекулярних, іонних домішок, які там знаходяться. Це робиться за допомогою напівпроникної мембрани (пергаментний папір, колодій), через яку

не проникають колоїдні частинки, а проходять тільки іони і молекули. Для прискорення цього процесу використовують електрофорез.

Колоїдні розчини під дією електролітів коагулюють, тобто проходить розділення, відокремлення дисперсійного середовища від дисперсійної фази, яка випадає в осад. Цим вони відрізняються від істинних гомогенних систем.

Колоїдні частинки мають заряд: позитивний або негативний. Для визначення знаку заряду колоїдних частинок використовують електрофорез. Для цього наливають колоїдний розчин в U-подібну посудину. Вставляють в отвори електроди і з'єднують з постійним джерелом електричного струму. Колоїдні розчини гумусу, глини будуть мати біля аноду темний розчин, а біля катоду прозорий. Тому ці колоїди мають від'ємний заряд, їх гранула заряджена негативно. Навпаки, колоїдні розчини Al_2O_3 і Fe_2O_3 будуть мати біля катоду непрозорий розчин, а біля аноду - прозорий. Заряд їх гранул - позитивний.

Грунтові колоїди мають питому поверхню (m^2/g) і ємність катіонного обміну (мг-екв на 100 г).

Гумус 500 - 1000 m^2/g рН = 4, 80-100 мг-екв/100 г

рН = 6, 150-200 —»—

рН = 8, 200 - 300 —»—

Ємність катіонного обміну зумовлюється наявністю в гумусі функціональних груп -COOH і -OH.

Монтморилоніт 600-800 m^2/g ; ЕКО.- 80-120 мг-екв/100 г.

Каолініт 30-50 m^2/g ; ЕКО - 3-6 мг-екв/100 г.

Ємність катіонного обміну монтморилоніту та каолініту і оголення зв'язків біля кисню, які є наслідком появи сколів на кутах при руйнуванні мінералів, спричиняється наявністю обмінного водню.

2. Будова ґрунтових колоїдів.

Склад і кількісне співвідношення мінеральних, органічних і органо-мінеральних колоїдів у ґрунті залежить від характеру ґрунтоутворюючих порід і типу ґрунтоутворення.

Узагальнена схема будови колоїдної міцели, якій для наочності надана кулеподібна форма, наведена на рисунку.

Основу колоїдної міцели складає ядро. Г.Вігнер запропонував колоїдну частинку назвати колоїдною міцелою. Природа ядра визначає поведінку ґрунтових колоїдів. Ядро колоїдної міцели являє собою складну сполуку аморфної або кристалічної будови різного хімічного складу.

На поверхні ядра розміщується шар міцно утримуваних іонів із зарядом - шар потенціалвизначаючих іонів. Ядро міцели разом із шаром потенціалвизначаючих іонів має назву гранули. Між гранулою і розчином, який оточує колоїд, виникає термодинамічний потенціал. Під його впливом із розчину притягуються іони протилежного знака (компенсуючі іони). Навколо ядра колоїдної міцели утворюється подвійний електричний шар, який складається з шару потенціалвизначаючих іонів і шару компенсуючих іонів.

Компенсуючі іони, в свою чергу, розміщуються навколо гранули двома шарами: один - нерухомий шар, який міцно утримується електростатичними

силами потенціалвизначаючих іонів. Гранула разом з нерухомим шаром компенсуючих іонів називається колоїдною частинкою. Між колоїдною частинкою і оточуючим розчином виникає електрокінетичний потенціал (дзета-потенціал). Під його впливом знаходиться другий (дифузний) шар компенсуючих іонів, які мають здатність до еквівалентного обміну на іони того самого знака заряду з оточуючого розчину.

Колоїдна міцела електронейтральна. Головна маса її належить гранулі, тому заряд останньої розглядається як заряд усього колоїду.

Колоїди, які у потенціалвизначаючому шарі мають негативно заряджені іони і Н-іони в дифузному шарі, що дисоціюють у розчин, називаються ацидоїдами (кислотноподібні). До таких колоїдів можна віднести кремнієву кислоту і гумінову кислоту, мінерали

групи монтморилоніту.

Колоїди, які мають у потенціалвизначаючому шарі позитивно заряджені іони і відщеплюють у розчин іони-ОН, називаються

базоїдами (дугоподібними).

Колоїди гідроксидів заліза, алюмінію, протешу в залежності від реакції середовища ведуть себе то як кислота (ацидоїди), то як основа (базоїди). Колоїди з такою подвійною функцією називаються амфотерними, або амфолітоїдами.

Так, в умовах кислої реакції середовища висока концентрація у розчині водневих іонів пригнічує дисоціацію алюмінію і Н-іонів і робить можливим дисоціацію у розчин ОН-іонів. При лужній реакції гідроксид алюмінію веде себе як кислота і заряд колоїду стає негативним, з підкисленням реакції середовища посилюється базой-дна дисоціація амфотерних колоїдів, з підлугуванням - ацидоїдна. При деякому значенні рН, яке називається ізоелектричною точкою, або ізоелектричним рН, колоїд посилає в оточуючий його розчин однакову кількість катіонів і аніонів, перетворюючись на електронейтральний.

3. Фізичний стан ґрунтових колоїдів

Колоїди у ґрунті знаходяться у формі гелей, у яких колоїдні частинки зчіплюються між собою і утворюють структурну сітку, у вічках якої утримується вода. Частинки у цьому випадку не відокремлені водною фазою.

У вологому ґрунті невелика кількість колоїдів може знаходитися у стані золя (частинки відокремлені водною фазою). Відокремлене існування колоїдних частинок у стані золя зв'язано з наявністю електрокінетичного потенціалу - однаково заряджені колоїдні частинки відштовхуються одна від одної, знаходяться у стані золя і не утворюють осаду; також з наявністю водної (гідратної) оболонки на поверхні частинок і ступеня гідратації ядер катіонів.

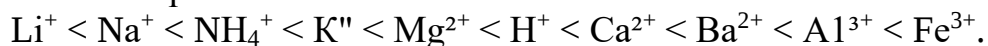
Дослідженнями Пальмана та Йєнні виявлено, що діаметр негідратованих катіонів натрію складає 0.98 А, а кальцію - 1.06 А; діаметр гідратованих катіонів складає: натрію (за Пальманом) - 5.6 А, кальцію - 9.6 А; утримують молей H_2O на один моль катіону: для натрію - 9-11, для кальцію - 19-20; від ступеня дисперсності частинок залежить величина загальної поверхні, питома поверхня та енергія колоїдної системи.

При зниженні електрокінетичного потенціалу і зменшенні заряду частинок різнойменно заряджені колоїди, які стикаються один з одним при хаотичному русі, склеюються, збільшуються у розмірах і випадають в осад. Процес з'єднання колоїдних частинок і утворення із золю гелю називається коагуляцією, подальше осадження - сидиментацією. Перехід колоїду із стану гелю в стан золю називається пептизацією. Колоїди, які можуть переходити із золю в гель і навпаки, називаються оберненими. У ґрунті знаходиться багато колоїдів, які важко переходять до стану золю, вони складають групу необернених колоїдів.

Взаємодії і з'єднанню колоїдних частинок заважають водні плівки, які утримуються на поверхні частинок і якими покриті катіони. За кількістю води, яка утримується колоїдами, вони поділяються на гідрофільні і гідрофобні. Гідрофільні колоїди дуже гідратовані і важче коагулюють. До них належать деякі органічні речовини, які зустрічаються у ґрунтах, мінерали монтморилонітової групи. Гідрофобні колоїди вміщують невелику кількість води. Це гідроксид заліза, мінерали каолінітової групи. Поділ колоїдів на гідрофільні і гідрофобні трохи умовний, тому що при подрібненні твердих частинок (колоїдних) ступінь гідратації їх збільшується.

Фізичний стан колоїдів залежить також від складу поглинутих катіонів. Чим більша валентність поглинутих іонів, більше їх заряд, тим меншою буде дисоціація їх колоїдних частинок, меншим електрокінетичний потенціал, тим скоріше іде процес коагуляції.

К.К.Гедройц розмістив усі катіони за їх коагулюючою здатністю в ряд, який він назвав ліотропним:



Колоїди, насичені одновалентними катіонами, знаходяться, як правило, у стані золю, при заміні одновалентних катіонів дво- і тривалентними вони переходить у гель. Насичення ґрунтового поглинаючого комплексу натрієм викликає утворення золю, розпилення ґрнту, збільшення заряду ґрунтових катіонів і їх гідратацію. Заміщення натрію кальцієм сприяє коагуляції й утворенню водоміцної структури.

Особливими явищами, які впливають на стан колоїдів, є реакція середовища, склеювання поверхні речовин (адгезія), висушування, старіння колоїдів. Особливим явищем вважається процес тіксотропії колоїдів. Він має дві особливості: 1) утворений із золю гель не відокремлюється від дисперсного середовища і перетворюється на студень разом з ним; 2) одержаний гель обернений і може бути переведений у золь шляхом механічної дії (збовтування, перемішування), після закінчення якої золь знову переходить у гель. Тіксотропія особливо розвинута у кріогенних ґрунтах і верхових торфовищах.

4. Екологічне значення ґрунтових колоїдів

Поглинальна здатність ґрунту - одна з найважливіших його властивостей, яка значною мірою визначає родючість ґрунту і характер ґрунтоутворення. Вона забезпечує і регулює поживний режим ґрунтів, сприяє накопиченню багатьох елементів живлення рослин, регулює реакцію ґрунту, його водно-фізичні властивості.

Реакція насичених кальцієм ґрунтів близька до нейтральної; колоїди знаходяться у стані необернених гелів і не піддаються пептизації при надлишку вологи, ґрунти добре оструктурені, мають сприятливі фізичні властивості. Чорноземи є прикладом таких ґрунтів.

Ґрунти, у складі обмінних катіонів яких є в значних кількостях іони натрію, мають лужну реакцію, що негативно впливає на водно-фізичні властивості: підвищену щільність, погану водопроникність, слабку водовіддачу, низьку доступність ґрунтової вологи рослинам (солонці, солонцюваті ґрунти).

При наявності у ґрунтовому поглинаючому комплексі у складі обмінних катіонів значної кількості H^+ і Al^+ колоїди легко руйнуються в результаті кислотного гідролізу, ґрунти погано оструктурені (підзолисті ґрунти).

Контрольні питання

1. Визначте поняття "ґрунтові колоїди".
2. Що таке колоїдна міцела, її будова.
3. Охарактеризуйте основні властивості ґрунтових колоїдів.
4. Фізичний стан ґрунтових колоїдів (пептизація, коагуляція).
5. Агрономічне значення колоїдів.

Лекція № 11

ТЕМА. КИСЛОТНІСТЬ І ЛУЖНІСТЬ ҐРУНТІВ

Зміст

1. Кислотнолужна характеристика ґрунтів, сугь поняття і від чого вона залежить.
2. Кислотність ґрунтів та її форми.
3. Лужність ґрунтів та її форми.
4. Буферність ґрунту, суттєвість поняття і від чого вона залежить.

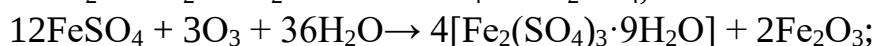
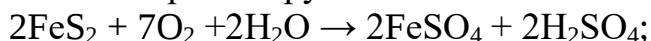
1. Кислотнолужна характеристика ґрунтів, сугь поняття і від чого вона залежить

Реакція ґрунту зумовлена наявністю і співвідношенням у ґрунтового розчині водневих (H^+) і гідроксильних (OH^-) іонів. Її можна виразити через рН - це показник, якій характеризується від'ємним логарифмом активності іонів водню у розчині. Ґрунти можуть мати нейтральну ($\text{pH} = 7$), кислу ($\text{pH} < 7$) або лужну ($\text{pH} > 7$) реакцію.

Реакція ґрунту залежить від сукупності дії ряду чинників: хімічного і мінералогічного складу мінеральної частини ґрунту, наявності вільних солей, вмісту і якості органічної речовини, складу ґрунтового повітря, вологості, життєдіяльності мікроорганізмів. Найважливішим регулятором реакції ґрунту є солі, які знаходяться у ньому. Солі бувають нейтральними, кислими і лужними.

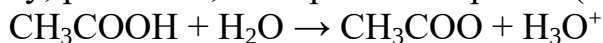
Вугільна кислота в залежності від умов може підтримувати рН ґрунту 3.9-4.5-5.7. Режим реакції ґрунту залежить від сезонно-добових ритмів погоди і активності мікроорганізмів.

При окисненні сульфідів у ґрунтах і ґрунтоутворюючих породах може утворюватися сірчана кислота, яка дуже підкислює ґрунти. Наприклад, при осушенні мангрових ґрунтів їх РС може знизитися з 7-8 до 2-3.



У процесі своєї життєдіяльності рослини, які використовують із ґрунту аніони і катіони, виділяють у ґрунт еквівалентну кількість іонів H^+ , HCO_3^- і можуть спричинити зсув реакції ґрунтового роздану в той чи інший бік. Дія нітрифікаторів також може на короткий час зумовити зниження рН на 0.5-2.0.

Кислотнолужні властивості будь-якої сполуки оцінюються, виходячи з теорії кислот-лугів Бренстеда-Лоурі. Згідно з цією теорією кислотою вважається будь-яка речовина, здатна віддавати протон (H^+), переходячи при цьому в основу; речовина, яка прийняла протон (основа), переходить у кислоту.



основа кислота

Добуток констант K_a і K_b будь-якої кислотно-лужної пари дорівнює іонному добутку розчинника (води):

$$K_a \cdot K_b = [\text{H}_3\text{O}^+] \cdot [\text{OH}^-] = [\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-] = K_{\text{HO}} = 10^{-14}.$$

2. Кислотність ґрунтів та її форми

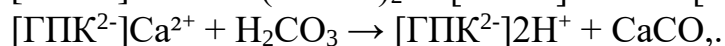
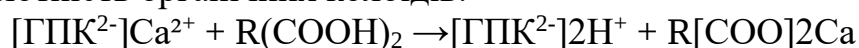
Виділяють актуальну (активну) і потенційну кислотність ґрунту в залежності від того, при якій взаємодії вона проявляється і вимірюється.

Актуальна кислотність ґрунту зумовлена наявністю іонів водню (прогонів) у ґрунтовому розчині. Їх активність залежить від властивостей (іонної сили) розчину, що впливають на коефіцієнт активності іона. Актуальна кислотність ґрунту вимірюється при взаємодії ґрунту з дистильованою водою (водневий рН, рН(H₂O)), при розведенні 1:2.5 або у пасті. Деколи рН ґрунту визначається за допомогою електрода безпосередньо у ґрунті за природних умов. Вимірюють рН, актуальну кислотність - колориметрично або шляхом титрування.

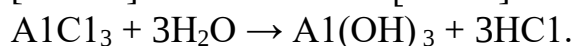
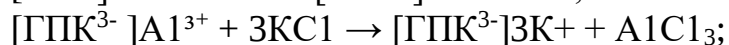
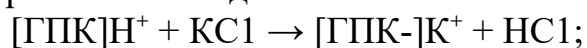
Потенційна кислотність - здатність ґрунту при взаємодії з розчинами солей вести себе як слабка кислота. Визначається вона властивостями твердої фази ґрунту, яка зумовлює появу додаткових протонів у розчині при взаємодії з добривами або хімікатами. Гідратовані іони при цьому можна розглядати як кислоти. Найбільш стійка кислотні властивості у воді проявляють дво- і особливо тривалентні катіони металів.

В залежності від характеру взаємодії ґрунту з розчинами розрізняють дві форми потенційної кислотності ґрунтів: обмінну і гідролітичну.

Обмінна кислотність виявляється при взаємодії з ґрунтом розчинів нейтральних солей. Використовують звичайно 1 н розчин KCl (рН біля 6.0). Кислотність органічних колоїдів:



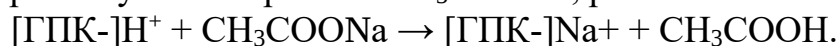
Кислотність мінеральних колоїдів зв'язана з наявністю у ГПК обмінних іонів водню, алюмінію і заліза. Джерелом алюмінію і заліза є іони водню кристалічної решітки глинистих мінералів і гідроксидів. Кислотність мінеральних колоїдів:



Кислота відтитровується лугом або визначається по рН розчину - рНсолі, рН_{ккл}, рН(KCl). Вимірюється в мг-екв/100 г ґрунту. При рН ґрунту менше 4 кислотність зумовлена, головним чином, обмінним воднем при рН від 4.0 до 5.5 - обмінним алюмінієм.

У кислих ґрунтах (підзолисті, сірі лісові, чорноземи) сольовий рН завжди менший, ніж водний рН, оскільки у цих ґрунтах є обмінний водень і (або) алюміній.

Гідролітична кислотність виявляється при взаємодії ґрунту з розчинами гідролітично лужних солей сильного лугу і слабкої кислоти. Звичайно використовують 1 н розчин CH₃COONa, рН якого 8.2.



Кількість оцтової кислоти, яка утворилася, визначають титруванням. Вона і характеризує гідролітичну кислотність ґрунту. Вона більша, ніж обмінна. Виражається в мг-екв на 100 г ґрунту.

Наявність потенційної кислотності характерна для ґрунтів, збіднених лужно-земельними металами (Ca^{2+} , Mg^{2+}). Чим більше ґрунт збіднений основами, тим значніше виявляє він кислотні властивості.

Велике значення в утворенні визначеної реакції у ґрунті має характер ґрунтоутворюючої породи. Підзолисті ґрунти, бідні основами, сформувалися на вилугуваних безкарбонатних породах. Ґрунтоутворюючий процес також впливає на втрати основ і підкислення (підзолистий процес), у інших випадках спостерігається збагачення ґрунту основами (дерновий процес). На формування кислих ґрунтів мають вплив кліматичні умови: промивний характер водного режиму. Рослинність: хвойні ліси, трав'яниста рослинність, листяні ліси - також впливають на формування ґрунтів з різної реакцією.

Сільськогосподарська діяльність людини викликає зміну реакції ґрунту. Виніс живлення з урожаєм, довготривалим обробітком, внесення мінеральних добрив, хімічна меліорація ґрунтів.

Частина обмінних катіонів водню і алюмінію в ґрунтовому поглинальному комплексі визначена як обмінна або гідролітична кислотність, характеризує ненасиченість ґрунтів основами.

Ступінь насиченості ґрунтів основами - це кількість обмінних основ (звичайно $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$), виражена у відсотках до ємності поглинання:

$$V = (S/E) \cdot 100 = (S/(S+H)) \cdot 100,$$

де V - ступінь насиченості основами, %;

S - сума обмінних основ, мг-екв/100 г;

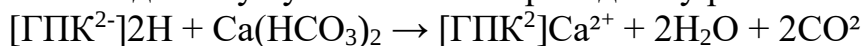
E - ємність поглинання, мг-екв/100 г;

H - гідролітична кислотність, мг-екв/100 г.

Таким чином, ненасиченість ґрунтів основами характеризується різницею між ємністю поглинання при вибраному значенні рН і вмістом у ґрунті обмінних основ.

Основним методом підвищення продуктивності кислих ґрунтів, зниження їх кислотності є вапнування.

Теоретичною базою вапнування є вчення К.К.Гедройця про ґрунтовий поглинальний комплекс. Виходячи з цього, привнесенні вапна (CaCO_3) проходить взаємодія його з кислим ґрунтом за такою схемою: CaCO_3 при наявності надлишку вуглекислоти переходить у розчинний $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

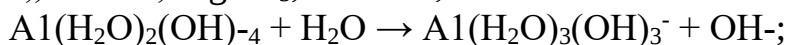


Ґрунти з високим ступенем насиченості не потребують вапнування. Звичайно доза вапна розраховується по гідролітичній кислотності орного шару ґрунту.

При щільності ґрунту 1.3 г/см^3 його маса у 20-сантиметровому орному шарі на 1 га складає 2600 т. При цьому кожний 1 мг-екв гідролітичної кислотності на 100 т ґрунту потребує для нейтралізації 1.3 т CaCO_3 на 1 га. Але звичайно використовується не повна доза вапна, розрахована по гідролітичній кислотності, а лише якась його частина (0.75; 0.5; 0.25 норми).

3. Лужність ґрунтів та її форми

Лужна реакція ґрунтових розчинів і водних витяжок може бути зумовлена різними за складом сполуками: 1) карбонатами і гідрокарбонатами лужних і лужноземельних елементів, силікатами, алюмінатами, гуматами натрію Na_2CO_3 , K_2CO_3 , CaCO_3 , MgCO_3 , -COONa ,



2) згідно з теорією кислот і основ Бренстеда-Лоурі, лужна реакція може бути зумовлена аніонами слабких кислот, які переходять із твердої фази ґрунтів у ґрунтові розчини - а водні витяжки і можуть виявляти основні властивості.

Визначальним моментом у створенні лужної реакції є присутність у ґрунті гідролітично лужних солей слабких кислот і основ: карбонатів натрію і калію, гідрокарбонатів натрію і калію, карбонатів кальцію і магнію, гідрокарбонату кальцію і магнію. Так само себе ведуть гумати і фульвати лугів.

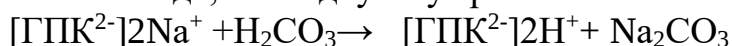
Розрізняють актуальну (активну) і потенційну лужності ґрунту.

Актуальна лужність зумовлена наявністю у ґрунтовому розчині гідролітично лужних солей, при дисоціації яких утворюється гідроксильний іон (OH^-). При характеристиці актуальної лужності природних вод і ґрунтових розчинів розрізняють загальну лужність, лужність від нормальних карбонатів і лужність від гідрокарбонатів. Ці види лужності розрізняють за граничними значеннями рН. Лужність ґрунту визначають шляхом титрування водної витяжки або ґрунтового розчину кислотою у присутності різних індикаторів і виражається у міліграм-еквівалентах на 100 г ґрунту.

Загальна лужність визначається титруванням за індикатором метилоранжем.

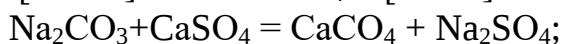
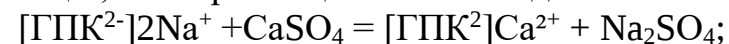
Лужність від нормальних карбонатів є результатом обмінних реакцій ґрунтів, які вміщують натрій. Вона проявляється також у результаті життєдіяльності сульфатредукуючих бактерій, які відновлюють в анаеробних умовах і в присутності органічної речовини солі натрію з утворенням соди. Визначається вона титруванням у присутності фенолфталеїну.

Потенційна лужність проявляється у ґрунтах, що містять натрій. При взаємодії ґрунту з вуглекислою поглинутий натрій у ГПК заміщується воднем і з'являється сода, яка підлюговує розчин:



Дуже лужна реакція несприятлива для більшості рослин. Висока лужність зумовлює низьку родючість багатьох ґрунтів, несприятливі фізичні і хімічні їх властивості. При рН біля 9-10 ґрунти відзначаються великою в'язкістю, липкістю, водонепроникністю у вологому стані, значною твердістю, цементованістю і безструктурністю у сухому стані.

Для хімічної меліорації лужних ґрунтів необхідно замінити обмінний натрій на кальцій, і нейтралізацію вільної соди:



Хімічна меліорація лужних ґрунтів відбувається шляхом внесення гіпсу, нітратів кальцію або матеріалів, які містять гіпс, сірчану кислоту, сульфат заліза, піритові огарки або сірку. Сірка, окислюючись до сірчаної кислоти, взаємодіє з

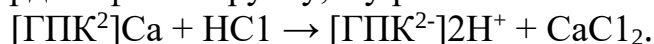
карбонатом кальцію ґрунтів, утворюючи сірчаноокислий кальцій, який діє на соду і поглинутий натрій. Меліорація злісних содових солончаків проводиться методом кислування сірчаною кислотою з подальшими промиваннями при штучному дренажі.

4. Буферність ґрунту, суттєвість поняття і від чого вона залежить

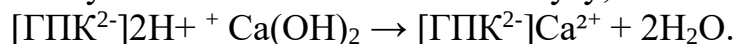
Буферністю називається здатність ґрунту протистояти зміні його актуальної реакції під дією різних чинників.

Розрізняють буферність ґрунтів проти кислотних і буферність проти лужних агентів. Буферні властивості зв'язані з поглинанням і витісненням іонів, з процесами переходу сполук у молекулярні чи іонні форми, з нейтралізацією і випаданням у осад сполук, які утворилися у ґрунті. Буферність в ґрунті визначається, насамперед, властивостями ґрунтових колоїдів. Кислота і луг, які з'являються в ґрунтовому розчині, вступають у взаємодію з ґрунтовими колоїдами, що послаблює зсув реакції.

При взаємодії ґрунту з кислотою йде реакція обміну між обмінними катіонами і водневим іоном кислоти, внаслідок чого водневий іон буде зв'язаний з твердою фазою ґрунту, а у розчині з'являться катіони:



Якщо у ґрунті з'являється луг, водень або алюміній поглинаючого комплексу обмінюються з катіонами луку, який нейтралізується:



Буферність ґрунту залежить від: 1) кількості ґрунтових колоїдів; 2) складу ґрунтових колоїдів; 3) складу обмінних катіонів.

Буферність ґрунтів і ґрунтових розчинів визначається шляхом їх титрування: 1) по відношенню до кислот - розчинами кислот; 2) по відношенню до лугів - розчинами лугів; 3) по відношенню до соди - розчинами соди.

При додаванні невеликих порцій реактиву (кислоти чи луку) роблять виміри рН ґрунтового розчину і будується крива титрування, яка описує буферну здатність ґрунтів.

Для ґрунтів високої буферності крива зміни рН при титруванні відрізняється поступовістю змін, в той час як для ґрунтів малої буферності вона характеризується різкістю переходів.

Буферна здатність - один із показників ґрунтової родючості. Вона дозволяє зберігати сприятливі для рослин властивості ґрунтів.

Контрольні питання

1. Що таке кислотність та лужність ґрунтів?
2. Види ґрунтової кислотності.
3. Які оптимальні значення рН для росту і розвитку основних сільськогосподарських культур?
4. Що таке буферність ґрунтів?
5. Основні прийоми регулювання ґрунтової кислотності.

Лекція 12

ТЕМА. ВОДНИЙ РЕЖИМ ҐРУНТІВ

Зміст

1. Баланс води у ґрунті.
2. Форми води у ґрунті.
3. Водні властивості ґрунту.
4. Типи водних режимів ґрунтів.

Усі життєві процеси в живих організмах пов'язані з присутністю в них води. Вода бере безпосередньо участь у процесах утворення первинних продуктів фотосинтезу. На утворення однієї вагової частини органічних речовин рослина втрачає в середньому близько 400 частин води. Витрати води (%) на утворення одиниці сухої маси за вегетаційний період прийнято називати коефіцієнтом транспірації. Величина його для різних рослин навіть на одному ґрунті не однакова.

Баланс води у ґрунті. Головне джерело води в ґрунті - атмосферні опади. Деякі дослідники відносять до джерел також ґрунтові води, конденсацію пароподібної вологи та підґрунтові води.

Частка води атмосферних опадів, які випадають на поверхню ґрунту, залежить від місцевих умов.

Значна кількість води атмосферних опадів, випаровуючись, знову повертається в атмосферу.

Під фізичним випаровуванням розуміють випаровування вологи з ґрунту без участі рослин.

Фізіологічним випаровуванням називають процес випаровування вологи з надземних органів рослин, тобто транспірацію (перекачування) вологи рослинами.

На швидкість випаровування води ґрунтом істотно впливають гранулометричний та агрегатний склад поверхневого шару ґрунту.

Найменше вологи втрачає поверхня ґрунту, складена з агрегатів розміром від 0,25 до 3 мм.

З розвитком рослинного покриву, а значить з притіненням ґрунту пов'язане зниження непродуктивних втрат вологи через фізичне випаровування.

Певна частина води атмосферних опадів просочується, інфільтрується вглиб ґрунту. Залежно від нахилу місцевості, гранулометричного складу та будови профілю ґрунту ця вода частково поповнює запаси ґрунтової вологи, а частково просочується до підґрунтової води. В окремих випадках підґрунтові води можуть викликати заболочування або засолення, відповідно до ступеня мінералізації ґрунтових вод. Глибина залягання та хімічний склад підґрунтових вод закономірно міняються в різних ґрунтових зонах. Г. М. Висоцький довів, що з півночі на південь закономірно зростають мінералізація та глибина залягання підґрунтових вод.

Форми води у ґрунті. Зупинимось на характеристиці тих форм ґрунтової вологи, які мають безпосередній зв'язок із забезпеченням життєдіяльності рослин та ґрунтових мікроорганізмів, а також тих, які можуть служити

діагностичними ознаками змін у динаміці ґрунтових процесів за сільськогосподарського використання ґрунтів. А це гігроскопічна, плівкова, капілярна і гравітаційна вода.

Навіть сухий на дотик ґрунт, який пролежав у приміщенні декілька років, утримує в собі деяку кількість вологи, яка легко виділяється під час обережного нагрівання зразка ґрунту на вогні. Якщо таке нагрівання проводити в накритій холодним годинниковим склом фарфоровій чашці, то на склі з'являються крапельки роси. Це гігроскопічна вода, яку ґрунт, як і інші подрібнені тіла, поглинає з повітря. Вміст гігроскопічної вологи в ґрунті залежить передусім від ступеня дисперсності твердої фази ґрунту, вмісту в ньому гумусових речовин.

Здатність ґрунту поглинати гігроскопічну воду не безмежна. Для визначення її максимального вмісту зразок ґрунту в чашці розміщують у закритій посудині (ексикаторі), на дно якої налито воду або краще 10 % розчин сірчаної кислоти. Повітря в ексикаторі буде насичене парами води, ґрунт протягом деякого часу поглине певну кількість пароподібної води, яка відповідатиме його максимальній гігроскопічності (МГ). Встановлено, що різні ґрунти не однаково поглинають гігроскопічну воду; в глинистих ґрунтах її значно більше, ніж у піщаних. Здатність до поглинання гігроскопічної води в ґрунтах дуже тісно пов'язана з вмістом у них дрібних колоїдних частинок гумусу та глини. Причому особливо помітний вплив колоїдного гумусу. За результатами визначення вмісту гігроскопічної води в різних ґрунтах можна судити про вміст у них колоїдів. Визначення ж вмісту гігроскопічної води в окремих генетичних горизонтах одного й того ж ґрунту часто є першою діагностичною ознакою наявності або відсутності перерозподілу колоїдів у профілі ґрунту. Щодо значення гігроскопічної вологи для розвитку культурних рослин, то вона є "мертвим запасом" вологи, бо колоїдні часточки ґрунту утримують її з надзвичайною силою, і рослини не спроможні відняти її. В літературі є відомості, що гігроскопічна вода утримується часточками ґрунту з силою до 60 Дж, у той час як рослини розвивають всмоктувальну силу корневих систем в межах 6-12 Дж.

Максимальна гігроскопічність для піску становить 1,05 %, супіщаного суглинку - 2,37, торфу- 18,8 %.

З підвищенням вологості ґрунту слідом за багатьма шарами молекул гігроскопічної води починає накопичуватися рідка вода, яка обволікає тверді часточки ґрунту суцільною плівкою разом з гігроскопічною водою. Ґрунт починає темнішати і давати відчуття вологості. Це - плівкова вода в ґрунті. В її пересуванні сила тяжіння ще не бере участі, але на відміну від гігроскопічної води вона може пересуватися (дуже повільно) в рідкій формі від ґрунтових часточок, де її плівка товща, до часточок, де вона тонша.

Кількість плівкової води можна визначити, вилучивши попередньо з ґрунту всю воду, яка піддається впливу сили тяжіння. Практично це виконується за допомогою центрифуги або шляхом здавлювання вологого ґрунту під пресом між аркушами фільтрувального паперу. Після цього в ґрунті залишається лише плівкова вода, кількість якої легко визначити висушуванням. Вона утримується в

грунті завдяки молекулярним силам зчеплення між твердими часточками ґрунту та орієнтованими навколо них молекулами води. Вологість ґрунту, яка відповідає максимальній кількості плівкової води,

О. Ф. Лебедев назвав максимальною молекулярною вологоємністю.

Плівкова вода має слабку електропровідність, знижену здатність розчиняти в собі розчинні в звичайній воді речовини. За максимального вмісту плівкової води в ґрунті вона може бути частково використана рослинами. Але оскільки її рухомість дуже слаба і вона не встигає компенсувати вбирання вологи корінням рослин, то вода вважається майже недоступною для рослин.

При подальшому збільшенні кількості води в ґрунті вона не тільки йде на утворення плівки навколо ґрунтових часточок, а й заповнює тонкі капілярні проміжки та пори в ґрунті. Це капілярна вода в ґрунті. Рідка вода пор, які в ґрунті мають надзвичайно складну конфігурацію, вже підлягає впливу сили тяжіння, але ще більше на неї впливають капілярні сили. По суті, це сили, пов'язані з поверхневим натягом, і в цьому випадку вони особливо проявляються тому, що часточки ґрунту добре змочуються водою. Вода піднімається стінками капілярних пор, притягуючись поверхневими молекулами речовин, з яких складаються ці стінки. Природно, що при цьому поверхня води має сильно збільшуватись. Але, як відомо, на поверхні води існує сила поверхневого натягу, яка прагне до зменшення поверхні, і, звичайно, ця сила обумовлює підтягування стовпця води до такої висоти, коли він своєю масою врівноважує вплив поверхневого натягу, спрямованого вгору. Таке явище можна спостерігати, опускаючи в посудину з водою скляні трубки різного діаметру: чим менший діаметр трубки, тим вище піднімається в ній вода.

Капілярні сили діють, перебільшуючи дію сили тяжіння. В зв'язку з тим, що вони діють у всіх напрямках, то очевидно, що капілярне пересування води в ґрунті під їх впливом проходить також в усіх напрямках з тією лише різницею, що при вертикальних та похилих напрямках пересування води сила тяжіння буде впливати на висоту капілярного пересування води.

Академік О. Н. Соколовський стверджував, що капілярна форма води існує в ґрунтах лише за наявності близького рівня підґрунтової води, яка капілярно насичує вологою розміщений над нею шар ґрунту. В нижній частині цього шару всі капілярні пори заповнені водою, а чим вище, тим більше великих пор залишається без води.

За умови глибокого залягання підґрунтових вод ґрунту зволожується винятково за рахунок атмосферних опадів. В цьому разі утворюється так звана підвішена капілярна вода, як у капілярній трубці, яку витягнуто з води. Підвішена вода відрізняється від звичайної капілярної тим, що вона не в змозі так швидко підніматися знизу після висихання її у верхніх шарах ґрунту.

Висота капілярного підтягування води залежить від діаметра пор, тобто вресіт-ресіт від величини механічних елементів, або структурних агрегатів. Встановлено також, що чим сухіші поверхневі шари ґрунту, тим повільніше висхідне пересування капілярної води. Прикотковування висохлого поверхневого шару забезпечує більш тісний контакт з більш вологим шаром та

підвищує сисну здатність сухого поверхневого шару ґрунту, включаючи пересування підвищеної капілярної води вгору.

Найбільша (гранична) висота капілярного підтягування води має велике практичне значення для водопостачання коренів рослин, але разом з тим від неї залежить розвиток цілої низки небажаних процесів та явищ у ґрунті. Капілярне підтягування ґрунтової води до поверхні ґрунту може спричиняти заболочування, а на півдні ще й засолення орного шару, загибель посівів від перезволоження.

Капілярне пересування води залежить від здатності поверхні часток змочуватись. Тому у вологому ґрунті воно проходить краще, ніж у сухому, де змочування стримується присутністю на поверхні часточок адсорбованого повітря. Висота капілярного підтягування води в сухому ґрунті значно менша, ніж у зволоженому. Так, в одному з дослідів вода піднімалася в сухому піску на 37 см, тоді як у вологому на 105 см.

На висоту і швидкість капілярного підтягування води дуже впливає склад обмінно увібраних катіонів у ґрунтах. Насичення чорнозему Іа-іоном зменшувало капілярне вбирання в декілька тисяч разів. Це пояснюється сильним набуханням ґрунту, насиченого натрієм, зменшення діаметру ґрунтових пор, з чим пов'язане величезне збільшення сил тертя між водою та ґрунтом. Само собою зрозуміло, яке це має значення в агрономії, адже капілярна вода вважається найбільш доступною для рослин.

Із подальшим збільшенням кількості води в ґрунті вона заповнює не тільки капілярні пори, а й усі інші порожнини та пори в ґрунті. Це гравітаційна вода, яка вільно пересувається під впливом сили тяжіння. Ця форма води існує тільки за наявності в ґрунті великих пор, тріщин, кореневих ходів, якими вона швидко протікає в глибину. В ґрунті така вода може заповнювати великі пустоти лише за відсутності відтоку її в нижні горизонти. Звичайно, в ґрунтах гравітаційна вода з'являється в період весняного сніготанення, після затяжних злив або одразу після зрошення.

Водні властивості ґрунту. Найважливішими з водних властивостей ґрунту є вологоємність, водопроникність, водопровідність.

Вологоємність ґрунту визначається кількістю води, яка може поглинатися та утримуватися ґрунтом. Ця кількість води може бути розрахована на 100 г ґрунту (вагова вологоємність) або на 100 см³ (об'ємна вологоємність). Розпізнають повну (найбільшу, граничну) та найменшу польову вологоємність.

Повну вологоємність складає вода, яка заповнює всі пори, та вода, увібрана колоїдами ґрунту. Вона має місце тільки за відсутності відтоку води з ґрунту і включає в себе всі вивчені нами форми ґрунтової води.

Найменша польова вологоємність визначається тією кількістю води, яка утримується ґрунтом після стікання надлишку води. Як правило, польову вологоємність визначають, заливаючи невеликі обваловані ділянки ґрунту в полі.

Виділяють також капілярну та некапілярну вологоємність. Капілярна включає в себе плівкову та капілярну воду, яка опирається на ґрунтові води, а до складу некапілярної води входить ще й гравітаційна вода.

Вологоємність різних ґрунтів не однакова: найменшу має пісок (близько 1,5-2,0 %), у глинистих ґрунтів вона досягає 30-45 %, а у трав'яного торффу - 600-700 %. Вологоємність ґрунту тісно пов'язана не тільки з гранулометричним складом, а й з характером обмінно увібраних катіонів. Так, в одному досліді Са-глина поглинула 53 % води, аІа-глина- 125 % (за О. Н. Соколовським).

Оцінюючи водний режим ґрунту - умови вбирання ним води атмосферних опадів або зрошувальної води, насамперед звертають увагу на водопроникність та водопровідність. Водопроникність (фільтраційна здатність ґрунту) - здатність ґрунту вбирати воду та пропускати її від шару до шару. Основні активні чинники в цьому випадку - капілярні явища та молекулярні сили. Сила тяжіння та гідростатичний тиск грають другорядну роль. Водопроникність - явище динамічне. З часом пористість ґрунту, через який проходить вода, зменшується. Зниження фільтраційної властивості ґрунту пов'язане переважно з мінливістю колоїдів, з набуханням та збіганням структурних агрегатів, а найбільше - з їх руйнуванням, яке веде до замулювання пор. Це приклад того, що будь-які властивості ґрунту тісно пов'язані з комплексом його особливостей, а це, у свою чергу, залежить від умов походження та розвитку ґрунтів.

Агрономічне значення водопроникності полягає в тому, що вона дає можливість ґрунту, який вбирає воду атмосферних опадів, проводити їх у глибину та створювати в межах залягання кореневих систем достатні для врожаю запаси води. Цілком природно, що надто велика водопроникність має негативне значення, бо сприяє фільтрації атмосферної води в більш глибокі горизонти ґрунтів та порід.

Для агрономічного ґрунтознавства мають велике значення не тільки явища, пов'язані з вмістом води в ґрунті, надходженням її до ґрунту і пересуванням, а й такі, які пов'язані з втратами води, засобами її зберігання в ґрунті.

Типи водних режимів ґрунтів. Розглянуті явища та властивості ґрунтів, пов'язані з вмістом води у ґрунті, в сукупності обумовлюють водний режим ґрунту. Окремі елементи водного режиму залежать від ряду чинників та умов (сонячна радіація, або радіаційний баланс, атмосферні опади, вітер і вологість, температура повітря, рельєф, рослинність, літологічні та гідрологічні особливості ґрунотвірних та підстилаючих порід тощо). Тобто елементи водного режиму здатні значно змінюватись у просторі та часі.

Поєднання різних чинників та умов обумовлює створення різних типів, підтипів та класів водного режиму ґрунтів. Г. М. Висоцький виділяв такі типи водного режиму ґрунтів.

1. Промивний (пермацидний) тип характерний для ґрунтових зон, де відбувається щорічне промочування ґрунту і породи до ґрунтових вод. Тут так званий коефіцієнт Висоцького (К), який є відношенням кількості води з опадів (О) до величини випаровування води з ґрунту (В), завжди більше одиниці:

В Цей тип водного режиму спостерігається у багатьох ґрунтах Полісся.

2. Водний режим непромивного (імпермацидного) типу характерний для ґрунтових зон, де кількість опадів дорівнює або, частіше, менше величини випаровування води з ґрунту:

Цей тип характерний для Лісостепу та Північного Степу - чорноземів, каштанових.

3. Водний режим випітного (ексудативного) типу характерний для ґрунтових зон, де сума десукції та випаровування явно перебільшує суму води атмосферних

опадів: $A' = - < I - B$

Водний режим випітного типу характерний для засолених ґрунтів сухого Степу, де причиною засолення є накопичення солей у ґрунтах.

Контрольні питання

1. Як ви розумієте баланс води у ґрунті?
2. Охарактеризуйте основні форми води у ґрунті.
3. Дайте характеристику водних властивостей ґрунту.
4. Що таке вологемність та водопроникність ґрунту?
5. Які основні типи водного режиму характерні для основних ґрунтово-кліматичних зон України?

Лекція 13

ТЕМА. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ҐРУНТУ

Зміст

1. Тепло – чинник інтенсивності ґрунтоутворювальних процесів.
2. Що розуміють під тепловим режимом ґрунту.
3. Теплоємність як характеристика ґрунту.
4. Теплопровідність ґрунту.
5. Регулювання теплового режиму ґрунту.

Усі фізіологічні процеси, які супроводжують нормальний розвиток рослин та ґрунтових мікроорганізмів, можуть відбуватися лише за певних теплових умов у ґрунті.

Сукупність явищ та процесів, пов'язаних з надходженням, перенесенням, акумуляцією та віддачею тепла, прийнято називати тепловим режимом ґрунту. Тепловий та водний режими визначають усю динаміку ґрунтоутворювальних процесів. Тепло у ґрунті - найважливіший чинник інтенсивності внутрішніх ґрунтових процесів (хімічних, фізико-хімічних, біохімічних). З температурою ґрунту пов'язані процеси розчинення та утворення осадів різних хімічних сполук, активність життєдіяльності ґрунтової флори та фауни. Тепло - необхідний чинник росту та розвитку сільськогосподарських рослин. Отже, це чинник підвищення або зниження продуктивності сільськогосподарських рослин, навіть їх загибелі. Тому агроґрунтознавство надає великої уваги пізнанню закономірностей формування в ґрунтах теплового режиму та його регулюванню. У вивченні теплових властивостей та теплового режиму ґрунтів великий внесок зробили О. П. Воєйков, О. Ф. Чудновський, М. І. Будика, О. М. Шульгін, В. М. Димо та інші дослідники.

Основним джерелом тепла для нагрівання ґрунту є промениста енергія Сонця. Середня кількість сонячної енергії, яка падає на кожний квадратний сантиметр земної поверхні за одну хвилину, в теплових одиницях дорівнює 1,946 Дж. Це так звана сонячна постійна. За В. І. Вернадським, потік енергії, яка йде від Сонця, дає на земну поверхню за рік $6,7 \cdot 10^{20}$ Дж. На нагрівання ґрунту йде лише невелика частина сонячної енергії, що впливає на клімат взагалі та на тепловий режим ґрунтів різних зон зокрема.

Таке джерело тепла в ґрунті, як внутрішня теплота Землі, відіграє значно меншу роль (54 Дж на 1 см^2 за рік). Такої кількості тепла достатньо лише для перетворення у воду шару льоду у 6-8 мм. Щоб внутрішня теплота Землі змогла надати поверхні ту кількість тепла, яку вона отримує від Сонця, необхідно, щоб на глибині 10-30 м була температура близько 1000° , але це призвело б до неможливості розвитку рослин.

Сонячне тепло, яке отримує ґрунт, частково губиться, відбиваючись в атмосферу, або витрачається на випаровування води, і тільки частина його йде на нагрівання ґрунту. Величина відбитої променистої енергії (в процентах) від кількості енергії, отриманої цією поверхнею, має назву альбедо (міра відбивної здатності поверхні). Ця величина для різних поверхонь неоднакова: чорнозем

цілинний сухий - 14 %, вологий - 8-9; сірозем цілинний сухий - 29-31, вологий - 10-12, чорнозем свіжозораний- 17; пісок білий - 40 %.

Таким чином, є можливість деякою мірою регулювати альbedo шляхом застосування окремих агротехнічних заходів, які впливають на забарвлення та вологість ґрунтів, отже, і на такі теплові властивості ґрунту, як теплоємність, теплопровідність, замерзання та відтавання.

Теплоємність ґрунту визначається кількістю тепла в джоулях, необхідного для нагрівання одиниці (1г або 1 см³) ґрунту на 1°. Оскільки ґрунти відрізняються за гранулометричним та мінералогічним складом, вологістю і т.ін., то і теплоємність їх буде неоднаковою (табл. 1).

Найвищою теплоємністю характеризується ґрунтовий розчин (вода), а тому з підвищенням вологості ґрунтів їх теплоємність збільшується. У зв'язку з цим ґрунти поділяються на "теплі" і "холодні". До "тепліх" належать ґрунти з малою теплоємністю, тобто піщані. Теплоємність ґрунту залежить від його гранулометричного складу, ступеня зволоженості, структурного стану.

Таблиця 1

Теплоємність складових частин ґрунту та окремих мінералів

Компонент	Теплоємність	
	вагова, Дж/г	об'ємна, Дж/см ^л
Глина суха	0,233	0,577
Пісок	0,196	0,517
Торф	0,477	0,611
Вода	1,000	1,000
Вапно	0,214	
Каолін	0,233	-
Ґрунт у середньому	0,200	-

Теплопровідність - це здатність ґрунту проводити тепло, кількість якого визначається у джоулях за одну секунду через поперечний перетин ґрунту 1 см² при градієнті температури в 1° на відстань 1 см. Окремі складові частини ґрунту характеризуються такою теплопровідністю (Дж на 1 см² за с): повітря -0,00006; вода- 0,00136; пісок (сухий) - 0,0093; глина (суха) -0,0022; торф - 0,00027.

Сухі ґрунти швидше нагріваються і гірше проводять тепло, ніж вологі. Разом з тим вологі ґрунти потребують для нагрівання більшої кількості тепла, ніж сухі, вони весною довше залишаються холодними з поверхні, ніж сухі, але рівномірніше прогріваються. У холодну пору року (до замерзання) та вночі, навпаки, вологі ґрунти тепліші, ніж сухі (внаслідок більшої теплоємності).

Ґрунтова волога, якщо температура нижче нуля, замерзає. Температура замерзання ґрунтової вологи залежить від концентрації солей у ґрунтовому розчині: чим більша концентрація, тим нижча температура замерзання ґрунту. Глибина промерзання ґрунту значною мірою залежить від часу випадання снігу та товщини снігового покриву.

У сільському господарстві явища замерзання та розмерзання ґрунту мають велике значення не тільки тому, що визначають тривалість вегетаційного періоду, а й тому, що від них залежить перезимівля озимих культур. Загибель

озимих від вимерзання, як правило, менш за все спостерігається на легких піщаних ґрунтах. На чорноземах вимерзання завжди менше, ніж на підзолистих ґрунтах, не говорячи вже про солонці. Тому заходи, спрямовані на поліпшення структури ґрунту, усунення ущільненості окремих горизонтів, на затримання снігу з метою поліпшення теплового режиму ґрунту, сприяють перезимуванню озимих культур.

До заходів з окультурювання ґрунтів різних зон можуть належати так звані теплові меліорації. Теплові меліорації необхідні для ґрунтів південних зон, де культивуються більш теплолюбиві культури - виноград, чай тощо. Часткові заходи агротехнічного характеру з регулюванням теплового режиму ґрунтів необхідні і в інших ґрунтових зонах. Одним із заходів є регулювання водного режиму ґрунтів. Для регулювання температури ґрунту великого значення набуває його забарвлення, інтенсивність якого можна змінювати за допомогою мульчування: світлі мульчування знижують температуру ґрунту, темні - підвищують її.

Важливим заходом утеплення ґрунту є снігозатримання, тому що сніг — поганий провідник тепла.

Контрольні питання

1. Охарактеризуйте тепло як чинник росту і розвитку рослин та його вплив на ґрунтоутворювальні процеси.
2. Що таке теплоємність ґрунту?
3. Охарактеризуйте теплопровідну здатність ґрунту.
4. Що таке "теплі" і "холодні ґрунти"?

Лекція 14

ТЕМА. ПОВІТРЯНИЙ РЕЖИМ ҐРУНТУ

Зміст

1. Ґрунтове повітря – важливий чинник росту і розвитку рослин,
2. Основні складові Ґрунтового повітря.
3. Повітромісткість та повітропроникність Ґрунтів.
4. Повітряний режим різних Ґрунтів.

У будь-якому Ґрунті завжди утримується певна кількість повітря, яке заповнює вільні від води Ґрунтові пори. Як підкреслював академік В. І. Вернадський, Ґрунт, взятий без газів, не є Ґрунтом. Під Ґрунтовым повітрям звичайно розуміють суміш газів, які заповнюють Ґрунтові пори.

Для культурних рослин повітря в Ґрунті має не менше значення, ніж забезпеченість водою. Кисень у Ґрунтовому повітрі необхідний, по-перше, для нормального ходу мікробіологічних процесів, оскільки більшість корисних мікроорганізмів - аероби, по-друге, корені культурних рослин використовують кисень для дихання.

Провітрювання Ґрунту важливе не тільки для забезпечення рослин киснем, а й з огляду неоднакової чутливості насіння та рослин до різних газів, які утворюються в Ґрунті. Внаслідок розкладу органічних сполук, дихання коріння та мікробів у Ґрунті накопичується не тільки вуглекислота, а іноді й інші гази, небайдужі для рослин. Внаслідок анаеробних процесів у Ґрунті можуть утворюватись водень (H_2), сірководень (H_2S), метан (CH_4), аміак (KH_3). У складі Ґрунтового повітря можуть зустрічатись і деякі органічні сполуки. Без постійного газообміну в Ґрунті склад Ґрунтового повітря міг би настільки погіршитися, що став би зовсім непридатним для подальшого розвитку рослин.

Встановлено, що за відсутності аерації не тільки знижується вбирання коренями рослин води та розчинених у ній речовин, а й погіршуються умови засвоєння мінеральних елементів живлення. Необхідна для цього енергія забезпечується диханням коренів. У корінні окислюються продукти асиміляції, які надходять з надземних частин рослин. Тому не тільки в природних умовах заболочування Ґрунтів, а й за надлишкового зрошування рослини можуть страждати від нестачі повітря в Ґрунті та пов'язаних з цим несприятливих умов життя. Якщо сильно заливати водою бавовник, то гинуть активні корінці, які можуть знову розвиватись лише після спаду води. Пшениця на зрошуванні дає, як правило, найбільший врожай від двох поливів, третій може призвести до зниження врожаю. Різні рослини вживають не однакову кількість кисню. Наприклад, 1 г приросту сухої маси врожаю гороху потребує щодня 0,35 мг кисню, а кукурудзи - 1,37. Максимальна потреба в кисні припадає на період цвітіння.

Усі несприятливі явища, про які йшлося при вивченні водного режиму Ґрунтів, шкідливо впливають і на повітряний режим Ґрунтів. Кірка, яка утворюється на розпушених Ґрунтах, шкідлива не тільки тим, що не дає можливості

вбирати та зберігати воду в ґрунті, а й тим, що ускладнює провітрювання (аерацію) ґрунту.

Різні сільськогосподарські культури також неоднаково впливають на аерацію ґрунту: деякі з них сприяють їй, інші, навпаки, шкодять. В умовах зрошуваного господарювання, наприклад, на рисових плантаціях, велику роль у постачанні кисню на поверхню рисових посівів відіграють зелені водорості, які вкривають цю поверхню, бо вони, як і всі зелені рослини, поглинаючи вуглекислоту, виділяють кисень. Значну роль у провітрюванні ґрунту відіграють ходи черв'яків, великого коріння, дрібних копаючих тварин і т.ін.

Ґрунтове повітря частково розміщується в порах (вільне повітря), частково перебуває в поглиненому стані (повітря, адсорбоване часточками твердої фази ґрунту). Іноді виділяють ще й третій стан ґрунтового повітря — розчинене повітря.

Вільне повітря в ґрунті відрізняється від атмосферного головним чином підвищеним вмістом вуглекислого газу та дещо меншим вмістом кисню. Так, якщо в атмосферному повітрі утримується в середньому 0,03 % CO_2 та 20,96 % O_2 , то вільне повітря ґрунту утримує в середньому близько 0,25 % CO_2 та 20,06 % O_2 . Воно розміщується в некапілярних порах, легко обмінюється з атмосферним повітрям і вільно пересувається в ґрунті.

Поглинене повітря майже позбавлене кисню і складається переважно з вуглекислого газу та азоту, тобто поглинене повітря має зовсім інший склад. Особливо багато поглиненого повітря в сухих добре гумусованих ґрунтах важкого гранулометричного складу.

Розчинене ґрунтове повітря представлене набором газів, які розчиняються в ґрунтовій воді. Їх розчинність росте з підвищенням концентрації газів у вільному ґрунтовому повітрі, а також зі зниженням температури ґрунту (табл. 12). Добре розчиняються у воді сірководень, вуглекислий газ, аміак. Кисень розчиняється порівняно слабо. Безперечно, розчинені гази можуть проявляти високу активність. Так, з насиченням ґрунтового розчину вуглекислим газом підвищується розчинність карбонатів, гіпсу та інших мінеральних сполук.

Таблиця 12 Розчинність газів у воді (г/л) за різної температури

$t^{\circ}\text{C}$	O^*	CO_2	H_2	NH_3
10	0,038	1,134	3,325	910
15	0,034	1,019	2,945	802
20	0,031	0,878	2,582	711

Кількість кисню в ґрунті тим менша, чим більше розвинена на ньому рослинність, чим інтенсивніші в ґрунті мікробіологічні процеси. Вважають, що в орних добре аерованих ґрунтах вміст CO_2 у ґрунтовому повітрі протягом вегетаційного періоду не перевищує 1-2 %, а вміст O_2 не буває нижче 18 %. При надлишковому зволоженні в орних ґрунтах важкого гранулометричного складу вміст O_2 може падати до 17-15 % і нижче, а вміст CO_2 може досягати 4-6 % і більше.

Велике значення для якості ґрунтового повітря має інтенсивність його поновлення та заміна свіжим повітрям. Газообмін до того ж дуже впливає на розвиток надземних рослин.

Рослини, як відомо, значну частину своєї органічної маси будують за рахунок асиміляції вуглекислоти повітря. Як показують численні дослідження, вміст CO_2 в атмосферному повітрі іноді буває недостатнім для інтенсивного розвитку рослин, а тому підвищення концентрації CO_2 в атмосфері сприяє підвищенню врожаю. Отже, чим краще розвинутий газообмін у ґрунті, чим більше вуглекислоти потрапляє у приземний шар атмосфери, тим сприятливішими стають умови для росту сільськогосподарських рослин.

Природний газообмін у ґрунті відбувається під впливом змін температури ґрунту, що веде до розширення і стиснення ґрунтового повітря, під впливом вітру, прискорюючого процес дифузії; під впливом змін атмосферного тиску і, нарешті, під впливом води атмосферних опадів. При цьому відбувається подвійний вплив води атмосферних опадів: просочуючись у ґрунт, опади суто механічно витискують повітря з ґрунтових пор; збагачені киснем, вони поновлюють його запаси в ґрунті.

Швидкість газообміну (провітрювання ґрунту) залежить від шпаруватості ґрунту. За некапілярної шпаруватості, властивій структурним ґрунтам, обмін ґрунтового повітря відбувається швидко; за капілярної - властивій безструктурним ґрунтам, процес дифузії значною мірою стримується і проходить повільно. Негативне значення має здатність безструктурних ґрунтів до заплівання. Кірка, яка утворюється на їх поверхні, ускладнює газообмін.

Не менш важливе значення для газообміну ґрунтового повітря має стан ущільненості ґрунту. Чим пухкіший ґрунт, тим більше в ньому повітря та швидше проходить дифузія і, навпаки, в ущільнених ґрунтах процес аерації уповільнюється.

До повітряних властивостей ґрунту належать повітромісткість та повітропроникність.

Повітромісткістю ґрунту називають загальний вміст у ньому повітря, виражений в об'ємних процентах. Як вже було зазначено, кількість повітря в ґрунті залежить від пористості (шпаруватості) та вологості ґрунту, тому величина повітромісткості дуже динамічна.

Повітропроникністю називають здатність ґрунту пропускати через себе повітря. Вона вимірюється кількістю повітря (мл), яке пройшло за одиницю часу через площу ґрунту в 1 см^2 , за товщини шару 1 см. Ця властивість залежить від гранулометричного складу, щільності, вологості, структури ґрунту.

Сукупність усіх явищ, пов'язаних із надходженням повітря в ґрунт, його пересуванням у профілі ґрунту, а також газообміном ґрунтового повітря з атмосферним, прийнято називати повітряним режимом ґрунту. Він схильний до добової, сезонної, річної та багаторічної динаміки і визначається властивостями ґрунту, погодними умовами, характером рослинності, агротехнікою.

Найбільш сприятливі водний та повітряний режими складаються, звичайно, в ґрунтах з добре вираженою агрономічно цінною структурою. Отже, серед

агрономічних та меліоративних заходів, спрямованих на поліпшення водного та повітряного режимів ґрунтів, найважливіші ті, які сприяють поліпшенню структурного стану ґрунту.

Контрольні питання

1. Назвіть основні складники ґрунтового повітря.
2. Охарактеризуйте, що таке вільне, поглинуте розчинене повітря.
3. Як відбувається природний газообмін у ґрунті?
4. Дайте визначення повітромісткості, повітропроникності ґрунту.
5. Від чого залежить повітряний режим ґрунтів?

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНИХ ДЖЕРЕЛ ТА ЛІТЕРАТУРА

1. Аріон О.В., Купач Т.Г., Дем'яненко С.О. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства: Навчально-методичний посібник. К., 2017. 226 с. (з табл. та рис.)
2. Веремеєнко С. І., Шевчук М. Й. Ґрунтознавство: навчальний посібник; за ред. д. с.-г наук, проф. С. І. Веремеєнка. Рівне: НУВГП, 2015. 300 с.
3. Картографія ґрунтів : підручник / [Д. Г. Тихоненко, В. В. Дегтярьов, М. О. Горін та ін.]. Х. : Майдан, 2014. – 351с.
4. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 1. – 270 с.; Ч. 2. – 285 с.
5. Полянський С. В. Ґрунтознавство з основами географії ґрунтів [Текст] : понятійно-термінологічний словник / уклад. Сергій Володимирович Полянський. Луцьк: Вежа-Друк, 2015. 156 с.
6. Полянський С. В. Ґрунтознавство з основами географії ґрунтів: методичні вказівки до виконання лабораторних робіт студентам денної та заочної форми навчання / уклад. Сергій Володимирович Полянський. Луцьк :ПП Іванюк В. П., 2018. 109 с.
7. Іванюк Г. С. Класифікація і діагностика ґрунтів : навч. посібник. Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2017. 334 с.
8. Полянський С. В. Ґрунтознавство з основами географії ґрунтів: понятійно-термінологічний словник. Луцьк : ПП Іванюк В. П., 2021. 183 с.
9. Полянський С. В., Тарасюк Н.А., Білецький Ю. В. Ґрунтознавство з основами біогеографії. Практикум : навчальний посібник до практичних занять і самостійної роботи студентів. Луцьк : ФОП Мажула Ю. М., 2022. 112 с.
10. Полянський С. В. Ґрунтознавство з основами географії ґрунтів. Практикум : навчальний посібник до практичних занять і самостійної роботи студентів. Луцьк : ФОП Мажула Ю. М., 2022. 110 с.
11. Ґрунтознавство з основами географії ґрунтів: понятійно-термінологічний словник / уклад. С. В. Полянський; Волинський національний університет імені Лесі Українки, географічний факультет. 2-е вид., перероб. та доп. Луцьк : Вежа-Друк, 2024. 202 с.
12. Полянський С. В. Оцінка ефективності використання і збереження земельних ресурсів Волинської області / Полянський С. В., Князькова Т. О. // Економічні науки. Серія „Економічна теорія та економічна історія”: Збірник наукових праць ЛНТУ. – Луцьк : РВВ ЛНТУ, 2011– Вип. 8 (32). – С. 292–300.
13. Полянський С. В. Гідроморфні антропогенно-трансформовані ґрунти Волинської області Природа Західного Полісся та прилеглих територій : зб. наук.пр. / за заг. ред. Ф. Зузука. Луцьк : Східноєвроп. Нац. ун-т ім. Лесі Українки, 2013. № 10. С. 35–42.
14. Полянський С. В. Ренатуралізація меліорованих гідроморфних ґрунтів Шацького району. Природа Західного Полісся та прилеглих територій : зб. наук. пр. / за заг. ред. Ф. Зузука. Луцьк : Східноєвроп. Нац. ун-т ім. Лесі Українки, 2014. № 11. С. 69–74.
15. Vasyl O. Fesyuk, Iryna A. Moroz, Ruslan V. Kirchuk, Serhii V. Polianskyi, Mykola A. Fedoniuk. Soil degradation in Volyn region: current state, dynamics, ways of reduction. *Journ. Geol. Geograph. Geoecology*. 30 (2), 2021. P. 239–249. DOI: 10.15421/112121 (Журнал індексується у науково метричній базі).
16. Полянський С.В. Історія дослідження заболочених ґрунтів Волинської області. Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, № 1104. Серія «Екологія», вип. 10. 2014. С. 67 – 73.
17. Полянський С. В. Агроекологічний стан ґрунтового покриву еталонних осушувальних систем у басейні р. Прип'ять. Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія: Географія. Тернопіль: СМП "Таір". №1 (випуск 36). 2015. С. 173 – 179. ISSN 2311-3383.

18. Колошко Л. К. Заходи щодо моделі ренатуралізації Копаївської осушувальної системи у межах Шацького національного природного парку / Л. К. Колошко, С. В. Полянський // Шацький національний природний парк: наук. дослідж. 1994–2004 рр. : матеріали наук.-практ. конф. до 20-річчя парку. – Луцьк : [б. в.], 2004. – С. 21–22.
19. Фесюк В. О., Нетробчук І. М., Полянський С. В., Довган Д. Я. Особливості сучасного стану евтрофікації Шацьких озер. *Український журнал природничих наук*. 2024. № 8. С. 279–288.
20. Сергій Полянський, Тетяна Полянська, Богдан Шут Ренатуралізація земель як основа середовищестабілізуючого підходу в екосистемах Українського Полісся. Збірник матеріалів V Всеукраїнської наукової конференції студентів, аспірантів і молодих науковців «Горизонти ґрунтознавства» (м. Львів, 8 травня 2025 року). Вип. 5. Львів. 2025. С.168-175
21. Полянський С.В., Качаровський Р.Є. Антропогенний вплив на ґрунтовий покрив Копаївської осушувальної системи. Сталій розвиток басейнових екосистем: регіональний контекст : матер. І наук.-практ. конф. (с.Світязь, 29-31 травня 2025 року). , Луцьк. : Вежа-Друк, 2025, С. 92-97
22. Чижевська Л.Т., Тарасюк Н.А., Полянський С.В., Білецький Ю.В., Мельник О.В., Качаровський Р.Є. Ґрунти Волинської області та їх особливості. *Věda a perspektivy*. Praha, 2025. № 10 (53). S. 290-311. [https://doi.org/10.52058/2695-1592-2025-10\(53\)-290-311](https://doi.org/10.52058/2695-1592-2025-10(53)-290-311)
23. Павловська Т. С., Стельмах В. Ю., Полянський С. В. Структура природного року у Волинській області та її мінливість у часі й просторі. *Acta Academiae Beregsasiensis: Geographica Et Recreatio*. 2025. № 3. С. 82–94. <https://doi.org/10.32782/2786-5843/2025-3-7>
24. Фесюк Василь, Мороз Ірина, Федонюк Микола, Мельник Олександр, Полянський Сергій. Методика та практична імплементація дослідження зміни лісистості Волинської області із використанням методів ДЗЗ. *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія «Геологія. Географія. Екологія»*. 2023. Вип. 58. С. 274-289. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2023-58-21>
25. Vasyl O. Fesyuk, Iryna A. Moroz, Ruslan V. Kirchuk, Serhii V. Polianskyi, Mykola A. Fedoniuk. Soil degradation in Volyn region: current state, dynamics, ways of reduction. *Journ. Geol. Geograph. Geoecology*. 30 (2), 2021. P. 239–249. DOI: 10.15421/112121
26. V. Fesyuk, I. Moroz, M. Fedonyuk, S. Polianskyi (2025). Monitoring of Eutrophication of Lakes in Volyn Polissya (on the example of Lake Turske). *European Association of Geoscientists & Engineers. 18th International Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment, Apr 2025, European Association of Geoscientists & Engineers Volume 2025*, p. 1 – 5

Інформаційні ресурси

27. Ґрунтознавство: Підручник / Тихоненко Д.Г., Горін М.О., Лактіонов М.І. та ін. - К. : Вища освіта, 2005. - 703 с. \vw\v. dneprunnat.dp.ua/document/mm/dd/gruntoznastvo.pdf
28. Мойш Н.І. Ґрунтознавство: Курс лекцій. - Ужгород: Гранда, 2011. 368 с. <https://dspace.uzhnu.edu.ua/jspui>
29. <http://ibhb.chnu.edu.ua/dpt/soilscience/biblioteka-kafedri>.
30. http://www.ussj.cv.ua/2011_t12_3-4/Travleyev.pdf;
31. <http://www.dstu.dp.ua/Portal/Data/5/42/2-42-kl33.pdf>
32. Освітні портали: <http://znau.edu.ua/tidings/top-news/dostup-do-povnotekstovikh-resursiv-springer-nature>;
33. http://agrochemsoilsci.org/ACSS_no84_full_text.pdf.
34. <http://extension.cropsciences.illinois.edu/handbook/pdfs/chapter10.pdf>
35. Patricia Muir. CONSERVATION TILLAGE SYSTEMS //
36. <http://people.oregonstate.edu/~muirp/constill.htm>
37. Ґрунтознавство: Журнал // <http://www.ussj.cv.ua>

1.