

Дальневосточный федеральный университет
ФНЦ биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН
Дальневосточное отделение Всероссийского общества почвоведов
им. В.В. Докучаева
Far Eastern Climate Smart Lab

ФИЗИКА ПОЧВ

Учебное пособие

Научный редактор

кандидат биологических наук, старший научный сотрудник
лаборатории биогеографии и экологии ФГБУН «Тихоокеанский институт
географии» ДВО РАН Н.Ф. Пшеничникова

Владивосток



2020

© Ивлев А.И., Дербенцева А.М., Нестерова О.В.,
Брикман А.В., Семаль В.А., Пшеничников Б.Ф.,
Сидоренко М.Л., Сакара Н.А., 2020
© Оформление. ФГАОУ ВО ДВФУ, 2020

ISBN 978-5-7444-4829-5

УДК 613.4(075.8)

ББК 40.3я73

*Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
по проекту № 19-29-05166.*

Авторы:

А.И. Ивлев, А.М. Дербенцева, О.В. Нестерова, А.В. Брикманс,
В.А. Семаль, Б.Ф. Пшеничников, М.Л. Сидоренко, Н.А. Сакара

Рецензенты:

И.И. Васенев, доктор биол. наук, профессор, зав. кафедрой экологии
факультета почвоведения, агрохимии и экологии Российского государственного
аграрного университета-МСХА им. К.А. Тимирязева;

В.Т. Старожилов, доктор географических наук, директор Тихоокеанского
международного ландшафтного центра ШЕН ДВФУ, профессор кафедры
географии и устойчивого развития геосистем ШЕН ДВФУ,
почетный работник высшего образования, академик РАЕ,
действительный член Ассоциации ландшафтной экологии

Физика почв : учебное пособие / А.И. Ивлев, А.М. Дербенцева, О.В. Нес-
терова, А.В. Брикманс, В.А. Семаль, Б.Ф. Пшеничников, М.Л. Сидоренко,
Н.А. Сакара ; науч. ред. Н.Ф. Пшеничникова. – Владивосток : Изд-во Дальневост.
федерал. ун-та, 2020. – 1 CD-ROM ; [108 с.]. – Загл. с титул. экран. – ISBN
978-5-7444-4829-5. – Текст. Изображения : электронные.

В пособии рассматриваются основные понятия о физических свойствах почвы и ее режимах (водном, воздушном, тепловом). В основу пособия положено понятие о почве как о самостоятельной четырехфазной, полифункциональной системе. В конце пособия приводятся лабораторные работы по теме.

Рекомендуется для студентов, обучающихся по направлению «почвоведение», специалистам в области почвоведения, экологии и биологии, использующим физические методы исследования почв и грунтов.

Текстовое электронное издание

Минимальные системные требования:

процессор с частотой 1,3 ГГц (Intel, AMD); оперативная память 256 МБ,
свободное место на винчестере 335 МБ; Windows (XP; Vista; 7 и т.п.)

Программное обеспечение:
Acrobat Reader, Foxit Reader либо любой другой их аналог

Дальневосточный федеральный университет
690091, г. Владивосток, ул. Суханова, 8.
Тел./факс: (423) 226-54-43, 265-24-24 (*2383)
E-mail: dvfutip@yandex.ru, editor_dvfu@mail.ru

Изготовитель CD-ROM:
Дальневосточный федеральный университет,
690091, Владивосток, ул. Суханова, 8

Подписано к использованию 25.06.2020 г.
Объем 2,70 Мб. Усл. печ. л. 6,28.
Тираж 50 экз.

© Ивлев А.И., Дербенцева А.М., Нестерова О.В., Брикман А.В., Семаль В.А.,
Пшеничников Б.Ф., Сидоренко М.Л., Сакара Н.А., 2020
© Оформление. ФГАОУ ВО ДВФУ, 2020

Отпечатано с оригинал-макета электронного локального издания

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	6
ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УЧЕНИЯ О ФИЗИКЕ ПОЧВ	8
ГЛАВА 2. ТВЁРДАЯ ФАЗА ПОЧВ – МАТРИЦА ПОЧВЫ	
КАК ПРИРОДНОГО ОБРАЗОВАНИЯ. СОСТАВ ТВЁРДОЙ ФАЗЫ	12
2.1. Состав минеральной части почвы	12
2.1.1. Первичные минералы	14
2.1.2. Вторичные минералы.....	16
2.2. Гранулометрический состав почв.....	18
2.2.1. Классификация гранулометрического состава почв	22
2.3. Химический состав твёрдой фазы почв (минеральной части)	25
2.4. Агрегатный состав почв (почвенная структура).....	33
2.5. Оценка качества структуры почв (почвенных агрегатов).....	36
2.6. Форма почвенных агрегатов	37
2.7. Состав и свойства почвенных агрегатов.....	39
2.8. Дисперсность почвы	40
ГЛАВА 3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛЬНОЙ	
ЧАСТИ ПОЧВ.....	42
3.1. Плотность	42
3.2. Липкость	44
3.3. Пластичность и текучесть	44
3.4. Сложение.....	45
3.5. Связность.....	46
3.6. Твёрдость.....	46
3.7. Набухание и усадка	46
3.8. Пористость	47
ГЛАВА 4. ЖИДКАЯ ФАЗА ПОЧВ	50
4.1. Состав и свойства жидкой фазы почв	50
4.2. Функции жидкой фазы почв.....	50
4.3. Формы воды в почве и их доступность растениям	51
ГЛАВА 5. ВЗАИМОСВЯЗЬ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМ ВОДЫ	
И ТВЕРДОЙ ФАЗЫ ПОЧВ	59
5.1. Энергетическое состояние воды в почве	59
5.2. Механизмы передвижения влаги в почве	60
5.2.1. Передвижение влаги в почвах, насыщенных влагой.....	61
5.2.2. Передвижение влаги в почвах, не насыщенных влагой.....	61
5.2.3. Перенос воды в форме пара	62
5.3. Когезия и адгезия	63
5.4. Капиллярность	64

5.5. Смачивание и растекание	64
5.6. Водные свойства почвы	66
5.7. Водный режим почв	69
ГЛАВА 6. ВЗАИМОСВЯЗЬ ТВЕРДОЙ И ГАЗОВОЙ ФАЗ ПОЧВЫ.....	71
6.1. Состав почвенного воздуха и факторы, его определяющие	71
6.2. Экологическая роль почвенного воздуха и влияние аэрации на развитие сельскохозяйственных растений.....	72
6.3. Газообмен в почве	75
6.4. Воздушный режим почвы и методы его регулирования.....	76
ГЛАВА 7. ТЕПЛОФИЗИКА ПОЧВЫ.....	78
7.1. Основные теплофизические характеристики	78
7.2. Тепловой и температурный режимы. Источники тепла в почвах и трансформация солнечной энергии на поверхности почвы	81
7.3. Энергетический баланс почвы	82
7.3.1. Радиационный баланс	82
7.3.2. Тепловой баланс	83
7.4. Световой режим.....	84
7.5. Регулирование теплового и светового режимов	85
ГЛАВА 8. МЕХАНИКА ПОЧВ	87
8.1. Технологические характеристики почв	87
8.1.1. Спелость почвы	87
8.1.2. Удельное сопротивление почвы	87
8.2. Усадка и уплотнение почв, их влияние на урожай сельскохозяйственных культур.....	88
8.2.1. Усадка.....	88
8.2.2. Плотность и уплотнение почвы	88
8.3. Мероприятия по сохранению почвенной структуры.....	90
ЛАБОРАТОРНЫЕ РАБОТЫ	92
РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА.....	106

ВВЕДЕНИЕ

Физика почв – это отрасль науки «Почвоведение», изучающая физические свойства почв и протекающие в них физические процессы.

Почвы, как физическое тело, представляет собой полидисперсную, гетерогенную систему, состоящую в основном из минеральных частиц различного диаметра и разного минералогического и химического составов. Между этими частицами образуются пустоты (поры), которые заполнены почвенным воздухом или почвенным раствором.

Благодаря своей дисперсности, почвы обладают большой поверхностью, следовательно, и значительной свободной поверхностной энергией. Это обеспечивает проявление процессов обмена между твердой и жидкой фазами почв.

Степень проявления процессов обмена, их активность зависят от физических свойств почв и чтобы понять сущность процессов почвообразования как совокупность элементарных почвенных процессов (ЭПП), необходимо знать характер и особенности физических свойств почв.

В задачу фундаментального направления почвоведения «физика почв» входит познание состава и свойств твердой фазы почв. Главным при этом являются вопросы установления степени диспергированной минеральной части, ее способность изменять свое состояние (характер взаимоотношений с другими почвенными фазами и, прежде всего, с жидкостью).

В современном почвоведении принято определение, что почва – это обладающая плодородием сложная полифункциональная и поликомпонентная открытая многофазная структурная система в поверхностном слое коры выветривания горных пород, являющаяся функцией горной породы, организмов, климата, рельефа и времени (Почвоведение, 1988). Это определение несёт в себе, прежде всего, информацию об эволюции почв и её организации. В меньшей степени это определение раскрывает понятие почвы как физического тела, внутри которого происходят процессы переноса веществ и энергии, процессы сорбции, десорбции и др. Специалисты же по физике почв обращают внимание, как раз на физические аспекты, поэтому с их точки зрения, почва – это гетерогенная многофазная дисперсная система с определёнными условиями на границах (верхней и нижней), обладающая свойствами аккумулировать и выделять, проводить и трансформировать вещества и энергию. Эти процессы лежат в основе осуществления почвой её основных функций в биосфере (Добровольский, 1990):

- 1) основа биологической продуктивности;
- 2) качество окружающей среды, прежде всего, в отношении здоровья растений и животных (человека);

3) сохранение и поддержание биоразнообразия.

Качество же почв нередко определяют как «способность почвы осуществлять её функции» (Karlen et. al., 1997).

Взаимоотношения минеральной части твердой фазы почв с другими ее почвенными фазами определяют водный и воздушный режимы почв, изучение которых также является задачей «Физики почв».

Физика почв – это наука, которая является составной частью науки о почвах и стремится раскрыть и понять все особенности функционирования почвы как природного образования.

Понятие этих вопросов лежит в основе разработки современных систем земледелия, конкретно ее элементов, в виде обработки почв и ухода за посевами. Физика почв служит теоретической основой применения осушительно-просительных мелиораций, определения доз вносимых удобрений, регулирования водно-воздушного режима почв.

ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УЧЕНИЯ О ФИЗИКЕ ПОЧВ

Научная дисциплина «Физика почв» зарождалась параллельно с развитием земледелия и была нацелена главным образом на разработку научных основ создания наиболее благоприятных условий для выращивания сельскохозяйственных культур. Основоположником изучения физических свойств почв считается выдающийся русский агроном И.М. Комов (1750-1792). В своей книге «О земледелии», изданной в 1788 г. в Петербурге, он писал, что «...само земледелие не что иное, как часть физики опытной...». И.М. Комов один из первых, кто сформулировал принципы изучения гранулометрического состава почв, указав на возможность разделения их на фракции «глина» и «песок» путём отмачивания мелкозёма в воде. Комов рассматривал вопросы улучшения структуры глинистых почв путём добавления в них извести и песка, а песчаных, наоборот – путём добавления в них глины.

Другим пропагандистом использования знаний о физических свойствах почв в сельском хозяйстве был выдающийся русский учёный, профессор МГУ М.Г. Павлов. Первый том своего пятитомного издания о ведении сельского хозяйства он озаглавил как «Физические основы земледелия». В этом томе Павлов дал физическое объяснение используемых в земледелии агротехнических приёмов.

Специальную работу по физике почв в связи с их обработкой выполнил профессор Н.И. Железнов (1853). Им был впервые предложен прибор для определения сопротивления почв сдавливанию и расклиниванию.

Первое описание физических свойств почв сделал немецкий учёный Густав Шублер (1830). Он описал такие физические свойства почв как: плотность твёрдой фазы, плотность сложения сухой почвы, влагоёмкость почвы, скорости испарения воды и поглощения водяного пара, теплоту смачивания, прочность, пластичность, вязкость, теплоёмкость и теплопроводность почв, степень поглощения солнечной радиации, электропроводность почв. Он показал, что большое разнообразие физических свойств почв – это отражение единого свойства как совокупности этих показателей, взаимосвязанных друг с другом. Он объяснил, почему почвы бывают глинистыми, песчаными, влажными и сухими, холодными и тёплыми.

Изучением физических свойств почв занимался и известный немецкий учёный Мартин Эвальд Вольни, который изучал физические свойства отдельных фракций, а не целостной, ненарушенной почвы. Этот учёный основал первый специализированный «Агрофизический журнал». В нем публиковались специальные статьи о физических свойствах почв.

Физические свойства почв начали изучать системно в период создания науки о почвах. Этому способствовало не только возникновение науки, но и прошедшая в 1891 году в степных районах России жестокая засуха, вызвавшая страшный голод. Необходимо было понять причины возникновения засух, и найти методы или предупреждения их или методы регулирования водного режима почв. С этой целью были проведены целенаправленные исследования передовых русских учёных, во главе с В.В. Докучаевым. Вопросами изучения физических свойств почв в это время занимались такие известные учёные, как П.А. Костычев, А.А. Измаильский, Г.Н. Высоцкий, П.В. Отоцкий и др.

П.А. Костычев (1937), впервые научно обосновал роль органического вещества и катиона кальция в агрегировании почв Н.М. Сибирцев (1899) первым предложил классификацию механического (гранулометрического) состава почв. Изучением различных физических свойств почв занимались В.Р. Вильямс, П.С. Коссович, А.Ф. Лебедев, А.Г. Дояренко, Н.А. Качинский. А.Ф. Лебедев (1936), развил представление о существовании в почве двух форм конденсации парообразной воды: молекулярной (адсорбционной) и термической, а также ввёл понятие о плёночной влаге и влиянии поверхностных сил на почвенную воду. Особо выделяются работы К.К. Гедройца (1922), который провёл блестящие исследования по влиянию обменных катионов на дисперсность и структуру почв. Это была первая попытка изучения свойств почв на молекулярно-ионном уровне. Первым русским агрофизиком по праву считается А.Г. Дояренко (1874-1958). Это первый учёный, который дал толчок и направил развитие физики почв как нового научного направления. Это направление привёл в систему ученик А.Г. Дояренко – Н.А. Качинский (1894-1976), который основал и развил генетическую агрофизическую школу и организовал первую кафедру физики почв Московского государственного университета (1943).

Вопросами изучения почвенной влаги, её подвижности и доступности для растений, занимался С.И. Долгов. Фундаментальное обобщение по водно-физическим свойствам и водным режимам почв сделал А.А. Роде, его монография «Основы учения о почвенной влаге» (1965) отмечена Государственной премией СССР. Ученый И.Н. Антипов-Каратеев развил учение о почве как о полидисперской системе. Широкую известность в области изучения структуры почвы получили исследования А.Ф. Тюлина, С.А. Захарова, Н.И. Савинова, П.В. Вершинина, И.Б. Ревута. В дальнейшем в исследованиях по физике почвы все чаще начинают принимать участие не только почвоведы, но и ученые других специальностей, особенно физики. По инициативе академика А.Ф. Иоффе в 1932 г. в Ленинграде был открыт Физико-агрономический институт.

В работе Воронина А.Д. представлена подробно библиография истории исследования формирования физики почв как науки. В частности, автор ссылается на существенный вклад в развитие теоретических основ физики почв в XX в. внесли и зарубежные ученые. Это американский физик Бакингем (Buckingham E.), предложивший концептуальную основу исследований по физике поведения воды в ненасыщенных влагою почвах. Он ввел понятие «капиллярный потенциал воды в почве» и показал, что силы, влияющие на равновесие и движение воды в почве, носят консервативный характер и поддаются трактовке в скалярных величинах – потенциалах. Второе важное положение его концепции состоит в том, что закон Дарси применим к оценке движения воды в ненасыщенных водой почвах. Бакингем первый ввел понятие «проводимость» почвы, и установил ее зависимость от влажности. Однако эти идеи Бакингема были реализованы позднее в работах Ричардса (Richards), Скофильда (Sckofield), Чайлдса (Childs) и других, спустя 25-30 лет.

Другой американский ученый, физик Бриггс (Briggs) выдвинул концепцию о существовании воды в почве в виде качественно различных форм и категорий.

Исследователь Паттен (Patten) заложил теоретические основы процессов переноса тепла в почвах и теплофизических свойств почв (Воронин, 1986).

Процесс познания физических свойств почв в почвоведении на современном этапе продолжается не менее интенсивно, чем и в предыдущие периоды. Это научное направление оформилось в самостоятельную научную дисциплину «Физика почв», как раздел фундаментальной науки «Почвоведение». Современное направление в «Физике почв» акцентирует свое внимание на разработке математических моделей переноса масс веществ в почвенном профиле, особенно воды и солевых растворов. Это направление развивается в Московском государственном университете Е.В. Шеиным

Большой вклад в развитие «Физики почв» внесли русские почвоведы А.Д. Воронин (МГУ), В.П. Панфилов (Институт Агрохимии СО АН СССР).

Как природное физическое тело, почва:

- является самостоятельным природным материальным телом, она обладает всеми свойствами, составом, внешним обликом, габаритами (размером), как и другие материальные тела;

- почва имеет разный состав: минералогический, гранулометрический и химический;

- почва обладает разными свойствами: физическими, химическими, водными и воздушными.

Внешний облик почвы выражен в ее морфологии, а именно – в окраске генетических горизонтов, их сложении, их мощности. Габариты почвы имеют

трехмерный размер: по вертикали (мощность генетических горизонтов и всего почвенного профиля), по горизонтали и глубине (площадь почвенного педона). Основной особенностью почвенной системы является ее способность находиться в состоянии постоянного динамического развития. Почва непрерывно развивается в направлении от простого к сложному – это выражается в увеличении количества генетических горизонтов, а также в усложнении их состава и свойств.

Развитие почвы и есть ее функционирование, функционирование почвенной системы, выражается это в виде взаимодействия всех почвенных фаз. Взаимодействие почвенных фаз проявляется в виде физических и химических процессов, процессов обмена веществом и энергией между всеми фазами. Степень проявления этих процессов как и количественные отношения между почвенными фазами, обуславливается экологическими условиями. В пространстве педосфера экологические условия многообразны, что и приводит к формированию большого разнообразия почвенных профилей в виде типов, подтипов и т.д. При этом во всех случаях процессы взаимодействия почвенных фаз идут по одной, общей схеме. Всю совокупность этих процессов для удобства изучения разделяют на процессы химические и физические. Химические процессы изучает научная дисциплина «химия почв», а физические – «физика почв».

ГЛАВА 2. ТВЁРДАЯ ФАЗА ПОЧВ – МАТРИЦА ПОЧВЫ КАК ПРИРОДНОГО ОБРАЗОВАНИЯ. СОСТАВ ТВЁРДОЙ ФАЗЫ

Почва – это гетерогенная многофазная дисперсная система с определёнными верхней (как правило, дневная поверхность) и нижней (граница с подстилающей породой или уровень грунтовых вод) границами. Она обладает свойствами аккумулировать и выделять, проводить и трансформировать вещество и энергию. Остановимся подробнее на свойствах гетерогенности, многофазности и дисперсности почвы. «Гетерогенная» – эта характеристика указывает на то, что различные почвенные частицы могут иметь разное происхождение. Могут, например, представлять собой остатки растительного происхождения, образовываться при дроблении минеральных частиц, являться вторичными (глинистыми) минералами, даже частицы очень близкие по форме и размерам могут иметь разную природу и обладать различными свойствами. С другой стороны, почва – многофазное, т.е. состоящее из различных фаз (твёрдой жидкой и газообразной) тело. Все три названные фазы имеют соответствующие границы межфазного раздела. Соответственно, на этих границах происходят такие важные явления, как адсорбция, десорбция и другие явления, характерные на межфазных границах. Именно благодаря наличию трёх фаз почва и характеризуется как многофазное тело.

Твёрдая фаза почв состоит из частиц различных минералов – эти частицы, или элементарные почвенные частицы (ЭПЧ), представляют собой обособленные минеральные, органо-минеральные, органические образования кристаллического или аморфного строения, все молекулы которого находятся в химической взаимосвязи. Различают первичные механические элементарные частицы, которые образуются в процессе выветривания, дробления горных пород и минералов, и вторичные частицы, образующиеся путём синтеза конечных продуктов выветривания молекулярного и коллоидного размеров, коагуляции, а также биологическим путём.

2.1. Состав минеральной части почвы

Минеральная часть почвы происходит от горной породы и минералов, трансформирующихся в процессе выветривания и наследует химический, гранулометрический и минерологический состав последних.

Напомним, что в формировании земной коры принимают участие три основных типа горных пород:

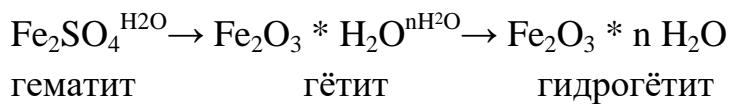
- магматические – образовались путём охлаждения и затвердения магмы в толще земной коры или путём охлаждения и затвердения лавы, излившейся на поверхность Земли при вулканических извержениях;

- метаморфические – образовались в глубинных зонах Земли из осадочных и магматических пород путём перекристаллизации под воздействием высокого давления, температуры, горячих вод, газов;

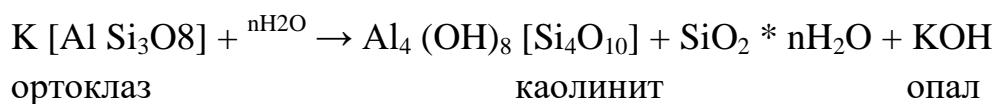
- осадочные – представляют собой продукты механического и химического выветривания магматических и метаморфических пород. Формируются на дне океанов, морей, озёр, болот и на поверхности суши.

Все три типа горных пород подвергаются воздействию климата, живых организмов, что приводит к их трансформации, сопряженной с усложнением строения минералов, образованием вторичных минералов, перераспределением химических элементов – этот процесс называют выветриванием. Выветривание горных пород можно представить в виде общей схемы: порода (100% первичных минералов) + температура воздуха + H_2O + O_2 + CO_2 + органическое вещество → первичные минералы (30-90%) + вторичные минералы (глинистые) + растворимые соли + оксиды.

По Б.Б. Полынову, процесс выветривания происходит в несколько этапов. На I этапе происходит механическое дробление горных пород и минералов без изменения их химического состава. На этом этапе преобладает физическое выветривание. Порода начинает пропускать и задерживать влагу, в более глубокие слои проникают газы O_2 и CO_2 . Постепенно под воздействием атмосферных осадков продукты выветривания лишаются соединений хлора и серы – начинается химическое выветривание. На II этапе минеральная масса, уже лишенная соединений хлора и серы, теряет щелочные и щелочноземельные основания. Химическое выветривание сопряжено с реакцией окисления первичных минералов. При этом к окислителям относятся кислород (O_2), сера в форме (SO_4) и углерод в форме (CO_2). Так, Fe^{2+} , Mn^{2+} , S^{2-} , окисляясь, переходят в соединения Fe_2O_3 , MnO_2 , Na_2SO_4 , $CaSO_4$. Следующая реакция при химическом выветривании – гидратация минералов. При этом появляются новые минералы:



При химическом выветривании характерно также взаимодействие веществ с водой с образованием различных соединений – это реакция гидролиза. Она приводит к замещению щелочных и щелочноземельных катионов на ионы водорода в кристаллических решетках минералов:



Химическое выветривание приводит к изменению физического состояния минералов, их кристаллической структуры, к формированию вторичных глинистых минералов (каолинит, монтмориллонит и др.), обладающих высокой ёмкостью поглощения и влагоёмкостью. Процесс химического выветривания неотделим от биологического выветривания, которое заключается в преобразовании минералов и горных пород под воздействием живых организмов и продуктов их жизнедеятельности (микроорганизмы, лишайники, макроорганизмы – сурки, кроты и др.).

Свойства почв во многом определяются химическим составом первичных минералов, их кристаллической структурой и количеством образовавшихся из горных пород в процессе выветривания вторичных минералов. Принято считать, что к первичным минералам относятся частицы более 0,001 мм, к вторичным – частицы менее 0,001 мм. Такое разделение довольно условно, но всегда подразумевается, что первичные минералы в процессе выветривания трансформируются во вторичные (глинистые) минералы.

2.1.1. Первичные минералы

Первичные минералы унаследованы от исходной, материнской почвообразующей породы. Но количество первичных минералов и их соотношение между собой отличается от исходного состояния вследствие внутрипочвенных процессов выветривания.

Первичные минералы отражают минералогический состав почвообразующей породы. Но в минералогическом составе почв, в отличие от исходной горной породы, из первичных минералов преобладают наиболее устойчивые, не подвергшиеся разрушению.

По степени нарастания степени устойчивости первичных минералов к разрушению они располагаются в следующем порядке:

Кальцит → доломит → оливин → авгит → диопсид → гиперстен → роговая обманка → биотит → хлорит → эпидот → плаутилит → полевые шпаты → апатит.

Устойчивые первичные минералы остаются в почве, формируя её скелет, гранулометрический состав, а менее устойчивые трансформируются во вторичные минералы. Из устойчивых минералов наибольший агрономический интерес представляют полевые шпаты, слюда, кварц, амфиболы и пироксены, составляющие основную массу магматических пород (Кларк, 1889):

Минералы	Содержание, %
Полевые шпаты	59,5
Кварц	12,0
Амфиболы и пироксены	16,8
Слюды	3,8
Прочие минералы	7,9

В почвах первичными минералами наиболее богаты крупные фракции мелкозема (более 0,001 мм), но больше всего их содержит песчаная фракция (более 0,01 мм).

Рассмотрим кратко свойства некоторых из них.

Полевые шпаты – наиболее распространённые минералы в земной коре, составляющие около 50% силикатов земной коры. Около 60% их в магматических породах, 30% – в метаморфических и примерно 10% среди осадочных. Они являются источником вторичных минералов и оказывают значительное влияние на состав и свойства почв. Калиевые полевые шпаты в процессе выветривания превращаются в белую глину (каолинит), натриевые – в слюду (мусковит). Крупные зерна полевых шпатов (>0,001 мм) формируют гранулометрический состав почв, её сколет, определяют физические и водно-физические свойства. Натриевые полевые шпаты (альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$) содержат Na_2O до 12% и служат источником соды, причиной содового засоления и осолонцевания почв. Калиевые полевые шпаты (ортоклаз $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$) содержат K_2O до 7% и выполняют функцию резерва калийного питания растений, что необходимо учитывать при сельскохозяйственном использовании почв.

Слюды – к ним относятся мусковит $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ (OH, Fe_2), содержащий K_2O от 8,1 до 9,9%, и др. Встречаются они в аллювиальных и пустынных почвах. Кварц – SiO_2 – около 65% земной коры состоит из кварца. По минералогическому составу представляет собой скопления кварцевых песков, кварцевого галечника и щебня в результате физического и химического выветривания пород глубинного происхождения, содержащих кварц. Распространённость кварца определяет на 80% валовой химический состав почв и их гранулометрический состав.

К *амфиболам* относятся антофиллит, тремолит, роговая обманка. Плотность варьирует от 2,85 до 3,60 г/см³. Эти минералы встречаются в небольших количествах. Они неустойчивы и быстро растворяются при почвообразовании, но содержание их высокое в почвах, развитых на некоторых изверженных и гидротермально изменённых породах. Состав переменен. Например, роговая обманка имеет следующую кристаллохимическую формулу: $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})[\text{Si}, \text{Al}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$.

Пироксены – это минералы, как и амфиболы, из группы цепочечных силикатов, образованные на основных массивно-кристаллических породах, некоторых гидротермальных и (реже) эфузивных породах. К ним относятся энстатит, диопсит, авгит. Главный представитель – авгит с формулой $\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe}^{+2},\text{Al})_2[(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_6]$. Состав переменен, так как пироксены образуют ряд изомерных смесей из $\text{Mg}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$ – энстатита и $\text{Fe}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$ – гиперстена. Плотность их от 3,0 до 3,5 г/см³. Содержание этих минералов повышается в нижних слоях почв.

2.1.2. Вторичные минералы

Вторичные минералы являются продуктом процессов почвообразования. Исключением могут служить глинистые (глиняные) минералы, в основном унаследованные от древнего почвообразования или от процессов гипергенеза коры выветривания.

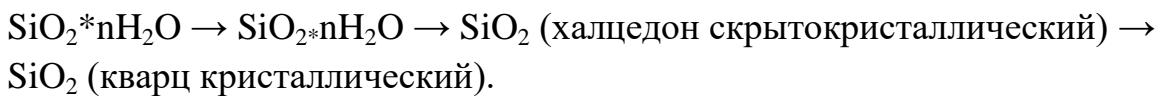
Способы образования вторичных минералов в процессе выветривания разнообразны. Наиболее распространены следующие:

1. Кристаллизация твердых минералов (минералы простых солей) из раствора заключается в том, что соли, находящиеся в растворённом состоянии, при испарении воды или понижении температуры кристаллизуются. В условиях сухого климата в почве накапливаются галит (NaCl), мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$), гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$), сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$), кальцит (CaCO_3), магнезит (MgCO_3) и другие минералы. Эти минералы определяют степень и характер засоления, формирование горизонтов, насыщенных карбонатом кальция, гипсом.

2. Кристаллизация твердых аморфных веществ (минералы класса гидроксидов и оксидов). Образование минералов таким способом широко распространено. Примером является переход аморфных гидроксидов железа и алюминия в кристаллические:



В дерново-подзолистых почвах, в болотных и лугово-болотных встречаются новообразования в форме конкреций – ортштейнов, ортзандов. В этих новообразованиях создаются условия для кристаллизации полуторных оксидов (гидроксидов железа). Кристаллизация осуществляется при высушивании железистых новообразований, их промораживании, окислительных условиях, высокой температуре. Гидроксид кремния – опал ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) по мере старения, кристаллизуясь, переходит в халцедон и кварц:



Степень кристаллизации минералов определяет их растворимость. Чем больше кристаллизованность соединений Fe, Al, Si, тем меньше их растворимость. Реакция среды также оказывает существенное влияние на растворимость гидратов полутораокисей. При $\text{pH} < 5$ в ионную форму переходит алюминий, при $\text{pH} < 3$ – трёхвалентное железо, при $\text{pH} > 9$ – повышается растворимость SiO_2 .

3. Гидролиз, гидратация и дегидратация, окислительно-восстановительные реакции, диспергирование, изоморфные замещения первичных и вторичных минералов (глинистые минералы монтмориллонитовой и каолинитовой групп, гидрослюды, аллофоны, смешанослойные минералы).

Глинистые минералы составляют в основном самые мелкие фракции мелкозема (менее 0,001 мм). Именно эти фракции (состоящие в основном из глинистых минералов) и определяют многие процессы, протекающие в почвах, включая физические. Глинистые минералы могут быть кристаллическими и аморфными. Кристаллические представлены листовыми силикатами со слоистыми или цепочечными решетками, состоящими из слоев кремнекислородных тетраэдров. Каждый слой состоит из расположенных в одной плоскости катионов (Si^{4+} , Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+}). В свою очередь каждый из катионов окружен четырьмя или шестью ионами O^{2-} , OH^- . Глинистым минералам присущи общие свойства: слоистое кристаллическое строение, высокая дисперсность и поглотительная способность, наличие в составе минералов химически связанный воды. Однако, каждая группа минералов имеет специфические свойства и значение в плодородии почв.

Минералы каолинитовой группы (каолинит, диккит, накрит, галлуазит и др.). Наиболее распространёнными в этой группе являются каолинит – $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ и галлуазит – $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^*4 \text{H}_2\text{O}$. Необходимым условием формирования каолинита в почвах является вымывание кремнезёма из профиля почвы. Преобладание в почве каолинита обеспечивает ей хорошую водопроницаемость, небольшую липкость.

Минералы монтмориллонитовой группы (монтмориллонит, нонtronит, бейделлит, сапонит, волконскоит, соконит). Минералы этой группы распространены в почвах, морских осадках, речных отложениях наряду со слюдами и гидрослюдами. Нет этих минералов в латеритных и красноземных почвах. В чернозёмах они доминируют. Большое межплоскостное пространство в этих минералах позволяет проникать в них обменные основания (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} и др.). При дегидратации минералов катионы переходят в необменное состояние. Главные минерал этой группы – монтмориллонит – $\text{Mg}_3(\text{OH})_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH}_2)]^*\text{H}_2\text{O}$ обладает высокой дисперсностью: 40-50% коллоидных частиц (<0,0001 мм) и

60-80% частиц менее 0,001 мм. Благодаря высокой дисперсности и подвижной кристаллической решетке ёмкость поглощения этого минерала достигает 120 мг.экв/100 г. В целом, водно-физические свойства минералов монтмориллонитовой группы неблагоприятны для земледелия: при увлажнении они сильно набухают, становятся слабоводопроницаемыми, липкими; при высыхании – сильно уплотняются, растрескиваются.

Гидрослюды (гидромусковит, гидробиотит, вермикулит и др.) составляют большую группу вторичных минералов переменного химического состава. Образуются они путём гидратации слюд. Эти минералы распространены в осадочных породах в илистой и коллоидной фракциях. Из этой группы гидромусковит (иллит) – $(K, H_3O) Al_2(OH)_2^* [Al, Si_4O_{10}]^* n H_2O$ и гидробиотит – $(K, H_3O) (Mg, Fe^{2+})_3 (OH_2)^* [Al, Si_4O_{10}]^* n H_2O$ присутствуют практически во всех почвах. Многие из гидрослюд содержат до 5-7% калия.

Смешанослойные минералы – монтмориллонит, хлорид-вермикулит и др. формируются в результате переслаивания пакетов различных минералов. В почвах распространены широко. Установлено, что в процессе выветривания происходит следующее последовательное удаление минералов из почвы современной коры выветривания: 1) растворимые соли; 2) гипс; 3) кальцит; 4) роговообманковая смесь; 5) биотитовая слюда; 6) полевые шпаты; 7) кварц; 8) мусковит; 9) вермикулит; 10) монтмориллонит; 11) хлорит; 12) аллофан; 13) каолинит; 14) гиббсит; 15) гематит.

Кроме глинистых минералов, в почвах широко распространены и другие вторичные минералы: соли простых солей (хлориды, сульфаты одно- и двухвалентных катионов), оксиды трехвалентных катионов (R_2O_3) и их гидроксиды.

2.2. Гранулометрический состав почв

Гранулометрический состав почв отражает содержание минеральных частиц в мелкоземе, в состав которого входят частицы менее 1 мм.

Под гранулометрическим (механическим) составом почв и почвообразующих пород понимается относительное содержание в почве элементарных почвенных частиц (ЭПЧ) различного диаметра независимо от их минералогического и химического состава. Гранулометрический состав выражается, прежде всего, в виде массовых процентов фракций гранулометрических частиц разного размера.

Частицы почвенные элементарные – это обломки пород и минералов, песчаные, пылеватые, илистые и коллоидные частицы почв, все элементы которых находятся в химической связи и не поддаются общепринятым методам пептизации, применяемым при подготовке почв к гранулометрическому анализу.

зу. Почвенные частицы в почве соединены в микро- и макроагрегаты природным «клеем». Таким агрегирующим ЭПЧ в почве веществом, как правило, являются ионы Ca^{2+} и органические вещества. К микроагрегатам в физике почв относят почвенные агрегаты размером $< 0,25$ мм.

Основными характеристиками ЭПЧ, зависящими от минералогического, химического составов и от их размеров, являются величина и свойства их поверхностей. Максимальные величины удельных поверхностей имеют ЭПЧ мельче 0,001 мм. С увеличением размера величина удельных поверхностей резко падает. Влияние химического состава ЭПЧ хорошо прослеживается на примере содержания гумуса. Чем выше содержание гумуса во фракциях элементарных почвенных частиц, тем больше их удельная поверхность при одинаковых размерах фракций.

Плотность ЭПЧ складывается из плотностей составляющих их минеральных и органических компонентов и непосредственно не связана с размером фракций, а связана с изменением их минералогического и химического составов. Плотность ЭПЧ из гумусово-аккумулятивных горизонтов ниже, чем плотность в горизонтах, не содержащих гумус. Таким образом, вниз по профилю плотность ЭПЧ снижается до минимума. В крупных ЭПЧ, состоящих из кварца, она составляет приблизительно $2,65 \text{ г}/\text{см}^3$. С увеличением в составе ЭПЧ тяжёлых минералов их плотность возрастает. Во всех почвах наименьшая плотность отмечается у ЭПЧ размером ($0,005\text{--}0,001$ мм). Это связано с содержанием в этой фракции наибольшего количества ультрамикроэлементов, содержащих поры и с преобладанием здесь минералов с пластинчатой и остроугольной формой.

В почвоведении под почвенными частицами (гранулами) понимают обломки минералов (или горной породы), имеющие разные размеры в диаметре. Эти частицы называют почвенными фракциями гранулометрического состава.

Разные авторы используют разные названия почвенных фракций, а также для разных фракций предлагают использовать разную размерность. Для оценки гранулометрического состава мелкозема почв (или грунтов) в почвоведении в настоящее время принята система названий почвенных фракций и их размерность, предложенная Н.А. Качинским (1958) (табл. 1).

Среди выделенных фракций наибольшую роль в проявлении и протекании различных процессов играют самые мелкие фракции (в основном менее 0,001 мм). Но в гранулометрическом составе почв всегда присутствуют как мелкие, так и крупные фракции. Существует следующая характеристика различных фракций.

Таблица 1

Классификация элементарных почвенных частиц

Фракции	Размер частиц, мм
Камни	> 3
Гравий	3-1
Песок	1-0,05
крупный	1-0,5
средний	0,5-0,25
мелкий	0,25-0,05
Пыль	0,05-0,001
крупная	0,05-0,01
средняя	0,01-0,005
мелкая	0,005-0,001
Ил	<0,001
глинистый	0,001-0,0005
коллоидный	0,0005-0,0001
Коллоиды	<0,0001

Камни (более 3 мм) представлены обломками горных пород.

Гравий (1–3 мм) состоит из обломков первичных минералов. Высокое его содержание в почве ухудшает водно-физические свойства (низкая влагоёмкость, провальная водопроницаемость).

Песок (0,05–1 мм) представлен первичными минералами. Эта фракция непластиична, не уплотняется под механическим воздействием, характеризуется высокой водопроницаемостью, не набухает. Песчаные почвы обладают малой емкостью поглощения, низким содержанием гумуса и питательных веществ, быстрой прогреваемостью.

Пыль (0,001–0,05 мм) состоит из вторичных минералов. Увеличивает пластичность, набухаемость, водоудерживающую способность, ёмкость поглощения.

Ил (менее 0,001 мм) представлен высокодисперсными вторичными минералами. Эта фракция играет ведущую роль в формировании почвенного плодородия, физико-химические, водно-физические, химические процессы, протекающие в почве.

Частицы различных размеров объединяются во фракции: глинистую и песчаную.

Песчаная фракция (физический песок), в которую входят частицы крупнее 0,01 мм, неблагоприятна для водного режима почвы, так как вследствие малой капиллярной порозности она обладает ничтожной способностью запасать воду; она не способна поднимать воду даже с небольшой глубины, и это приводит к засухе. Но частицы этой фракции хорошо фильтруют воду, обеспечивая хорошую водопроницаемость почв. Почвы, содержащие много песчаной фракции, хорошо дренированы, не переувлажняются, всегда обеспечены воздухом.

Фракции пыли и ила (физическая глина), в которую вошли частицы размером менее 0,01 мм, обладают лучшей влагоемкостью, и поэтому являются более водонакапливающими и водозадерживающими. Почвы, содержащие относительно большое количество фракции пыли, более влагоемки, но менее водопроницаемы, чем песчаные фракции. Воздушный режим этой фракции хуже, чем песчаной.

Коллоидальная фракция – самая мелкая фракция почвы (менее 0,001 мм), обладающая наиболее плохим водным и воздушным режимами. Вследствие полного отсутствия в ней некапиллярной порозности и благодаря очень узким капиллярам она водонепроницаема. Но эта фракция, в противоположность первым двум, способна давать при определённых условиях прочные агрегаты своих частиц с частицами других фракций. В тех почвах, где этой фракции достаточно, где она ещё и насыщена основаниями, и именно кальцием (отчасти магнием), там создаётся в почве наиболее благоприятная и для водного и для воздушного режимов мелкокомковатая (зернистая, крупчатая) структура. В почве с такой структурой имеется достаточной величины некапиллярная порозность, вследствие сравнительно широких, некапиллярных промежутков между отдельными комочками.

Почвы, обладающие оптимальными водно-воздушными режимами, содержит все фракции гранулометрического состава в определенных соотношениях. Как правило, в большинстве почв (кроме горных щебнистых) преобладает фракция мелкозема (менее 1 мм). Соотношение фракции «физический песок» и «физическая глина» положено в основу принципа оценки гранулометрического состава мелкозема почв. На этом принципе построена и классификация гранулометрического состава почв. Следует иметь в виду, что разные почвы имеют разный гранулометрический состав. У них соотношение между фракциями может изменяться в различных пределах: с преобладанием фракции физического песка (супесчаные, песчаные почвы) или с преобладанием фракции физической глины (суглинки, глины). Линия такого раздела фракций на физический песок и физическую глину обусловлена их разной степенью активности участия в протекающих процессах обмена, поглощения и т.п. Наиболее важным показателем

в гранулометрическом составе почв, отражающем их активность в поглощении веществ и их обмене, является количественное наличие в них фракции $> 0,001$ мм. Чем больше этой фракции в гранулометрическом составе почв, тем сильнее в них выражены такие их свойства, как емкость поглощения, активность обмена, пластичность, липкость и т.п.

Для определения гранулометрического состава почв в России долгое время использовали ГОСТ 12536-79 «Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава», который позднее был заменён на ГОСТ 12536-2014 «Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава». Данные методы относятся к косвенным, так как базируются на использовании различных зависимостей между размерами частиц, скоростью осаждения их в жидкой и воздушной средах и свойствами суспензии. Это группа методов, основанных на использовании физических свойств суспензии (ареометрический, оптический и др.) или моделирующих природную седиментацию (пипеточный, отмучивания и др.). Сейчас все большую популярность набирают методы прямого определения размера частиц с помощью лазера, но, к сожалению, такие методики пока не аттестованы.

2.2.1 Классификация гранулометрического состава почв

Разделение механических элементов по размерам и группировка их во фракции называется классификацией механических элементов. В основе классификации почв по гранулометрическому составу лежит соотношение различных фракций или групп фракций ЭПЧ. Наиболее широко используются две классификации: В.В. Охотина (в грунтоведении) и А.Н. Качинского (в почвоведении) (табл. 2).

Относительное процентное содержание в почве фракций механических элементов называется гранулометрическим составом почвы. В классификации А.Н. Качинского основное подразделение проводится по содержанию двух групп фракций: физического песка (сумма частиц размером $> 0,01$ мм) и физической глины (сумма частиц размером $< 0,01$ мм) (табл. 3).

Название класса почвы по гранулометрическому составу даётся по фракции физической глины, а уточнение – по двум преобладающим фракциям.

Таблица 2

Классификация механических элементов по размеру

Диаметр частиц (Охотин, 1933), мм		Диаметр частиц (Качинский, 1958), мм	
> 20	Хрящ крупный	Камни	> 20
20 – 10	Хрящ средний	Камни	20 – 10
10 – 7	Гравий мелкий	Камни	10 – 7
7 – 5	Гравий очень мелкий	Камни	7 – 5
5 – 3	Гравий очень мелкий	Камни	5 – 3
3 – 2	Гравий очень мелкий	Гравий	3 – 2
2 – 1	Гравий крупный	Гравий	2 – 1
1 – 0,5	Песок средний	Песок крупный	1 – 0,5
0,5 – 0,25	Песок мелкий	Песок средний	0,5 – 0,25
0,25 – 0,05	Песок песчано-пылевой	Песок мелкий	0,25 – 0,05
0,05 – 0,01	Пыль	Пыль крупная	0,05 – 0,01
0,01 – 0,005	Пыль	Пыль средняя	0,01 – 0,005
0,005 – 0,002	Ил	Пыль мелкая	0,005 – 0,002
0,002 – 0,001	Глина грубая	Пыль мелкая	0,002 – 0,001
0,001 – 0,0005	Глина	Ил грубый	0,001 – 0,0005
0,0005 – 0,0001	Глина тонкая	Ил тонкий	0,0005 – 0,0001
< 0,0001	Коллоиды	Коллоиды	< 0,0001

Примечание: частицы крупнее 1 мм – скелетная часть почвы, мельче 1 мм – мелкозём, более 0,01 мм – физический песок, менее 0,01 мм – физическая глина.

Главной является та, которая стоит в определении на последнем месте. Например, в пахотном горизонте серой лесной почвы в результате анализа установлено следующее содержание фракций:

песок средний (0,5 – 0,25 мм)	8%
песок мелкий (0,25 – 0,05 мм)	12%
пыль крупная (0,05 – 0,02 мм)	46%
пыль средняя (0,01 – 0,005 мм)	11%
пыль мелкая (0,005 – 0,001 мм)	5%
ил – (менее 0,001 мм)	18%

Примечание: если в почве есть гравий (1-3 мм), он включается в 100, причисляясь к песку. Высокое его содержание в почве ухудшает водо-физические свойства (низкая влагоёмкость, провальная водопроницаемость).

Следовательно, физической глины (сумма частиц менее 0,01 мм) содержится 33%. Почва получает первое основное название по содержанию физической глины в пахотном горизонте – среднесуглинистая. Уточнённое название следующее: среднесуглинистая иловато-крупнопылеватая. При характеристике почв в её названии отражается и наличие камней (табл. 4).

Таблица 3
**Классификация почв по гранулометрическому составу
(по Н.А. Качинскому, 1958)**

Содержание физической глины (частиц < 0,01 мм), %		Содержание физического песка (частиц > 0,01 мм), %			Название почвы по гранулометрическому составу	
Почвы						
Подзолистого типа почвообразования, краснозёмы, желто-зёмы	Степного типа почвообразования, солонцовые почвы	Солонцы и сильно солонцеватые почвы	Подзолистого типа почвообразования	Степного типа почвообразования, краснозёмы, желто-зёмы		
0-5	0-5	0-5	100-95	100-95	100-95	Песок рыхлый
5-10	5-10	5-10	95-90	95-90	95-90	Песок связный
10-20	10-20	10-20	90-80	90-80	90-80	Супесь
20-30	20-30	20-30	80-70	80-70	85-80	Суглинок лёгкий
30-40	30-45	20-30	70-60	70-55	80-70	Суглинок средний
40-50	45-60	30-40	60-50	55-40	70-60	Суглинок тяжёлый
50-65	60-75	40-50	50-35	40-25	60-50	Глина лёгкая
65-80	75-85	50-65	35-20	25-15	50-35	Глина средняя
>80	>80	>65	<20	<15	<36	Глина тяжёлая

Таблица 4
Классификация почв по каменистости (Качинский, 1958)

Частицы более 3 мм, % (камни)	Степень каменистости почвы	Тип каменистости
до 0,5	Не каменистая	Устанавливается по скелетной части (валунные, галечниковые, щебенчатые)
0,5 – 5	Слабокаменистые	
5 – 10	Среднекаменистые	
>10	Сильнокаменистые	

Гранулометрический состав, выраженный в содержаниях фракций гранулометрических элементов – важнейшая физическая характеристика почвы, одна из характеристик её дисперсности. Он определяет все основные почвенные процессы, является одним из фундаментов почвенного плодородия, так как в зависимости от гранулометрии почв формируются те или иные сельскохозяйственные мероприятия. Знание гранулометрического состава почв также даёт представление о генезисе, эволюции и использовании почв. Назовём основные назначения данных о гранулометрическом составе (Шеин, Архангельская, Гончаров и др., 2004):

1. По гранулометрическому составу можно восстановить остальные свойства почв, воссоздать «образ» почвы по отношению к росту растений, проведению влаги и пр. Например, на основании гранулометрического анализа, исследуемая почва – тяжелый суглинок. Это значит, что почва будет плохо проводить влагу, иметь высокое содержание воды при низком содержании воздуха, будет долго прогреваться («холодные» почвы). Если же мы получили по гранулометрии лёгкие почвы (супесь, песок связный и пр.), то это означает высокую фильтрацию влаги сквозь почву, малый диапазон доступной воды для растений, быстрый прогрев («тёплые» почвы).

2. Гранулометрический состав – основа расчёта искусственных почв, основа конструирования почв. Взаимосвязь между гранулометрическим составом и водно-воздушными свойствами почв позволяет решать эту обратную задачу: задавая необходимые свойства почв, составлять соответствующую смесь гранулометрических фракций. Например, если нам необходимо создать спортивный газон, который бы легко фильтровал воду, проводил её к дренам, быстро прогревался, но при этом удерживал определённое количество воды и питательных веществ, необходимых для роста растений, то нужно «создать» почву, отвечающую этим свойствам. По-видимому, в верхнем слое (0–5 см) это должна быть супесь с небольшим количеством (3–5%) ила монтмориллонитового состава, а также в составе физической глины до 1–3% гидрофобного органического вещества. Ниже, до 15 см – связный песок, глубже – до 20 см – крупный песок, подстилаемый гравием. Это типичная почвенная конструкция, рассчитываемая по данным о гранулометрическом составе используемых почвенных компонентов.

Характер водно-воздушного режима почв обуславливается не только размерами почвенных агрегатов, но и их формой.

2.3. Химический состав твёрдой фазы почв (минеральной части)

Известно, что почва состоит из минеральных, органических и органоминеральных веществ. Источником минеральных соединений почвы являются

горные породы, из которых слагается твёрдая оболочка земной коры – литосфера. Органические соединения поступают в почву в результате жизнедеятельности растительных и животных организмов, населяющих почву. Взаимодействие минеральных и органических веществ создаёт сложный комплекс органоминеральных соединений почв.

Минеральная часть составляет 80–90% и более от веса почв и только в органических почвах снижается до 10% и менее. В составе почв обнаружены почти все известные химические элементы. Средние цифры, показывающие содержание отдельных элементов в литосфере и почвах, по предложению А.Е. Ферсмана стали называть кларками (в честь американского геохимика Ф.У. Кларка, впервые вычислившего в 1889 г. средний химический состав земной коры). Изучение почв с геохимической точки зрения было впервые начато В.И. Вернадским в 1911 г. Относительное содержание отдельных химических элементов в литосфере и почве колеблется в широких пределах (табл. 5).

Таблица 5
Среднее содержание (в весовых процентах) химических элементов
в литосфере и почвах (Виноградов, 1950)

Элемент	Литосфера	Почва
O	47,2	49,0
Si	27,6	33,0
Al	8,8	7,13
Fe	5,1	3,80
Ca	3,6	1,37
Na	2,64	0,63
K	2,60	1,36
Ti	0,60	0,46
H	0,15	-
C	0,10	2,00
S	0,09	0,085
P	0,08	0,09
N	0,01	0,10
Mg	2,10	0,60

Литосфера состоит почти наполовину из кислорода (47,2%), более чем на четверть из кремния (27,6%), далее идут алюминий (8,8%), железо (5,1%), кальций, натрий, калий, магний (до 2–3% каждого). Восемь названных элементов составляют более 99% общей массы литосферы. На долю таких важных для питания растений элементов, как кислород, азот, сера, фосфор и др. приходятся

десятичные и сотые доли процентов. Ещё меньше в земной коре многих элементов, необходимых растениям в малых количествах, так называемых микроэлементов. Поскольку минеральная часть почвы в значительной степени обусловлено химическим составом горных пород литосферы, имеется сходство почвы с литосферой по относительному содержанию отдельных химических элементов.

Как в литосфере, так и в почве на первом месте стоит кислород, на втором кремний, затем алюминий, железо и т.д. Однако в почве по сравнению с литосферой в 20 раз больше углерода и в 10 раз азота. Накопление этих элементов в почве обусловлено жизнедеятельностью организмов, в составе которых в среднем содержится углерода 11%, азота 0,3% на живое вещество (Виноградов, 1950). В почве больше кислорода и водорода, как элементов воды, значительно больше кремния и меньше, чем в литосфере, алюминия, железа, магния, натрия, калия и других элементов, что является следствием процессов выветривания и почвообразования.

Первоисточником химических элементов всех почв являются магматические породы. Они составляют 95% общей массы пород, слагающих верхнюю 16-километровую толщу литосферы. Магматические породы по химическому составу очень разнообразны. По среднему содержанию кремнезёма, как самой главной составной части, магматические породы делятся на пять групп:

- *ультракислые, от 75 % и более;*
- *кислые 75-65 %;*
- *среднекислые 65-52 %;*
- *основные 52-40 %;*
- *ультраосновные, менее 40 %.*

Основные породы не содержат свободного кварца, богаты щелочноземельными основаниями, бедны щелочами. С переходом к средним и кислым породам уменьшается содержание кальция, возрастает количество калия. В кислых породах количественно преобладает калиевый полевой шпат. Ультраосновные породы сложены минералами, у которых нет кальция. На долю осадочных пород приходится только 5% литосферы.

Процессы выветривания, переотложения продуктов выветривания горных пород, слагающих литосферу, приводят к образованию рыхлых пород различного химического состава, являющихся главными почвообразующими породами. В верхних слоях этих пород формируются почвы. На долю магматических пород на поверхности литосферы приходится только около 25%. Химический состав рыхлых почвообразующих пород обуславливается химическим составом продуктов выветривания первичной горной породы.

По содержанию щелочноземельных и щелочных оснований почвообразующие породы делятся на засолённые, карбонатные и выщелоченные. Химический состав почвообразующей породы отражает в известной мере её химический и минералогический состав. Песчаные породы, богатые кварцем, состоят преимущественно из кремнезёма. Чем тяжелее гранулометрический состав породы, тем больше в ней высокодисперсных вторичных минералов, следовательно, меньше кремнезёма, больше оксидов алюминия, железа, химически связанный воды.

Почвы наследуют геохимические черты исходного материала почвообразующих пород. Богатство породы кремнезёмом сказывается на содержании этого окисла в почве. Почвы, развивающиеся на карбонатной породе – лёссе, отличаются большим содержанием кальция. Засолённость почвообразующей породы является источником засоления почвы и т.д. Однако порода, являясь материнским материалом почв, в процессе почвообразования подвергается изменению. В зависимости от типа почвообразования происходят изменения в содержании и распределении по профилю почвы различных химических элементов или окислов. Каждый тип почвы приобретает характерную дифференциацию на горизонты с определённым химическим составом. В сравнении с почвообразующей породой верхние горизонты дерново-подзолистых почв обогащены кремнезёмом и меньше содержат окислов алюминия и железа. Для всех почв в отличие от пород характерно накопление органического вещества в верхних горизонтах, с которым связана аккумуляция биологически важных элементов углерода, азота, а для многих почв также фосфора, серы, кальция.

Химические элементы находятся в почвах в составе различных соединений.

Кислород входит в состав большинства первичных и вторичных минералов почв, является одним из основных элементов органических соединений и воды.

Кремний. Наиболее распространённой формой соединения кремния в почвах является кварц (SiO_2) – минерал, устойчивый к выветриванию. Кремний входит также в состав силикатов, алюмо- и феррсиликатов. При их разрушении в результате выветривания и почвообразования кремнезём переходит в раствор в форме анионов орто- и метакремниевых кислот $[(\text{SiO}_4)^4 \text{ и } (\text{SiO}_3)^2]$, силикатов натрия и калия, частично в форме золя. Растворённый кремнезём используют растения. Злаки накапливают до 3% кремнезёма от сухого вещества. Часть растворённого кремнезёма вымывается из почвы, другая часть осаждается (при кислой реакции) в виде гелей ($\text{SiO}_2 \times n\text{H}_2\text{O}$) – твёрдых аморфных осадков, которые, теряя воду, могут переходить в кварц вторичного происхождения.

Алюминий находится в почвах в составе первичных и вторичных минералов, в форме органо-минеральных комплексов и в поглощённом состоянии. При разрушении первичных и вторичных минералов, содержащих алюминий, освобождается гидроокись алюминия, которая при выветривании остаётся в значительной части на месте образования как малоподвижная и лишь частично переходит в раствор в виде золя. В кислой среде ($\text{pH} < 5$) гидроокись алюминия становится более подвижной, а алюминий появляется в почвенном растворе в виде ионов Al(OH)^{+2} и Al(OH)^{2+} , что отрицательно сказывается на росте растений.

Железо – элемент, абсолютно необходимый для жизни растений, без железа не образуется хлорофилла. В почвах железо встречается в составе минералов группы ферросиликатов, в виде гидрооксидов, оксидов, простых солей, а также ферро- и ферриорганических комплексных солей. В результате выветривания минералов, содержащих железо, освобождается гидроксид железа – малоподвижное соединение, выпадающее в виде аморфного геля $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times n\text{H}_2\text{O}$ и переходящее при кристаллизации в гетит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{H}_2\text{O}$ и гидрогетит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 3\text{H}_2\text{O}$. Только в сильноакислой среде ($\text{pH} < 3$) подвижность гидрооксида железа увеличивается и в почвенном растворе появляются ионы железа (Fe^{3+}). В восстановительных условиях окисное железо переходит в закисное с образованием растворимых соединений FeCO_3 , $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, FeSO_4 , доступных растениям. Повышенная растворимость соединений железа угнетает растения. Гидроксид железа, так же как и гидроксид алюминия, может образовывать с органическими кислотами подвижные формы комплексных соединений, способных перемещаться по профилю почвы.

Азот – исключительно важный биогенный элемент, он входит в состав всех белковых веществ, содержится в хлорофилле, нуклеиновых кислотах, фосфатидах и многих других органических веществах живой клетки. Основная масса азота почв сосредоточена в органическом веществе. Количество азота находится в прямой зависимости от содержания в почве органического вещества и прежде всего, гумуса. Для большинства почв азот составляет $1/20 - 1/12$ гумуса. Накопление азота в почве обусловлено биологической аккумуляцией его из свободного азота атмосферы. Обеспеченность азотом растений зависит от скорости разложения минерализующихся органических веществ.

Фосфор входит в состав многих органических соединений, без которых невозможна жизнедеятельность организмов. Поглощаясь в больших количествах растениями, фосфор биологически аккумулируется в верхних горизонтах почвы. Валовое содержание P_2O_5 в чернозёмной почве достигает 0,35% и

более. В почвах фосфор находится в форме органических и минеральных соединений. Органические соединения представлены фитином, нуклеиновыми кислотами, нуклеопротеидами, фосфатидами. Минеральные формы фосфора содержатся в почвах главным образом в виде солей кальция, магния, железа и алюминия ортофосфорной кислоты. Фосфор может находиться в почве в составе минералов апатита, фосфорита, а также в поглощённом состоянии в виде фосфат-аниона. Минеральный фосфор в почвах представлен в большей своей части малоподвижными формами. Кислые почвы содержат химически активные формы железа и алюминия и фосфор здесь в большей части находится в виде фосфатов железа и алюминия (FePO_4 , AlPO_4 , $\text{Fe}_2(\text{OH})_3\text{PO}_4$, $\text{Al}_2(\text{OH})_3\text{PO}_4$ и др.) или связан с полуторными окислами в виде адсорбционных соединений. В нейтральных или слабощелочных почвах преобладают фосфаты кальция. В почвах, богатых кальцием, фосфаты кальция постепенно переходят в наиболее устойчивую форму гидроксилапатита $\text{Ca}_2(\text{PO}_4)_2 \times \text{Ca}(\text{OH})_2$. Минеральные фосфаты являются основным источником фосфора для растений. Фосфор органических соединений усваивается главным образом после минерализации. Наиболее благоприятная среда для усвоения растениями фосфат-ионов слабокислая (рН 6–6,5).

Сера входит в состав белковых веществ, эфирных масел. Потребности растений в сере небольшие, обычно меньшие, чем в фосфоре. Биологическая аккумуляция серы в верхних горизонтах почвы зависит от условий почвообразования. Валовое содержание SO_3 в верхних горизонтах почв колеблется в широких пределах – от 0,01 до 2% и более. Сера находится в почве в форме сульфатов, сульфидов и в составе органического вещества. Сульфаты, особенно калия, натрия, магния, хорошо растворимы в воде, слабо поглощаются почвенными коллоидами в форме SO_4^{2-} и могут накапливаться в почве только в условиях сухого климата. Обычно в почвах содержится достаточное количество сульфатов для удовлетворения потребностей растений в сере.

Калий осуществляет важные физиологические функции в организмах. Потребляется растениями в больших количествах, особенно такими культурами, как картофель, корнеплоды, травы. Содержание калия в почвах относительно высокое. На почвах тяжелого гранулометрического состава валовое содержание K_2O составляет 2% и более. Значительно меньше калия в почвах лёгкого гранулометрического состава. Основная часть калия находится в почве в составе кристаллической решетки первичных и вторичных минералов в малодоступной для растений форме. Некоторые из этих минералов, такие как биотит и мусковит, отдают калий довольно легко и могут служить источником мобилизации доступного калия. Калий содержится в почве также в поглощённом состоя-

нии (обменный и необменный) и в форме простых солей. Калий простых солей легкодоступен растениям, но доля его незначительна. Основным источником калия для растений является обменный калий. Его доступность тем больше, чем выше степень насыщенности им почв. Необменный, или фиксированный, калий труднодоступен. Однако между обменным и необменным калием в почве существует определённое равновесие. При потреблении обменного калия его запасы пополняются за счёт необменного.

Кальций и магний – необходимое питание растений. Им принадлежит, также как и калию, важная физиологическая роль. Магний входит в состав хлорофилла. Кальций имеет большое значение в создании благоприятных для растений физических, физико-химических и биологических свойств почвы. В почве кальций и магний находятся в кристаллической решётке минералов, в обменно-поглощённом состоянии и в форме простых солей – хлоридов, нитратов, карбонатов, сульфатов и фосфатов. Кальций среди поглощённых катионов занимает в большинстве почв первое место, магний – второе. Растения обычно не испытывают недостатка кальция и магния, однако многие почвы нуждаются в известковании или гипсовании в целях улучшения их свойств. Недостаток кальция для питания растений можно ожидать в солонцеватых почвах, в которых поступление кальция в растения сильно тормозится присутствием значительного количества поглощённого натрия. Недостаток магния обнаруживается в дерново-подзолистых песчаных и супесчаных почвах.

Минеральная часть почвы содержит также ряд микроэлементов. Микроэлементами условно называются те химические элементы, которые содержатся в почве и в биологических объектах в незначительных количествах. К ним относят такие элементы, как бор, марганец, молибден, медь, цинк, кобальт, йод, фтор и др. Микроэлементы выполняют важную физиологическую и биохимическую роль в жизни растений, животных и человека, они входят в состав витаминов, ферментов, гормонов. Избыточное или недостаточное содержание микроэлементов в кормах и продуктах питания приводит к нарушению обмена веществ и развитию тяжёлых заболеваний у животных и человека. Так, при недостатке йода развивается эндемия зоба у животных и человека; при недостатке фтора развивается кариес, а при избытке фтора – эндемический флюороз (пятнистость эмали); избыток молибдена способствует развитию подагры; при недостатке меди в кормах у ягнят наблюдается заболевание энзоотической атаксией; у овец и других животных, выпасаемых на пастбищах, в почвах которых содержится много бора, распространены энтериты, нервные расстройства и пневмония. Недостаток микроэлементов в почве резко снижает урожай растений и его качество. Например, при недостатке меди в почвах наблюдается по-

легание растений, невызревание их и резкое снижение урожайности. При недостатке бора затрудняется прорастание пыльцевых трубок, опадает завязь, растения поражаются болезнями – гниль сердечка сахарной свёклы, бактериоз льна). При недостатке цинка развивается «розеточная болезнь» листопадных деревьев.

В ходе выветривания и почвообразования одни микроэлементы накапливаются в почвах, другие, наоборот, вымываются, теряются. Как видно из таблицы 6, одних микроэлементов в почвах содержится больше, чем в литосфере (например, йод, бор), других – меньше (например, медь, кобальт), а некоторых примерно одинаковое количество.

Таблица 6

Среднее содержание некоторых микроэлементов в литосфере и почвах, в весовых процентах (Виноградов, 1957)

Элемент	Содержание в литосфере	Содержание в почве
Марганец	9×10^{-2}	$8,5 \times 10^{-2}$
Фтор	$2,7 \times 10^{-2}$	2×10^{-2}
Ванадий	$1,5 \times 10^{-2}$	1×10^{-2}
Бор	3×10^{-4}	1×10^{-2}
Никель	8×10^{-3}	4×10^{-3}
Медь	1×10^{-2}	2×10^{-3}
Цинк	5×10^{-3}	5×10^{-3}
Кобальт	3×10^{-3}	8×10^{-4}
Молибден	3×10^{-4}	3×10^{-4}
Йод	3×10^{-5}	5×10^{-4}

Основным источником микроэлементов в почвах являются почвообразующие породы. Почвы, развитые на продуктах выветривания кислых пород (гранитах, липаритах), бедны никелем, кобальтом, медью, а почвы, образовавшиеся на продуктах выветривания основных пород (базальтах, габбро), обогащены этими микроэлементами. В таблице 7 приводится содержание некоторых микроэлементов в важнейших почвообразующих породах европейской части России. Из данных следует, что главные почвообразующие породы таёжно-лесной, лесостепной зон, то есть валунные (моренные), покровные и лёссовидные суглинки, содержат примерно одинаковое количество Zn, Co, Cu, Mo и лишь флювиогляциальные пески и супеси содержат их значительно меньше – Mo в 2–3 раза, а остальных в 4–7 раз. Обогащение почв микроэлементами в 10, 100 и 1000 раз по сравнению со средним их содержанием наблюдается вблизи месторождений полезных ископаемых (молибденовых, медных, никелевых и

др.). Некоторые микроэлементы (йод, бор, фтор, сера, мышьяк) могут поступать в почву с газами атмосферы, дымами вулканов и с метеорными осадками, причём для таких микроэлементов как йод, фтор, этот источник поступления в почву является главным.

Таблица 7

**Среднее содержание микроэлементов в почвообразующих породах,
мг/кг (Веригина и др., 1964)**

Порода	Zn	Co	Cu	Mo
Покровные суглинки	51,0	10,5	20,4	3,4
Валунные суглинки	50,4	10,3	20,0	2,9
Лёссы и лёссовидные суглинки	81,1	8,0	24,3	3,6

Существует большое количество аттестованных методик для определения валового содержания элементов в почве, а именно: “ОСТ 10-259-2000 Почвы. Рентгенофлуоресцентное определение валового содержания тяжелых металлов”, “ПНД Ф 16.1:2.2:2.3.36-02 Количественный химический анализ почв. Методика выполнения измерений валового содержания меди, кадмия, цинка, свинца, никеля и марганца в почвах, донных отложениях и осадках сточных вод методом пламенной атомно-абсорбционной спектрометрии”, “М-МВИ-80-2008 Методика выполнения измерений массовой доли элементов в пробах почв, грунтов и донных отложениях методами атомно-эмиссионной и атомно-абсорбционной спектроскопии” и других, каждая из которых имеет свои достоинства (быстрота анализа, легкая пробоподготовка) и недостатки (ограниченный перечень определяемых элементов, наличие дорогостоящего оборудования, предел обнаружения и ошибка анализа).

2.4. Агрегатный состав почв (почвенная структура)

Агрегатный состав минеральной части почв представляет собою совокупность почвенных агрегатов, имеющих разную форму и размерность.

Элементарные почвенные частицы и микроагрегаты, взаимодействуя между собой, укрупняются, образуя микроагрегаты, которые называют педами. Форма, размер и структура агрегатов тесно связаны с гранулометрическим и микроагрегатным составами и особенностями процесса почвообразования. Поэтому они являются одним из основных морфогенетических признаков, используемых при диагностике почв. Микроагрегатный состав почв – количественное содержание в группе твердых водостойких агрегированных частиц того или иного размера, выражается в процентах.

Более мелкие минеральные частицы агрегируются (образуют комочки) лучше, чем крупные частицы. Образовавшиеся агрегаты (комочки) обусловливают важные свойства почв, особенно их водно-воздушный режим. Поэтому форма и размеры почвенных агрегатов являются одним из основных морфологических признаков, используемых при диагностике почв.

Все почвенные агрегаты по своим размерам разделяют на три группы (табл. 8). Размер почвенных агрегатов, как и их форма, определяют характер сложения (упаковки) минеральных частиц почвы. Это обуславливает формирование и характер одного из важнейших свойств почвы – ее водно-воздушного режима.

Водно-воздушный режим почв создают не все почвенные агрегаты, а только агрегаты с размером диаметра более 0,25 мм. Почвенные агрегаты меньшей размерности упаковываются довольно плотно, поэтому не образуют между мелкими агрегатами пор, и в целом – порозность. Отсутствие порозности или ее маленькая величина не обеспечивают воздухоемкость или она крайне мала. Поэтому в почвоведении принято различать и выделять два вида почвенной структуры, для чего и введены два понятия:

- почвенно-генетическая структура
- агрономически ценная структура

Таблица 8

Группы и подгруппы почвенных агрегатов

Группы структур	Размер агрегатов, мм	Подгруппы структур	Размер агрегатов, мм
1.Микроструктура	< 0,25	1. Тонкая 2. Грубая	<0,01 0,01 – 0,25
2.Макроструктура: комковатая	0,25 – 10	1. Мелкокомковатая 2. Среднекомковатая 3. Крупнокомковатая	0,25 – 1 1 – 3 3 – 10
3.Мегаструктура: глыбистая	> 10	1. Мелкоглыбистая 2. Крупноглыбистая	10 – 100 >100

Под почвенно-генетической структурой понимается наличие почвенных агрегатов любой формы и любой размерности. Даже пылеватая частица, песчинка и т.п. оцениваются как отдельный почвенный агрегат. Для теории генетического почвоведения необходимо учитывать все формы почвенных агрегатов, включая песчаные зерна и частицы размера пыли. Эти показатели дают возможность оценить степень дисперсности почв и степень возможности мелкозема агрегироваться, т.е. образовывать агрегаты.

В практике же земледелия главное значение имеет агрономически ценная структура, ибо только она обеспечивает оптимальный водно-воздушный режим почв.

В связи с этим напомним, что почвенное плодородие – это способность почв удовлетворять растение в пище, воде и воздухе. При оптимальном плодородии почв 50% пор должно быть занято влагой и 50% – воздухом.

Под агрономически ценной структурой понимаются почвенные агрегаты (комочки) с размером их диаметром крупнее 0,25 мм. Наилучший максимальный размер агрегатов должен составлять 7 мм (и не больше 10 мм). Эти агрегаты относятся к группе мезоагрегатов. Размер мезоагрегатов (10–0,25 мм) наиболее оптимален для равномерной их упаковки, обеспечивающей не только сохранения влаги, но и почвенного воздуха.

Почвенные мезоагрегаты должны быть прочными не только против механических воздействий воды, поэтому принято в почвоведении называть их водопрочными.

Н.А. Качинский установил, что для создания крупных пор, обеспечивающих хорошую воздухоемкость и водоемкость, а также воздухопроницаемость и водопроницаемость, в суглинистых, увлажненных почвах почвенные мезоагрегаты должны иметь размеры в пределах 7–10 мм.

В почвах постоянно сухих и хорошо аэрируемых размеры почвенных агрегатов могут быть значительно меньше, близкие к размерам песчаных зерен.

Агрегированность твердой фазы почв обуславливает их влагоемкость и их воздухоемкость. В каждый конкретный момент времени поровые пространства могут быть заполнены или почвенным воздухом, или водой. В большинстве почв в каждый конкретный момент времени часть пор может быть занята водой, а часть – воздухом. Но это соотношение не остается величиной постоянной и во времени непрерывно меняется, в зависимости от погодных условий и других факторов. Это и составляет водно-воздушный режим почв.

При этом следует иметь в виду, в почвах поток воды всегда стремится вытеснить из пор (полостей) почвенный воздух.

Агрегатный состав почвы влияет на механические свойства почв (твёрдость, сложение и т.п.), на обеспечение растений влагой и воздухом, т.е. на рост и развитие корней растений. Поэтому агрономы уделяют большое внимание вопросам создания именно агрономически ценной структуры почв.

Для определения микроагрегатного состава почв используют “ГОСТ 12536-2014 Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава”.

2.5. Оценка качества структуры почв (почвенных агрегатов)

Для оценки достоинств (качества) агрономической структурности почв введено понятие о коэффициенте структурности (К). Он выражается как отношение количества мезоагрегатов к сумме макро- и микроагрегатов:

$$K = a / b,$$

где: a – количество мезоагрегатов, b – сумма микро- и макроагрегатов.

Н.А. Качинский предложил понятие «фактор дисперсности» (Кд).

Выражается фактор дисперсности величиной процентного отношения содержания ила (фракции $<0,001$ мм), освобожденного из почвенного агрегата под воздействием воды [I_m], к его общему содержанию в мелкоземе [I_g):

$$K_d = I_m / I_g * 100\%.$$

Фактор дисперсности служит косвенным показателем способности плазмы образовывать водоустойчивые агрегаты. Чем больше ила высвободится из почвенного агрегата при воздействии на него воды (выше величина Кд), тем, следовательно, менее водоустойчивы к разрушению микро и макроагрегаты. И способность к агрегированию у таких почв невысокая.

Исходя из этого принципа, Н.А. Качинский предложил шкалу (градацию) микрооструктуренности почв по величине K_d . Она выглядит следующим образом:

при величине $K_d < 15$ – способность к оструктуриванию почв высокая,

при величине K_d , равной 15 – 25 – хорошая

при величине K_d , равной 25 – 40 – удовлетворительная

при величине K_d , равной 40 – 60 – не удовлетворительная

при величине $K_d > 60$ – весьма низкая.

Фагелер [1932] ввел представление о факторе структурности K_c :

$$K_c = [I_g - I_m] / I_g * 100\%.$$

Бэвер и Роадес [1932] предложили за величину степени агрегированности почв (K_a) считать величину, отражающую отношение содержания частиц, размером более 0,05 мм в микроагрегатах к их содержанию в мелкоземе:

$$K_a = [\Pi_m - \Pi_g] / \Pi_m * 100\%,$$

где: Π_m – содержание фракций размером $> 0,05$ мм в микроагрегатах;

Π_g – содержание фракций $> 0,05$ мм в мелкоземе.

На основании этих показателей предложена следующая градация почв по микроагрегированности:

> 90 – очень высокая

80–90 – высокая

65–80 – хорошая

50–65 – удовлетворительная

- 35–50 – слабая
- 20–35 – весьма слабая
- <20 – низкая.

А.Д. Воронин и М.С. Кузнецов (1970) предложили оценивать способность почвы к агрегированию величиной отношения активной (цементирующей) части мелкозема почвы (<0,001 мм) к ее и пассивной (скелетной) части почвы (>0,001мм).

Чем выше содержание активной части и меньше пассивной, тем выше способность почвы к агрегированию.

2.6. Форма почвенных агрегатов

По форме все почвенные агрегаты разделяются на три большие группы:

- округло-кубовидная
- призмовидная
- плитовидная.

Каждая группа включает несколько родов почвенной структуры:

1. Округло-кубовидная включает 7 родов:

- глыбистая
- комковатая
- пылеватая
- ореховатая
- зернистая
- конкреционная
- икряная

2. Призмовидная включает 3 рода:

- столбовидная
- призмовидная
- призматическая

3. Плитовидная включает 2 рода:

- плитчатая
- чешуйчатая.

Условия и механизмы образования агрегатов следующие. В почвах одновременно с процессами слипания и связывания ЭПЧ, способствующими образованию сплошной массы, происходят процессы, приводящие к обособлению почвенной массы в виде отдельных фрагментов – педов, или макроагрегатов. Ведущее место среди этих процессов занимают непрерывно протекающие в почвах и сменяющие друг друга процессы иссушения и увлажнения и тесно связанные с ними процессы усадки и набухания. Эти процессы приводят к объ-

ёмным изменениям в почве и вызывают в ней напряжения и образование трещин и плоскостей ослабления.

При образовании трещин илистые частицы ориентируются вдоль осей сдвига. Это способствует образованию и сохранению плоскостей ослабления, по которым формируется грани почвенных агрегатов. На образующихся гранях аккумулируются диспергированные глинистые частицы, гумусовые вещества, полуторные окислы и другие продукты почвообразования. Эти отложения, возникшие на гранях агрегатов, получили название «почвенные кутаны». Мощность кутан может достигать размера 0,1 мм, а глинистых частиц – нескольких миллиметров. Характерной особенностью кутан является наличие в них ориентированных глин, тогда как в плазме почвенного агрегата, как правило, отсутствует направленная ориентации илистых частиц, что приводит к образованию трещин многогранной формы.

И плазма, и кутаны являются хорошим цементом, скрепляющими почвенные агрегаты.

В зависимости от свойств и состава мелкозема, почвенные агрегаты образуются разной размерности и формы. Так, при большом содержании в мелкоземе гумуса и карбонатов образуются многогранные агрегаты. При большом содержании гумуса в верхнем горизонте образуется зернистая структура. В горизонтах, богатых карбонатами, железом, образуются агрегаты ореховатой формы.

Заметное влияние на обособление макроагрегатов почвенной массы оказывают процессы замерзания и оттаивания. Известно, что вода при замерзании увеличивается в объёме, что приводит к разрыву связей между частицами и возникновению серии трещин разных размеров. В дальнейшем при оттаивании почвы эти трещины способствуют образованию плоскостей ослабления и оформлению структурных отдельностей.

Степень и характер влияния промораживания почвы на образование агрегатов зависит от многих факторов и прежде всего от степени увлажнения. При небольшом содержании воды объём образующегося льда ничтожен и его влияние на объёмные изменения в почве незначительно. В переувлажнённой почве льдообразование идёт почти одновременно во всём объёме, вся почва как бы фиксируется и образования трещин не наблюдается. Сложение почв при этом почти не изменяется и образование трещин не происходит.

Сильнее это влияние проявляется при некоторой средней степени увлажнения почвы, когда вода находится в порах капиллярных размеров и образует кристаллы льда больших размеров, чем размер пор. Это и приводит к разрыву связей между частицами и микроагрегатами, образованию трещин и расчлене-

нию почвы на структурные отдельности. Чем плотнее почва, тем больших размеров агрегаты образуются при промораживании.

Существенную роль в образовании микроагрегатов играют биологические агенты и в первую очередь корневые системы преимущественно травянистых растений. Корни пронизывают почву повсюду, разделяя почвенную массу в одних местах и сжимая в других, локально иссушая почву и внедряя в неё органическое вещество. Распространяясь в почве в разных направлениях, они придают агрегатам форму комка или зерна, а проникая в микроагрегаты, они связывают их, способствуя как механической прочности агрегатов, так и их водоустойчивости.

2.7. Состав и свойства почвенных агрегатов

Образование водоустойчивых почвенных агрегатов зависит от содержания в них илистых фракций, гумусовых и других цементирующих веществ (оксиды железа, карбонаты и т.п.). В хорошо агрегированных, тяжелых и средних почвах почвенные агрегаты (кроме агрегатов размером <2 мм), имеют такой же гранулометрический состав, как и вся почва в целом. В агрегатах, размером <2 мм, преобладают в основном фракции песка и пыли. Эта особенность характерна для всех почв независимо от их гранулометрического состава. В тесной связи с составом и формой почвенных агрегатов находятся и свойства почв (плотность, порозность и др.). Пористость почв целиком обусловлена характером, а именно – формой, размерами и составом почвенных агрегатов.

В порах почвенных агрегатов и в межагрегатных полостях совершаются все физические, химические и биологические процессы. В них сосредоточены запасы воды и почвенного воздуха. Как указывалось выше, характер почвенных агрегатов влияет и на механические свойства почв, на прорастание семян, на рост и развитие корней растений. Поэтому, создавая почвенные агрегаты и формируя их форму и размеры можно управлять и физическими свойствами почв. Пористость почвенных агрегатов при плотной их упаковке обычно составляет 25–26% объема почвы. Создание дополнительного количества микроагрегатов увеличивает пористость вдвое (до 40–50%). Разрушение почвенных агрегатов уменьшает объем порового пространства, ухудшается инфильтрация воды в почву, аэрация почвы, возрастает количество тонко капиллярных пор, что вызывает усиление процессов испарения.

Уменьшение количества водопрочных агрегатов создает условия для возникновения и развития процессов эрозии почв. Агрегаты, находящиеся на поверхности почвы, больше уязвимы к внешним воздействиям (механическая обработка, атмосферные осадки) и поэтому быстрее разрушаются. Разрушение почвенных

агрегатов обуславливает заплывание почв с поверхности, особенно во влажное время. В сухое время на поверхности почв образуются плотные корки.

Все изложенное указывает на то, что почвы, обладающие хорошей структурой, обладают и более благоприятными свойствами (по сравнению с бесструктурными почвами) для развития растений. Это выражается в следующем:

1. Структурные почвы меньше испаряют влаги, обладают большей водопроницаемостью и водоудерживающей способностью. Они больше накапливают влаги и более продуктивно ее используют.

2. В структурных почвах создаются более благоприятные условия для микробиологических процессов и перевод питательных веществ из недоступной формы химических соединений в усвояемую (доступную для растений) форму.

3. Структурные почвы отличаются повышенной устойчивостью к эрозии и дефляции почв.

4. Структурные почвы требуют меньше затрат труда и средств на механическую обработку.

5. В структурных почвах создаются лучшие условия для прорастания семян, роста и развития возделываемых культур.

2.8. Дисперсность почвы

Дисперсность почв – это степень дробления минеральной части почв на элементарные почвенные частицы. Дисперсность почв отображается гранулометрическим составом их минеральной части. Основным показателем степени диспергированности минеральной части почв является наличие в ней частиц менее >0.001 (илистая и коллоидная фракции). Эти показатели находятся в прямой зависимости. Частицы наименьших размеров обладают наиболее активной способностью поглощения и обмена. Это определяет многие физические и химические свойства почв. Минеральная часть твердой фазы почв неоднородна по своему составу и свойствам – в ней присутствуют почвенные частицы всех размерностей. Но количественные соотношения между ними в разных почвах разные. От этого зависят такие физические свойства почв как их сложение (упаковка), плотность, рыхлость, способность формировать почвенные агрегаты (почвенную структуру). Это, в свою очередь, обуславливает характер и степень проявления различных элементарных процессов почвообразования (ЭПП). Наиболее активными в процессах обмена и поглощения являются коллоидные частицы. Коллоидные частицы различают по составу:

- минеральные;
- органические;

- органо-минеральные.

Основная масса почвенных коллоидов представлена в почвах минеральными частицами. Их разделяют по размерам на:

- предколloidную фракцию ($0,0001\text{--}0,00001$ мм) и
- собственно колloidную ($> 0,2$ мм).

Благодаря малым размерам радиуса частиц коллоиды обладают большой удельной поверхностью. Величина удельной поверхности обуславливает такие свойства почв как адсорбция и физико-химическое поглощение катионов и анионов. Увеличение степени дисперсности одной единицы массы вещества, приводит к увеличению его суммарной поверхности.

Напомним, что почва представляет собою полидисперсную систему, где дисперсионной средой является жидкая фаза (почвенный раствор), а фазой – колloidные частицы. Между жидкой фазой (средой) и коллоидами (фаза) существуют межфазные поверхности раздела. Их характер определяют взаимоотношения между фазами раздела, выражаящийся в межмолекулярных силах различных форм воды (как дисперской среды) и суммарная поверхность коллоидов.

Поверхностный слой воды обычно составляет несколько молекул. Поверхность твердых частиц в отличие от покрывающей их жидкости в течение долгого времени остается неизменной. Поэтому межфазную поверхность раздела определяет не вода, а формы поверхности твердых частиц, что необходимо учитывать при оценке характера этих поверхностей.

ГЛАВА 3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПОЧВ

К физическим свойствам твердой фазы почв относят:

- плотность,
- липкость,
- пластичность,
- сложение,
- связность,
- твердость,
- набухание,
- усадка
- пористость.

Рассмотрим характеристику этих физических свойств почв.

3.1. Плотность

Плотность почвы (объёмная масса почвы) – это масса абсолютно сухой почвы в единице объёма почвы со всеми свойственными естественной почве пустотами. Величина плотности выражается в г/см³. Величина плотности твердой фазы почв зависит от минералогического и химического составов минеральных частиц. На величину плотности почв оказывают влияние и входящие в мелкозем органические вещества. Например, в минеральную часть почвы входят гипс, лимонит и торф. Плотность гипса составляет 2,30–2,35 г/см³, лимонита – 3,50–4,00 г/см³, торфа – 1,25–1,80 г/см³. Средняя же величина плотности почвы равна 2,4–2,8 г/см³. Величина плотности почвы зависит не только от характера составляющих ее веществ, но и от их соотношения, особенно от соотношения минеральных веществ и органических.

Органические вещества, в виде отмерших остатков (особенно торф) обладают более низкой плотностью, чем минеральные частицы. Поэтому величина плотности почвы в целом всегда меньше величины плотности ее отдельных компонентов. Величина плотности почв резко уменьшается после рыхления. Величина плотности генетических горизонтов, даже одного и того же почвенного профиля, неодинакова. В сухих почвах ее величина всегда выше в нижних горизонтах. От величины плотности почв, особенно при ее неоднородности по генетическим горизонтам, зависят многие свойства почв: водопроницаемость, фильтрация, воздухоемкость и т.п.

А.Г. Бондарев (1985) предложил шкалу оптимальных показателей плотности почв для большинства возделываемых культур (в г/см³):

- для глинистых и суглинистых почв она должна составлять 1,00–1,30;

- для легкосуглинистых 1,10–1,40;
- для супесчаных 1,20–1,45;
- для песчаных 1,25–1,60.

Плотность твердой фазы почвы (удельная масса почвы) – масса твердых компонентов почвы в единице объёма без учёта пор. Обычно близка к плотности доминирующих минералов, составляющих твердую фазу почв ($2,6\text{--}2,8 \text{ г}/\text{см}^3$).

Существует также понятие «плотность агрегата». Это масса твердофазных компонентов агрегата, отнесенная к объёму агрегата. Одна из наиболее важных почвенно-физических характеристик, так как большинство микробиологических процессов, запасание веществ происходит именно в агрегатном пространстве. Характерные значения плотности почв, агрегатов и твердой фазы приведены в таблице 9.

Таблица 9

Типичные значения плотности различных почв (Роузлл, 1998)

Почвенные объекты	Плотность твердой фазы почвы, $\text{г}/\text{см}^3$	Плотность почвы, $\text{г}/\text{см}^3$	Плотность агрегатов, $\text{г}/\text{см}^3$
Пахотные горизонты минеральных почв:	2,60	0,8–1,4	1,2–1,8
	2,60	1,4–1,7	-
Горизонты В и С	2,65	1,5–1,8	1,4–1,9
Высокогумусные горизонты луговых и лесных почв	2,40	0,8–1,2	1,1–1,7
Торф (верховой)	1,40	0,1–0,3	-

Плотность влияет на сцепление почвенных частиц и трение почвы о металлы. Тяговые усилия при обработке возрастают с возрастанием плотности почвы. При прорастании семян роль плотности велика. При развитии корневых систем им приходится затрачивать усилие на преодоление механического сопротивления. В то же время очень рыхлая почва при прорастании семян плохо контактирует с ними, поэтому семена плохо набухают, прорастание их затягивается, всходы редкие. Поэтому часто почву после посева прикатывают.

Для определения плотности почв можно использовать “ГОСТ 5180-2015 Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик”.

3.2. Липкость

Липкость почвы или способность влажной почвы прилипать к различным телам выражается величиной силы, необходимой для разрыва слипшихся тел (почвы с другими телами). Выражается в $\text{г}/\text{см}^2$. Величина липкости зависит от количества илистых и коллоидных частиц в составе мелкозема почвы, от степени ее увлажнения, состава поглощенных катионов, структуры и гумусности. Липкость начинает проявляться при влажности, близкой к верхнему пределу пластичности. Высокогумусированные почвы даже при повышенном увлажнении не проявляют свойство липкости. С повышением степени дисперсности почв, ухудшением их структуры, с утяжелением гранулометрического состава липкость почв увеличивается.

По величине липкости ($\text{г}/\text{см}^2$) Н.А. Качинский все почвы разделил на пять категорий:

1. предельная при липкости > 15 ,
2. сильновязкая – 5–15,
3. средневязкая – 2–5,
4. слабовязкая – 0,5–2,
5. рассыпчатая – 0,1–0,5.

Свойство «липкость почвы» имеет большое практическое значение. Липкость почв увеличивает усилий на обработку почв. Это приводит к увеличению затрат времени, горючего, усилию износа техники. Как видим, это показатель не только физический, но и экономический.

При величине липкости $> 5 \text{ г}/\text{см}^2$ происходит пластичное деформирование почвы. В результате этого уменьшается пористость почв, образуются корки, формируется глыбовая структура и плужная подошва.

Для определения липкости используют “ГОСТ 34259-2017 Грунты. Метод лабораторного определения липкости”.

3.3 Пластичность и текучесть

Пластичность почв – это их способность изменять свою форму под воздействием внешней нагрузки. При этом при снятии внешней нагрузки почва сохраняет вновь приобретенную форму. С понятием «пластичность почв» связано и понятие «деформация почв», когда смещаются отдельные точки почвенной массы, но ее целостность не нарушается. Выделяют два вида деформации почв:

- упругая – характеризуется тем, что после снятия нагрузки возникшая деформация исчезает;
- остаточная или сохраняющаяся деформация и после снятия нагрузки.

Пластиность, как и липкость, зависит от гранулометрического состава и степени увлажнения почв. Почвы, обладающие повышенной пластиностью, обладают и хорошей липкостью. При повышенной влажности почвы уменьшают свою пластиность, которая сменяется другим свойством – свойством текучести. Явления текучести почв нередко наблюдается на склонах и в районах сильного промерзания. Для учета этого явления в почвоведении и грунтоведении выделяют показатели верхнего и нижнего пределов пластиности.

Верхний предел пластиности соответствует нижнему пределу текучести, когда почва теряет свойство пластиности и начинает «течь». При влажности, превышающей верхний предел пластиности, почва приобретает текучесть, сползает по уклону.

Нижняя граница пластиности соответствует верхнему пределу оптимальной влажности почвы. Эта величина отражает состояние почвы, наиболее удобное для обработки и одновременно является показателем устойчивости почв к эрозии.

Пластиность измеряется числом, которое представляет разницу между влажностью почвы при верхнем и нижнем пределах пластиности. От величины (степени) пластиности, зависит степень устойчивости почв от внешних воздействий. Чем больше число пластиности, тем пластичнее почва.

Каждая почва характеризуется определенным интервалом влажности, при котором проявляется пластиность.

Аттерберг (1911) в зависимости от величины числа пластиности все почвы разделил на четыре категории:

- высокопластичные, имеющие число пластиности >17 ;
- пластичные, имеющие величину пластиности, равную $17 - 7$;
- слабопластичные – с величиной пластиности < 7 ;
- непластичные – с величиной пластиности 0 .

Для определения параметров пластиности используют ГОСТ 5180-2015 «Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик» или «ГОСТ 5180-84 Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик». Для классификации почв по вышеописанным параметрам можно использовать ГОСТ 25100-2011 «Грунты. Классификация».

3.4. Сложение

Сложение почвы – это характер «упаковки» почвенных агрегатов и образовавшихся между ними полостей. Характер и объем полостей являются показателями наличия в почве капиллярной и некапиллярной влажности и

аэрации, что отражает водно-воздушные свойства почв. Сложение почвы обычно выражают через величину объемной массы.

3.5. Связность

Связность почвы или её способность оказывать сопротивление внешним воздействиям. Связность почвы, как ее свойство, находится в прямой связи со свойством пластичность почв. Нижний предел пластичности почв соответствует связности, когда почва теряет пластичность и начинает разрушаться. Степень устойчивости почв к разрушению и отражает степень связности.

3.6. Твёрдость

Твердость почв или их способность сопротивляться внешним воздействиям на сжатие или на разрыв (расклиниванию). Выражается величиной усилия, способного расклинить сложение почвы, или, наоборот, еще более уплотнить. Измеряется $\text{кг}/\text{см}^2$. Чем выше твёрдость, тем хуже агрофизические свойства, тем больше требуется затрат на обработку, тем хуже условия для появления всходов и роста растений. С уменьшением влажности твердость почвы возрастает. Твердость определяется гранулометрическим составом и составом поглощенных оснований. Например, чернозем, насыщенный кальцием, в 10–15 раз менее твердый, чем солонцы.

3.7. Набухание и усадка

Набухание почвы – свойство, которое проявляется в увлажненных почвах при насыщении влагой. Выражается величиной увеличения объема почвы за счет поглощенной воды. Этот процесс особенно заметен в почвах, содержащих много тонкодисперсных частиц, имеющих большую удельную поверхность. Различают два типа набухания почвы:

- внутриструктурное, когда вода входит в межпакетное пространство минералов;
- межструктурное или междоменное, когда дисперсные частицы поглощают катионы силами электростатического поля и силами поверхностного натяжения (адсорбция).

Внутриструктурное набухание происходит внутри порового пространства и не вызывает заметного изменения объема почвы. Межструктурное набухание вызывает заметное изменение объема почвы, вплоть до разрушения почвенного агрегата. Так, глинистые почвы, насыщенные натрием, спо-

собны увеличиваться в объеме в 1,5 раза. Со свойством набухание связано свойство влагоемкость почвы. Оба эти свойства почв отражают взаимодействие и состояние твердой и жидкой фаз, формирующих водный режим почв, о чем будет сказано ниже. Усадка почв – это явление, обратное набуханию. Возникает это явление при удалении воды из почвы. Различают 4 этапа усадки почв, соответствующие определенному количеству удаляемой воды:

1. Структурная усадка – такое количество удаленной воды, при котором уменьшение объема почвы еще не происходит и равна < 0,9 %.

2. Нормальная усадка – такое количество удаленной воды, при котором начинается уменьшение объема почвы, 1–0,9 %.

3. Остаточная усадка – это такое количество воды, при котором агрегаты уменьшились в объеме до такого состояния, что стали соприкасаться друг с другом, между ними нет раздела водой.

4. Предельная усадка наступает тогда, когда вода удаляется не только из межагрегатного пространства, но и из межпакетного пространства минералов.

Существует прямая зависимость между набуханием и усадкой. Чем больше набухание, тем больше усадка. Усадка измеряется в объемных процентах по отношению к исходному объему:

$$V_{yc.} = (V_1 - V_2) / V_2 * 100,$$

где $V_{yc.}$ – % усадки от исходного объема; V_1 – объем влажной почвы; V_2 – объем сухой почвы.

Определение параметров усадки описано в “ГОСТ 24143-80. Грунты. Методы лабораторного определения характеристик набухания и усадки”.

3.8. Пористость

Пористость, или скважность почвы – свойство, отражающее величину суммарного количества пор (скважин) в определенном ее объеме. Величина пористости выражается в процентах. Пористость минеральных почв составляет 25–80%, торфяных – 80–90%. В зависимости от количества пор в определенном объеме почв различают:

- пористость капиллярную,
- пористость некапиллярную,
- пористость аэрации,
- пористость межагрегатную,
- пористость агрегатную.

Величина капиллярной пористости равна объему капилляров, занятых влагой, в количестве наименьшей влагоемкости.

Величина некапиллярной пористости соответствует количеству пор при наименьшей влагоемкости. Сумма величин капиллярной и некапиллярной пористостей составляет общую пористость почвы. Пористость аэрации отражает количество пор, занятых в данный момент воздухом.

Пористость межагрегатная отражает объем всех полостей, находящихся между почвенными агрегатами.

Пористость агрегатная – это объем пор в отдельном агрегате почвы в отношении к объему агрегата.

В агрономическом отношении важно, чтобы почвы располагали большим объемом капиллярных пор, но при этом некапиллярная пористость должна составлять не менее 20–25% общей пористости.

Общая пористость рассчитывается по формуле:

$$Р_{общ} = (1 - d_v / d) * 100,$$

где – Р общ – общая пористость (в объемных процентах); d – плотность твердой фазы почвы; d_v – плотность почвы.

По шкале Н.А. Качинского пористость оценивается следующими показателями (%):

Отличная (культурный пахотный слой) – 65–55;

Удовлетворительная для пахотного слоя – 55–50;

Неудовлетворительная для пахотного слоя < 50;

Чрезмерно низкая, характерная для уплотненных иллювиальных горизонтов – 40–25.

Классификацию по пористости можно найти в ГОСТ 25100-2011 «Грунты. Классификация».

Между плотностью почвы и пористостью существует обратная зависимость. Чем больше пористость, тем меньше плотность почвы.

С физическими свойствами почвы связывают такое агрономическое состояние, как спелость. Спелость почвы – важное свойство почвы, отражающее ее состояние пригодности для обработки. Нередко это состояние называют физической спелостью. Это состояние почвы характеризуется тем, что она хорошо крошится и не прилипает к орудиям обработки. Время наступления физической спелости почвы обусловлено ее гранулометрическим составом, структурой, содержанием гумуса и влажностью. Оптимальная влажность при обработке тяжелых почв должна составлять 50% полевой влагоемкости. С уменьшением содержания в почве глинистых фракций утрачивает свое значение и влажность почв. При этом расширяются верхняя и нижняя границы влажности, при которой почва становится спелой.

Таким образом, твердая фаза почвы является матрицей почвы, занимающей ее основную массу и объем. В твердой фазе обитают живые организмы (корни растений, микроорганизмы, насекомые, позвоночные и беспозвоночные), в ней (в твердой фазе) размещается влага в различных формах и почвенный воздух.

Твердая фаза взаимосвязана со всеми почвенными фазами, активно взаимодействует с ними, оказывает влияние на них и сама испытывает их воздействие на себе.

Все многообразие взаимосвязей и взаимовоздействий всех фаз выражается в виде протекания различных процессов. Это физические, химические, биологические, биохимические, геохимические процессы. Различное совместное сочетание этих процессов (и в разных количественных соотношениях) формирует элементарные процессы почвообразования (ЭПП), которых в почвах проходит более 70 (Розанов, 1983). Наиболее активными и наиболее результативными являются процессы, связанные (или являющиеся результатом) с взаимодействием твердой и жидкой фаз.

Прежде чем рассматривать характер этих взаимосвязей, рассмотрим состав и свойства жидкой фазы.

ГЛАВА 4. ЖИДКАЯ ФАЗА ПОЧВ

4.1. Состав и свойства жидкой фазы почв

Жидкая фаза почвы – это почвенные растворы, представляющие собою различной степени минерализации воду, а также растворенные в ней органические и минеральные кислоты. В почвах вода (жидкая фаза) никогда не встречается в чистом виде, в виде H_2O . Жидкая фаза всегда представлена растворами, основой которых является шестикомпонентная система, состоящая из трех анионов (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) и трех катионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+). В этой системе могут быть в растворенном состоянии различные химические элементы и химические соединения в виде солей, кислот и более сложных комплексных соединений. В зависимости от характера растворенных в жидкой фазе веществ, она может иметь кислую, нейтральную или щелочную реакцию, что оказывает влияние на многие химические, биологические, геохимические и другие процессы, протекающие в почвах. Кроме этого, жидкость может быть насыщенной кислородом и может не содержать его вообще. Это также оказывает влияние на многие процессы, особенно на направление окислительных или восстановительных процессов. Поэтому, когда мы говорим о воде в почвах, нужно всегда помнить, что это различные растворы, имеющие свои характеристики. Взаимодействие жидкой и твердой фаз зависит и обуславливается не только их составом, но и количеством и особенно формой воды в почвах.

4.2. Функции жидкой фазы почв

Вода попадает в почву различными путями: в виде атмосферных осадков и из потоков грунтовых вод, путем конденсации водяных паров. Часть поступающей в почву воды просачивается вглубь, часть стекает по склонам, часть испаряется. Значительная часть водных растворов поглощается минеральными частицами и задерживается почвой. Эта поглощенная часть и представляет собой почвенный раствор. Количество поглощенной воды (растворов) зависит от гранулометрического состава. Наибольшее количество воды поглощают почвы, богатые илистыми и коллоидными частицами. Вода, как почвенный раствор, обладает своим составом и своими свойствами.

В небольших количествах в почвенном растворе присутствуют и другие химические элементы минеральной природы, а также различные кислоты. По характеру свойств почвенный раствор характеризуется своей концентрацией (минерализацией), реакцией среды (кислотность-щелочность), насыщенностью растворенным кислородом (окислительно-восстановительными свойствами), буферностью.

Почвенный раствор выполняет в почвах четыре важные функции:

- является растворителем веществ;
- является транспортером растворенных веществ, а также твердых илистых и коллоидных частиц;
- осуществляет обмен катионами и анионами с твердой фазой почв (ее илистой и коллоидной частью);
- является источником питания растений с растворенными в нем химическими элементами.

Почвенная влага выступает также в качестве терморегулятора и сильно действующего фактора в проявлении различных процессов почвообразования (оглеение, оподзоливание, лессивирование и т.п.).

Наконец, вода в почве формирует водный режим почв, который оказывает решающее значение в проявлении, степени развития и направленности процесса почвообразования.

Влажность почвы влияет на их агрофизические свойства: на плотность, липкость, способность к крошению и образованию агрегатов. Вода определяет и уровень эффективного плодородия. Почвенный раствор содержит питательные вещества и различные соединения, либо благоприятные, либо токсичные для растений. Все это в совокупности оказывает воздействие на продуктивность сельскохозяйственных культур. Для определения влаги в почве используют “ГОСТ 28268-89 Межгосударственный стандарт. Почвы. Методы определения влажности, максимальной гигроскопической влажности и влажности устойчивого завядания растений”.

4.3. Формы воды в почве и их доступность растениям

Почвенная влага в зависимости от характера связей между молекулами воды, а также твердой и газовой фазами почвы, обладает разной степенью подвижности и свойствами. Поэтому почвенную влагу разделяют на несколько категорий или форм, по физическому состоянию и характеру связей с твердой фазой.

По физическому состоянию различают три формы почвенной воды:

- твердую,
- жидкую,
- парообразную.

По характеру связей с твердой фазой и степени подвижности выделяют шесть форм воды:

- химически связанную,
- твердую,

- парообразную,
- прочносвязанную,
- рыхлосвязанную,
- свободную.

I. Химически связанная вода входит в состав химических соединений.

Это или конституционная (гидратная часть), или кристаллизационная (кристаллогидратная). Эта форма воды отличается своей неподвижностью и неспособностью растворять.

Конституционная форма представляет собою гидроксильную группу (OH^-) в составе гидроксидов железа, алюминия, титана, марганца, коллоидно- дисперсных глинистых минералов, органических и органоминеральных соединений.

Кристаллизационная же форма представлена целыми молекулами в составе кристаллов (гипс – $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$, миробилит – $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и др.) Химически связанная вода растениям недоступна. При ее потере (дегидратация, синерезис) происходит необратимая трансформация минеральных, органических и органоминеральных соединений.

II. Твердая вода представлена в почве в форме льда. В этой форме вода образует довольно жестко структурированную решетку с тетраэдрической конфигурацией. В зависимости от температуры замерзании и давления известны девять структур и форм льда. При обычном атмосферном давлении образуется наиболее устойчивая форма, которую называют лёд. Лед при таянии переходит в форму жидкой, а при испарении – парообразной воды. Твердая вода неподвижна и растениям недоступна. Поэтому большое значение имеет процесс, идущий в зимний период, процесс накопления в почве влаги за счет восходящего переноса ее из нижних горизонтов в верхние. В процессе промерзания почвогрунтов, ниже мерзлого слоя возникает зона разрежения (вакуум), способствующая конденсации паров почвенной влаги и термодиффузному переносу влаги из зоны грунтовых вод.

III. Парообразная вода находится в почве в виде водяного пара, насыщая почвенный воздух нередко до 100%. Парообразная вода передвигается от мест с большей упругостью в места с меньшей упругостью водяных паров, а также с током воздуха. Парообразная вода в снабжении растений водой практически значения не имеет. Перенос воды в форме пара может осуществляться по пустотам вокруг корней, которые оттягивают влагу из окружающего почвенного пространства. При понижении температуры парообразная вода, конденсируясь, может переходить в жидкую форму.

IV. Прочносвязанная вода – это вода, сорбированная почвенными частицами. Такая вода называется гигроскопической, а явление – гигроскопично-

стью, т. е. способностью почвенных частиц поглощать (сорбировать) водяные пары из воздуха. Гигроскопическая вода (ГВ) покрывает почвенные частицы тонкой пленкой слоем в 1–3 молекулы. Эти молекулы дипольны и находятся в строго ориентированном положении. Гигроскопическая вода отличается особыми свойствами. Она замерзает при температуре – 4 С°, не способна осуществлять растворение веществ, отличается повышенной плотностью (1,5–1,8 г/см³) и вязкостью, а главное – недоступна растениям. Количество сорбированной почвой гигроскопической воды зависит от количества и качества почвенных коллоидов.

Максимальное количество воды, сорбированное почвой, называется максимальной гигроскопичностью (МГ). Она возникает и образуется в условиях, когда почвенный воздух насыщен водяными парами до 96–98%. Величина МГ позволяет определить обеспеченность растений водой. Обычно полуторная или двойная величина МГ соответствует величине влажности устойчивого завядания растений (ВЗ), что соответствует понятию «мертвый запас» воды в почве. При таком запасе воды в почве растения начинают завядывать. Максимальная гигроскопичность (МГ) как и просто гигроскопичность, зависит от количества и качества почвенных коллоидов. Так в слабо гумусированных песчаных и супесчаных почвах величина МГ составляет всего 0,5–1%. В хорошо гумусированных суглинистых и глинистых почвах она достигает 10–16%.

Кроме максимальной гигроскопичности (МГ), в почвах различают еще и максимальную адсорбционную влагоемкость (МАВ). Это максимальное количество прочносвязанной воды, удерживаемой на поверхности почвенных частиц сорбционными силами.

V. Рыхлосвязанная вода, в отличие от прочносвязанной, является второй формой сорбированной воды. Прочносвязанная вода состоит из 1–3 молекул на поверхности почвенной частицы, а рыхлосвязанная состоит из нескольких десятков слоев ориентированных молекул воды, т. е. из толщи в 10–20 молекул. Это уже представляет собою водяную пленку на поверхности почвенных частиц. Поэтому синонимом понятия «рыхлосвязанная вода» является понятие «пленочная вода». Рыхлосвязанная или пленочная вода образуется за счет сорбции молекул воды, дополнительно к максимальной гигроскопичности. Пленочная, или рыхлосвязанная, вода слабо подвижна. Передвигается она медленно, в направлении от почвенной частицы с малым диаметром (следовательно, с более толстой пленкой воды) к частице с большим диаметром (а, следовательно, с более тонкой пленкой воды). Растениям рыхлосвязанная вода малодоступна.

Максимальное количество рыхлосвязанной (пленочной) воды называется максимальной молекулярной влагоемкостью (ММВ). Величина ММВ почвы

(аналогично величине МГ) зависит в основном от гранулометрического состава, т. е. от количества илистых и коллоидных частиц. Чем их больше, тем выше величина ММВ. В почвах легкого гранулометрического состава (песок, супесь) ММВ составляет около 10%, в глинистых – до 30%.

VI. Свободная вода, в отличие от гигроскопической, не связана с почвенными частицами силами сорбции. Эта форма воды передвигается в почвах под действием капиллярных и гравитационных сил. Поэтому и разделяется она, соответственно, на две формы:

- капиллярную;
- гравитационную воду.

Капиллярная вода находится в капиллярах почвы в капельно-жидком состоянии. Это наиболее благоприятная, доступная для растений форма почвенной влаги. Капиллярная вода, в отличие от гигроскопической, способна растворять вещества.

Различают:

- а) капиллярно-подвешенную;
- б) капиллярно-подпертую воду.

Капиллярно-подвешенная вода образуется при поступлении воды в почву с поверхности (дождевая вода, талые воды и оросительные). Ниже слоя почвы, увлажненной капиллярно-подвешенной водой, сохраняется слой сухой почвы.

Капиллярно-подпертая образуется, наоборот, при поступлении воды снизу, от грунтовых вод. Выше слоя почвы, увлажненной капиллярно-подпертой водой, также сохраняется слой сухой почвы. Слой почвы, лежащий выше зеркала грунтовых вод, насыщенный капиллярно-подпертой водой, называется зоной капиллярной каймы или просто капиллярной каймой.

В одном и том же почвенном профиле, возможно, образование одновременно и капиллярно-подвешенной, и капиллярно-подпертой воды, но разделенных сухим слоем. В случае если эти две формы воды смыкаются, то под действием капиллярных (менисковых) сил грунтовая вода поднимается по капиллярам к поверхности почвы. Это сопровождается испарением. Если грунтовые воды сильно минерализованы, то начинает проявляться процесс засоления почв.

Подъем грунтовой воды по капиллярам, вверх почвенного профиля, будет тем выше, чем тоньше капилляры. Менисковые силы, вызывающие подъем воды, начинают проявляться при диаметре пор < 8 мм. Но скорость подъема при этом будет небольшой.

Максимальное количество капиллярно-подвешенной воды называется наименьшей влагоемкостью (НВ). Синонимом этому понятию является понятие «полевая влагоемкость» (ПВ).

Максимальное количество капиллярно-подпертой воды называется капиллярной влагоемкостью (КВ).

Гравитационная вода – это форма воды, занимающая все крупные некапиллярные поры и полости. Передвигается гравитационная вода под действием силы тяжести (гравитации). Эта форма воды способна растворять вещества и является транспортером в почвенном профиле. Гравитационная вода доступна растениям. Заполняя полностью все полости внутри почвы, она создает анаэробные условия, чем вызывает угнетение и гибель растений. В этих условиях могут начинаться процессы оглеения. Длительное оглеение приводит к заболеванию почв.

Выделяют две формы гравитационной воды:

- а) просачивающуюся гравитационную воду, которая передвигается сверху вниз по профилю почвы, и
- б) стекающую – воду водоносных горизонтов (почвенные и почвенно-грунтовые воды), передвигающуюся по направлению уклона водоупорного слоя.

Максимальное количество гравитационной воды, которое может вместить почва при заполнении всех пустот, кроме пор с защемленным воздухом (5–8% общей порозности), называется полной влагоемкостью (ПВ).

При полном заполнении почвы водой, то есть при значении влажности почвы, соответствующем ПВ, в почве содержится максимальное количество воды, включающей гигроскопическую, пленочную, капиллярную и гравитационную формы почвенной воды.

Величина ПВ практически равна порозности (скважности) почвы и колеблется от 20–40 до 50–60%, достигая иногда 80%. Наличие воды в почвах имеет главное назначение – обеспечение ею роста и развития растений.

Для оценки степени доступности воды растениям (и активности её участия в различных процессах), все формы воды разделяют на две группы:

- продуктивная влага;
- непродуктивная влага.

Это отражено в таблице 10, показывающей взаимосвязь различных форм почвенной воды, их доступность растениям и способы передвижения в почве.

При таком разделении форм воды на продуктивную и непродуктивную влагу выделяют верхний и нижний пределы содержания доступной почвенной воды под покровом растительности.

Верхний предел – это величина наименьшей полевой влагоемкости (НВ). Выражается она количеством воды, удерживаемой почвой в виде гравитационной влаги. На хорошо дренированных почвах это наступает через 2 – 3 дня после прохождения дождя или проведения орошения. Величина верх-

него предела содержания влаги в почвах – это и есть оптимальные условия развития растений.

Таблица 10

Формы воды в почвах и их доступность растениям

Форма воды	Доступность воды растениям	Способ передвижения
Продуктивная влага: Величина: от полной влагоемкости (ПВ) до наименьшей (НВ)		
Гравитационная и капиллярно-гравитационная	Легкодоступная. Избыток обуславливает недостаток воздуха. Малопродуктивна	Передвигается в жидком виде под действием силы тяжести
Величина: от наименьшей влагоемкости до влажности разрыва капиллярной связи (НВ-ВРК)		
Капиллярная	Легкодоступная	Передвигается по капиллярам и пленкам
Величина: от влажности разрыва капиллярной связи до влажности завядания (ВРК-ВЗ)		
Пленочная	Труднодоступная	Передвигается по пленкам вокруг почвенных частиц
Непродуктивная влага: Величина: от влажности завядания (ВЗ) – до максимальной адсорбционной влагоемкости (ВЗ – МАВ)		
Пленочно-гигроскопическая	Недоступная	Передвигается в виде пара
Величина: от максимальной адсорбционной влагоемкости до химически связанной влаги (сухая почва)		
Гигроскопическая и химически связанная	Недоступная	Передвигается в виде пара и неподвижна

Нижний предел – соответствует величине влажности завядания (ВЗ), при которой растения начинают завядывать, следовательно, не могут продолжать рост и развитие.

Нормальный рост и развитие растений определяется условиями почвенного климата, который зависит от климата атмосферы на данной территории. Однако в почвах часто наблюдаются локальные явления, ограничивающие оптимальное использование воды растениями. Это может быть обусловлено образованием уплотненных поверхностных корок, потерей воды при возникновении

провальной инфильтрации, при интенсивном физическом испарении, при усилении процессов засоления. Причинами нарушения нормальной водообеспеченности растений могут быть и такие явления, как подъем к поверхности грунтовых вод, малое содержание доступной влаги; водный стресс растений, небольшая мощность рыхлой почвенной толщи; скелетность (щебнистость) почв. Нормальная водообеспеченность может снизиться до величины завядания растений, когда количество воды в почве настолько мало, что растения начинают завядывать. Эта величина влаги в почвах получила название «влажности завядания».

Понятие «влажность завядания» отражает не форму воды в почве, а количественное ее содержание, что очень важно для роста и развития растений. Показатель «влажность завядания» является наиважнейшей агропочвенной характеристикой, отражающей условия роста и развития растений. Это необходимо учитывать при оценке водообеспеченности растений влагой. При этом следует иметь в виду, что всасывающая способность корней растений зависит от уровня нижней границы доступной влаги. Засухоустойчивые растения обычно не требовательны к запасам почвенной влаги (например, виноград). Такие растения начинают проявлять признаки завядания только при влажности, соответствующей величине максимальной гигроскопичности (МГ). У разных почв (в различных их генетических горизонтах) величина влажности завядания разная. В почвах легкого гранулометрического состава отношение ВЗ/МГ может достигать у разных почв (в различных их генетических горизонтах) величина влажности завядания разная. В почвах легкого гранулометрического состава отношение ВЗ / МГ может достигать 3, а в тяжелых почвах – 1,1–1,2. Для ориентировочной оценки величины влажности устойчивого завядания используют коэффициент, равный 1,34.

Обычно пользуются формулой:

$$BZ = 1,34 MG$$

Отсюда ясно, что величина влажности завядания (ВЗ) для разных сельскохозяйственных культур различна. Ее рассчитывают по величине максимальной гигроскопичности (МГ). Для разных растений она составляет от 1,0 до 1,8 величины МГ (табл. 11).

Количество воды, превышающее величину завядания растений, доступно для растений. Это все формы воды, величины которых находятся в интервале от «наименьшей влагоемкости» до «влажности разрыва капилляров».

Это оптимальный диапазон влажности почв. За его пределами влажность почв не благоприятна для роста и развития растений.

Для различных растений оптимальная величина влажности (даже в одной и той же почве) своя. Например, для чайного куста оптимальная влажность составляет 80–90% НВ. При влажности почв менее 80% НВ рост этого растения замедляется. Для зерновых культур оптимальный уровень влажности составляет 55–70%, для капусты и картофеля он равен 60–75%, для трав – 65–80%. Рост и развитие растений, общий уровень накопления органических веществ растениями пропорциональны величине суммарного испарения.

Таблица 11

Величина влажности завядания для различных растений

Величина влажности завядания	Культуры
1,0–1,2	Виноград, сорго
1,2–1,4	Люцерна, донник, яблоня, айва
1,4–1,6	Просо, ячмень, пшеница, лен, груша, слива, вишня, черешня
1,6–1,8	Подсолнечник, кукуруза, гречиха соя, овес, картофель, манго, чай

Физическое испарение воды из почвы и физиологическое потребление растениями (транспирация) составляют суммарное испарение, называемое иногда эвапотранспирацией.

Установлено, что луговые травы испаряют воды в год в количестве от 766 до 1533 мм, пшеничное поле – 802–1022 мм, кукурузное поле – 1095–1460 мм.

ГЛАВА 5. ВЗАИМОСВЯЗЬ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМ ВОДЫ И ТВЕРДОЙ ФАЗЫ ПОЧВ

Взаимосвязь между твердой и жидкой фазами выражается в проявлении большого разнообразия процессов и формировании целого ряда свойств почв. Жидкая фаза почв осуществляет несколько процессов в почве:

- процессы растворения,
- процессы гидролиза,
- процессы синтеза веществ в водных растворах,
- процессы осаждения веществ из водных растворов,
- процессы перемещения (транспортировки, миграции) веществ внутри почвенного профиля.

Жидкая фаза, совместно с твердой фазой, формирует такие свойства почв, как водно-воздушный режим, окислительно-восстановительные процессы, процессы обмена катионами и анионами и т. д. Чтобы понять все эти особенности, необходимо рассмотреть основные характеристики жидкой фазы.

Различные формы воды в почвах неодинаково взаимодействуют с минеральной частью твердой фазы почв. Это отражено в названиях форм воды (гигроскопическая, свободная и т.д.). От характера взаимосвязей воды с минеральной частью, а главное – от прочности этих связей, зависит доступность ее растениям. Это же определяет степень активности воды в проявлении различных процессов (растворение, гидролиз, гидратация и т. п.). При этом следует иметь в виду, что свойства самой воды имеют не менее важное значение во всех отмеченных процессах. Поэтому, наряду с другими показателями, надо учитывать энергетическое состояние воды.

5.1. Энергетическое состояние воды в почве

Молекулы и ионы воды в почве подвергаются воздействию сил различной природы, что оказывает влияние на ее состояние. Энергетическое состояние воды в почве зависит от многих факторов, но главным образом от состава и свойств минеральной части и почвенного раствора. Это проявляется в основном на линии раздела «вода – твердая частица». Энергетическое состояние воды в почве зависит также от температуры и атмосферного давления. Потенциальная энергия воды в почве выражается величиной давления столба жидкости определенной высоты.

Терминологическим комитетом Комиссии по физике почв Международного общества почвоведов (МОП) рекомендованы следующие виды потенциала воды:

- полный потенциал почвенной воды;

- потенциал давления (тензиометрический потенциал);
- капиллярно-сорбционный потенциал почвенной воды;
- пневматический потенциал;
- потенциал давления окружающей поверхности (потенциал нагрузки);
- потенциал влажности;
- осмотический потенциал;
- гравитационный потенциал.

Сумма всех потенциалов равна полному потенциалу воды в почве.

5.2. Механизмы передвижения влаги в почве

Как отмечено выше, в почвах вода находится в разных формах. Каждая форма имеет свою степень связей с твердой фазой. От этого зависит и степень подвижности воды в почве.

Прочносвязанная вода, например, не способна передвигаться внутри почвенного профиля, тогда как свободная вода передвигается в различных направлениях. Скорости передвижения разных форм воды, как и способы их перемещения – разные. Это обусловлено характером связи воды с минеральными частицами, что зависит от состава и размера почвенных частиц (илистых и коллоидных).

Движение воды в почве бывает конвективное, ламинарное, турбулентное. Конвективное (сионим – гравитационно-струйчатое) – встречное движение системы струй почвенно-грунтовых вод различной концентрации, вызванное разницей в плотностях растворов. Наиболее характерен пример опускания более тяжёлых, засолённых вод вниз и замещение их более лёгкими, поднимающимися пресными водами. Ламинарное движение воды – это параллельно-струйчатое движение поверхностных и подземных вод (в том числе почвенных и грунтовых), при котором вода движется в виде параллельных, не перемешивающихся струй или слоёв, без разрывов, с плавным изменением скорости. Турбулентное (сионим – вихревое) движение воды – это поступательное движение надземных и подземных (в том числе почвенных и грунтовых) вод, сопровождаемое беспорядочным вихревым движением отдельных струй воды. Наблюдается в крупных трещинах и пустотах.

Передвижение влаги в почве подчиняется основному закону переноса массы и энергии. Согласно этому закону, плотность потока q (то есть объём субстанции V , переносимой через единицу площади поперечного сечения A в единицу времени t) пропорциональна градиенту движущихся сил:

$$V / At = q = -K * \text{grad } \Phi,$$

где: К – коэффициент пропорциональности, зависящий от свойств проводящей среды и от проводимой субстанции. Плотность потока – это его скорость в единицу времени через единицу поперечного сечения: $q = m^3 / m_2 * c = m/c$.

Но по отношению к передвижению почвенной влаги вместо «скорость» употребляют «плотность потока» или «поток».

Возникновение водного потока зависит во многом от насыщенности почвы водой в данный момент времени. Это могут быть периоды полного насыщения почвы водой, период не насыщенности почвы водой, период промерзания почвы и т. п. При этих разных состояниях обеспеченности почвы водой неодинаково проявляются в ней и водные потоки, т. е. характер передвижения воды в почвах будет разным.

5.2.1. Передвижение влаги в почвах, насыщенных влагой

В почвах, насыщенных водой, поток влаги выражен в виде потока свободной воды. Поток направлен из верхних горизонтов в нижние. Осуществляется поток воды силами гравитации (силы тяжести).

Падение напора потока воды на участке в одну единицу расстояния называют гидравлическим градиентом. Сила потока прямо пропорциональна гидравлическому градиенту.

В насыщенных почвах все поры заполнены водой, поэтому проводимость в них максимальна. По мере уменьшения влажности часть пор освобождается от воды и заполняется воздухом. Доля проводящих пор (в площади поперечного сечения почвы) сокращается.

Важно также отметить, что коэффициент фильтрации – это свойство не только почвы, но и протекающей в почве жидкости, так как закон Дарси применим не только к воде, но и к другим жидкостям.

Определение коэффициента фильтрации проводят по “ГОСТ 25584-2016 Грунты. Методы лабораторного определения коэффициента фильтрации”.

5.2.2. Передвижение влаги в почвах, не насыщенных влагой

В случае движения воды в насыщенной влагой почве, оно подчиняется основному закону переноса масс. Движение воды происходит в направлении понижения потенциала, а скорость течения пропорциональна градиенту потенциала и зависит от порового пространства. Вода стремится перемещаться из мест с большой толщиной пленок на поверхности частиц почвы в места, где толщина пленок меньше, а кривизна мениска – больше. Другими словами, вода перемещается в почве из мест, где капиллярно-сорбционный потенциал выше, в

места, где он ниже. Вместе с этим в ненасыщенных почвах присутствует дополнительный механизм переноса воды в виде пара. В поверхностном слое, где почва иссушена и подвержена сильным температурным градиентам, перенос пара становится преобладающим механизмом перемещения воды.

Движущая сила достигает максимальных величин в зоне фронта смачивания, то есть на контакте с сухой почвой. Здесь градиент потенциала достигает величин порядка нескольких сотен и даже тысяч $\text{Дж} \cdot \text{кг}^{-1}/\text{см}$. Однако скорость движения воды в этой зоне небольшая.

В ненасыщенных влагой почвах, имеющих крупные поры, вода быстро уходит и первоначально высокая проводимость быстро снижается. В ненасыщенных почвах с мелкими порами большинство из них (пор) остаются заполненными и они проводят воду даже при достаточно низких потенциалах. Движение воды в не насыщенной влагой почве сопровождается изменением влажности. Вода может или накапливаться в каком-то объеме почвы (даже бесконечно малом), или расходоваться. Поэтому плотность потока воды, входящей в этот объем почвы, не равна плотности потока воды, выходящего из этого объема почвы. Разность между этими плотностями потоков и образует запас воды в объеме почвы.

5.2.3. Перенос воды в форме пара

Перенос воды в форме пара осуществляется по пустотам, вокруг корней растений. Корни оттягивают влагу из окружающего почвенного пространства. Пары воды движутся в почве путем диффузии – процесса, в котором различные компоненты смеси перемещаются независимо при разности давления паров в почвенном профиле. Существенное влияние на давление паров воды в почве оказывают растворенные в воде вещества. Пары воды перемещаются от теплых частей почвы к холодным. Днем движение паров направлено вниз, а ночью – вверх.

В почвах, где влага прочно связана силами адсорбции, происходит пародиффузионный перенос воды.

В почвах, где возникло промерзание мелкозема, возникает два потока влаги. Выше мерзлотного горизонта (слоя) проявляется процесс сублимации (испарения), а ниже мерзлотного слоя идет процесс подтягивания влаги из капиллярной каймы грунтовых вод. На контакте с мерзлым слоем происходит конденсация и кристаллизация подтянутой снизу воды, т. е. переход ее в твердое состояние – в лед.

5.3. Когезия и адгезия

В гетерогенных системах, какой является почва, различают две формы взаимодействий твердой и жидкой фаз, как форм передвижения влаги в почвах:

межмолекулярные взаимодействия, возникающие внутри однородных тел (почвенный агрегат) и

взаимодействия между различными телами (между агрегатами, минералами и т. п.).

Межмолекулярные взаимодействия выражаются притяжением атомов и молекул внутри однородного тела. Природа этих взаимодействий может быть различной, но во всех случаях она направлена на «слипание» (упрочнение) частицы, на сохранение ее состояния. Этот процесс называют когезией. Сила, возникающая при проявлении когезии, равна силе, способной осуществить разрыв внутренних связей. Расчет этой величины ведется по единице площади разрыва. Работа когезии определяется затратой энергии на обратимый разрыв тела по сечению, равному единице площади. Так как при разрыве твердого тела всегда образуется две поверхности, то работа когезии составляет

$$A_K = 2 \gamma ,$$

где γ – поверхностное натяжение тела на границе с воздухом.

Применительно к идеальному твердому телу величина A_K соответствует величине прочности на разрыв. Поэтому явление когезии в целом оценивают такими параметрами, как:

энергия кристаллической решетки;

внутреннее давление тела;

энергия парообразования;

температура кипения;

относительное давление пара и др.

При контакте двух конденсированных тел (например, жидкой воды и твердой минеральной частицы) происходит взаимодействие между этими телами, формулируемое как межфазное взаимодействие. Этот процесс получил название адгезия (прилипание, слипание разных тел). При проявлении процессов адгезии система стремится уменьшить свою поверхностную энергию. Сила, возникающая при проявлении адгезии (A_a), равна силе, необходимой для отделения слоя жидкости от твердой частицы по линии поверхности раздела. Расчет ведется на единицу площади разрыва. Эта сила измеряется в тех же единицах, что и поверхностное натяжение и выражается в $\text{Дж} / \text{м}^2$. Величину работы адгезии определяют по уравнению Дюпре:

$$A_a = \gamma_{\text{жг}} + \gamma_{\text{тг}} + \gamma_{\text{тж}}$$

где: ж – жидккая фаза (вода); т – твердое тело, имеющее поверхности раздела на границе с воздухом г, на которых проявляется поверхностное натяжение $\gamma_{жг}$ и $\gamma_{тг}$ соответственно. При контакте двух фаз появится межфазное натяжение, равное $\gamma_{тж}$.

5.4. Капиллярность

При смачивании почвы водой возникают капиллярные явления. Они проявляются в условиях, когда расстояние между почвенными частицами соизмеримо с радиусом кривизны поверхности жидкости (радиус мениска жидкости).

Капиллярность является основной причиной всасывания воды почвой. Вызвано это тем, что мениск жидкости имеет отрицательную (вогнутую) кривизну, при которой лаплассовское давление стремиться растянуть жидкость (выровнять поверхность мениска), и в результате она (жидкость) поднимается в капилляре. Подъем жидкости продолжается до тех пор, пока лаплассовское давление не уравновесится гидростатическим давлением столба воды (h).

5.5. Смачивание и растекание

Смачиванием называют поверхностное явление, в котором взаимодействие жидкости с твердой поверхностью раздела происходит при наличии третьей, газовой (воздушной) фазы, то есть при контакте трёх несмешивающихся фаз. При взаимодействии (соприкосновении) твердых и жидких тел могут происходить явления смачивания и не смачивания твердого тела. Проявление смачивания или не смачивания зависит от двух факторов:

- сил молекулярного притяжения молекул жидкости;
- сил взаимного притяжения молекул твердого и жидкого тел.

При смачивании почвы водой возникают капиллярные явления. Они проявляются в условиях, когда расстояние между почвенными частицами соизмеримо с радиусом кривизны поверхности жидкости (радиус мениска жидкости).

Если силы притяжения молекул жидкого тела сильнее сил взаимодействия (притяжения) молекул жидкого тела к молекулам твердого, то явления смачивания происходить не будут. Если силы притяжения между молекулами жидкости слабее сил притяжения молекул жидкости к молекулам твердого тела, то явления смачивания будут проявляться.

Степень смачивания зависит от соотношения работ адгезии и когезии, которое проявляется в величине угла наклона поверхности жидкости к поверхности твердого тела.

На рисунке 1 показана капля воды на поверхности твердого тела. Угол между касательной АВ к поверхности жидкости и смоченной поверхностью АС

называется краевым углом. Величина степени смачивания является безразмерной и выражается косинусом краевого угла.

Поверхностная энергия твердого тела постоянно стремится уменьшиться, благодаря чему растягивает каплю по поверхности. Эта энергия равна поверхностному натяжению твердого тела на границе с воздухом. Межфазная энергия, возникшая на контакте твердого тела с жидкостью стремится, наоборот, сжать каплю. Площадь соприкосновения твердого и жидкого тел при этом уменьшается, т.е. растекания жидкости не происходит. Растеканию препятствуют также силы когезии. Эти силы направлены по касательной к сферической поверхности капли. Чем меньше (острее) угол смачивания (тем, соответственно, и больше $\cos \alpha$), тем сильнее смачивание. При остром угле α (при $\cos \alpha > 0$) поверхность считают хорошо смачиваемой данной жидкостью. Если же образуется тупой угол, то есть $\cos \alpha < 0$, значит данная жидкость плохо смачивает поверхность. Полного смачивания поверхностей твердых тел, то есть когда краевой угол равен 1800, практически никогда не наблюдается.

Как видим, границей, отражающей смачиваемость и не смачиваемость поверхности твердого тела, является величина краевого угла смачиваемости (α). Этой границей является угол, равный 900 или $\cos \alpha$, равный нулю (00). При этом разные тела смачиваются одной и той же жидкостью по-разному. Так, например, кварц плохо смачивается водой ($\cos \alpha$ равен нулю), графит хорошо смачивается ($\cos \alpha = 550$) для парафина $\cos \alpha = 1060$.

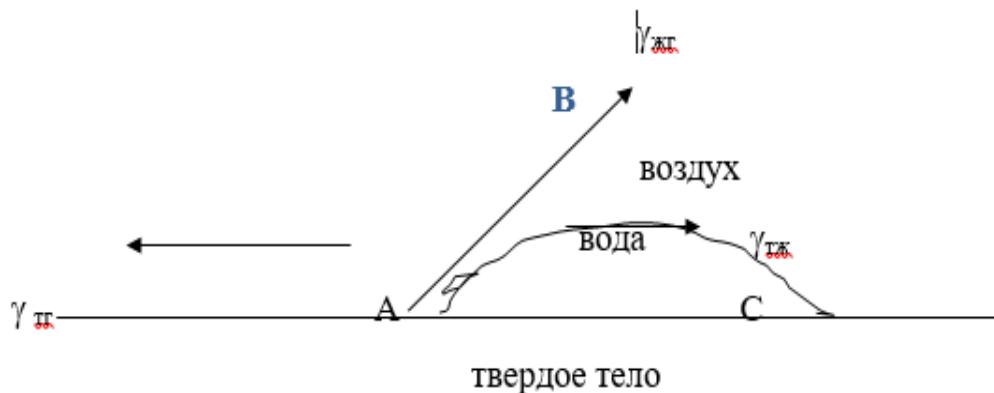


Рис. 1. Краевой угол. 1. Границы раздела сред: γ_{tt} – твердой и газовой, γ_{jg} – жидкой и газовой, γ_{tj} – твердой и жидкой

Отмеченные характеристики смачивания твердых тел свойственны для идеально гладких поверхностей. Поверхности почвенных частиц всегда отличаются наличием шероховатостей, что влияет на проявление и интенсивность смачивания. Шероховатости приводят к отклонению краевых углов от равно-

весного значения, характерного для гладких поверхностей. В связи с этим различают:

- краевые углы натекания (когда площадь смоченной поверхности увеличивается);
- краевые углы оттекания (когда площадь смоченной поверхности уменьшается).

Это непостоянство значений неравновесия краевых углов смачивания называется гистерезисом смачивания. В том случае, когда работа адгезии превышает работу когезии, происходит растекание жидкости по твердой поверхности раздела. Разницу между работой адгезии (A_a) и работой когезии (A_k) называют коэффициентом растекания f (по Гаркинсу):

$$f = A_a - A_k.$$

Положительные значения коэффициента растекания означают, что данная жидкость растекается по поверхности твердого тела. Отрицательное значение коэффициента растекания указывает на то, что данная жидкость не растекается по поверхности твердого тела.

При взаимодействии жидкой воды с твердой поверхностью на линии раздела выделяется теплота, ее принято называть теплотой смачивания.

Различают дифференциальную и интегральную теплоту смачивания. И та и другая формы теплоты зависят от количества воды, смачивающей твердую поверхность почвы.

Дифференциальная теплота смачивания возникает при добавлении бесконечно малого количества воды на твердую, уже смоченную поверхность.

Интегральная теплота смачивания – это теплота, выделяющаяся при взаимодействии воды с единицы площади твердой поверхности. Чем больше площадь взаимодействия воды с поверхностью, тем больше теплота смачивания. Измеряется в Дж * м⁻².

5.6 Водные свойства почвы

Термин «водные свойства» означает совокупность свойств почвы, отражающих состояние воды в ней. К водным свойствам почв относятся:

- водоудерживающая способность;
- влагоемкость;
- водопроницаемость;
- водоподъемная способность.

Водные свойства почв в совокупности формируют и отражают водный режим почв. Рассмотрим основные водные свойства и их особенности.

Водоудерживающая способность почв или способность удерживать поглощенную воду в своем профиле. Водоудерживающая способность почв противодействует стеканию воды вниз по профилю и за пределы почвенного профиля. Основными силами, удерживающими воду в почве, являются сорбционные и капиллярные. Водоудерживающая способность почв может быть выражена количественно – ее величина соответствует величине влагоемкости.

Влагоемкость почвы – максимальное количество воды, которое способна почва поглотить и удерживать в себе.

Различные формы воды, поглощенной и удерживаемой почвой, характеризуются разными константами. Все константы разделяют на две группы:

- энергетические и
- гидрологические.

Энергетические константы включают следующие:

- максимальную адсорбционную влагоемкость (МАВ);
- максимальную молекулярную влагоемкость (ММВ);
- максимальную капиллярно-сорбционную влагоемкость (МКСВ);
- капиллярную влагоемкость (КВ).

Гидрологические константы включают следующие:

- наименьшая влагоемкость (НВ) и
- полная влагоемкость (ПВ).

Под водопроницаемостью понимается способность ненасыщенных водой почв воспринимать воду с поверхности, проводить ее от слоя к слою и фильтровать ее сквозь определенную толщу горизонтов, насыщенных водой. Водопроницаемость – это не только водные свойства почв, но и форма передвижения воды в почвах. Водопроницаемость как процесс перемещения воды в почве складывается из нескольких этапов движения воды:

- первая стадия выражается во впитывании воды поверхностью почвы и в соответствии с этим характером поведения потока, получила название впитывание;
- вторая стадия движения воды с поверхности получила название фильтрация.

Скорость впитывания на начальной стадии, когда почва еще сухая, оказывается очень большой. Затем по мере насыщения почвы водой скорость впитывания падает и с увеличением мощности смоченного слоя процесс впитывания сменяется процессом фильтрации. Водопроницаемость измеряется величиной объема воды, фильтрующейся через единицу площади поперечного сечения почвы в единицу времени. По предложению Н.А. Качинского, стандартной величиной водопроницаемости почв следует считать объем воды, измеряемый в

мм, прошедший через почву за первый час фильтрации при напоре 5 см и температуре 100 С (табл. 12).

Скорость впитывания становится равной коэффициенту фильтрации. И то и другое в насыщенной водой почве приобретает постоянную величину, равную величине насыщенной гидравлической проводимости. От водопроницаемости почв зависит степень восприятия почвой атмосферных осадков или поливных вод, формирование поверхностного или внутрипочвенного стока, интенсивность процессов эрозии, формирование почвенных горизонтов.

Водоподъемная способность почвы выражается в их способности обеспечить восходящий подъем воды под действием капиллярных сил. Высота и скорость подъема воды зависят от гранулометрического состава почв, их структуры и величины порозности.

Таблица 12
Оценка водопроницаемости почв (Качинский, 1965)

Оценка (градация) водопроницаемости почв	Объем воды (в мм) в первый час впитывания почвой при напоре 5 см и t воды 10⁰ С
Провальная	Более 1000
Излишне высокая	1000–500
Наилучшая	500–100
Хорошая	100–70
Удовлетворительна	70–30
Неудовлетворительная	Менее 30

Подъем воды по капиллярам наиболее интенсивен при диаметре пор 0,1–0,003 мм. Высота подъема воды по капиллярам колеблется от 0,5–0,8 м в песчаных почвах и до 3–6 м в суглинистых и глинистых. По данным В.А. Ковды (1988) для почв различного гранулометрического состава высота подъема воды следующая (табл. 13).

Сосущая сила почвы – свойство, отражающее способность сухой почвы впитывать (всасывать) воду с величиной силы, равной давлению воды. Выражается величиной давления водяного столба, равной 0,102 мм. В настоящее время это выражают десятичным логарифмом этого числа (рF). Для сухой почвы величина рF = 7,0. Для почвы, насыщенной гигроскопической влагой, величина рF = 4,6 – 7,0, для почвы, содержащей капиллярную воду, она равна 3,0.

Таблица 13

Подъем воды по профилю почвы в зависимости от гранулометрического состава

Гранулометрический состав	Высота подъема воды, м
Песок крупный	до 0,5
Песок средний	0,5–0,8
Супесь	1,0–1,5
Супесь пылеватая	1,5–2,0
Суглинок средний	2,5–3,0
Суглинок тяжелый	3,0–3,5
Глина тяжелая	4,0–6,0
Лессы	4,0–5,0

5.7. Водный режим почв

Как было сказано выше, водный режим почв складывается из характера проявления водных свойств почв, главным образом, он зависит от сочетания и соотношения различных водных свойств (водопроницаемость, влагоемкость, водоподъемная способность и т. д.). Характер количественных и качественных соотношений различных водных свойств почв, а также проявление их во времени формируют определенные типы водного режима почв.

Выделяют четыре типа водного режима почв:

мерзлотный;

промывной;

выпотной;

застойный.

Мерзлотный тип водного режима почв характерен для почв, формирующихся в условиях многолетней мерзлоты, где почвенный профиль оттаивает на небольшую глубину и на короткое время летом.

В профиле мерзлотных почв преобладает в летнее время непромывной режим, частично застойный и частично испарительный.

Промывной тип водного режима почв проявляется в почвах, формирующихся в условиях, где количество выпадающих осадков преобладает над количеством испаряющихся. В разных частях суши эти соотношения неодинаковы, при этом они не остаются постоянными во времени. Поэтому промывной водный режим еще разделяют на постоянно промывной и периодически промывной.

Выпотной водный режим почв (синоним – испарительный) характерен для почв, формирующихся в условиях аридного климата. Однако кратковременно он может проявляться и в условиях гумидного климата, где отмечаются периоды сухости. В этом случае для почв характерен периодически промывной водный режим.

Застойный водный режим почв проявляется в почвах, формирующихся в любом климате, на аккумулятивных поверхностях, где отсутствует сток воды. Это, как правило, замкнутые западины, впадины и т. п.

Разделение характера водного режима почв на описанные типы не означает, что каждый из них постоянен в одной и той же почве. Каждый из указанных типов водного режима является лишь преобладающим в почвах конкретных экологических условий. Господствующий (преобладающий) тип водного режима во времени сочетается (сменяется) другим каким-либо типом водного режима. Поэтому в каждой конкретной почве в течение летнего времени могут проявляться различные типы водного режима. Например, промывной режим может временно замещаться испарительным (выпотным), испарительный временно может замещаться промывным (и даже застойным) и т. д. Тип водного режима почв определяет характер и направленность процесса почвообразования, что проявляется в формировании типа почв как таксономического уровня.

ГЛАВА 6. ВЗАИМОСВЯЗЬ ТВЕРДОЙ И ГАЗОВОЙ ФАЗ ПОЧВЫ

6.1. Состав почвенного воздуха и факторы, его определяющие

Почвенный воздух по составу существенно отличается от атмосферного (табл. 14). В почвенном воздухе иногда бывает меньше кислорода и больше углекислого газа. Меняется и содержание азота. Уменьшение содержания азота происходит в результате связывания его азотфиксирующими микроорганизмами и клубеньковыми бактериями, увеличение – вследствие распада белков и денитрификации азотсодержащих веществ под действием микроорганизмов. Почвенный воздух болотных и заболоченных почв содержит NH₃, CH₄, H₂S. В составе почвенного воздуха постоянно присутствуют в небольших количествах нелетучие органические соединения (углеводороды жирного и ароматического ряда, сложные альдегиды, спирты и др.), образующиеся в процессе жизнедеятельности почвенных микроорганизмов.

Таблица 14

Состав почвенного и атмосферного воздуха

Почвенный воздух		Атмосферный воздух	
Газы	%	Газы	%
Азот	78,08–80,24	Азот	78,08
Кислород	20,90–20,0	Кислород	20,95
Углекислый газ	0,03–20,0	Углекислый газ	0,03
Аргон	0,0	Аргон	0,93
Метан	0,0–10,0	Метан	0,0
Сероводород	0,0–10,0	Сероводород	0,0

Эти вещества поглощаются корнями растений, способствуя их росту. Наиболее динамичными из всех газов почвенного воздуха являются кислород и углекислый газ. Содержание кислорода и углекислого газа изменяется в широких пределах. В верхних горизонтах хорошо аэрируемых почв содержание кислорода приближается к содержанию его в атмосфере. В тяжелых почвах его содержание снижается в десятки и сотни раз. Концентрация углекислого газа в почве с плохим газообменом увеличивается в сотни раз по сравнению с содержанием его в атмосфере. Различная концентрация кислорода и углекислого газа в почвенном воздухе объясняется двумя группами процессов:

1. интенсивностью потребления кислорода и продуцирования углекислого газа;
2. скоростью газообмена между почвенным и атмосферным воздухом.

Большое влияние на состав почвенного воздуха оказывает влага и температура почвы. С увеличением влажности уменьшается воздухоемкость, нарушается система воздухоносных пор, ухудшаются условия газообмена. В летний период при высокой температуре и влажности, близкой к величине влажности завядания, наблюдается самая низкая концентрация углекислого газа и самая высокая – кислорода. Взаимосвязь между составом почвенного воздуха и условиями водно-воздушного режима многофакторная и сложная.

Огромное влияние на состав почвенного воздуха оказывают живые организмы, выделяющие углекислый газ. Образующаяся при этом энергия расходуется на биологические процессы, на процессы миграции веществ, на поглощение минеральных солей, на движения протоплазмы, на прорастание семян.

Кислород в почве расходуется в основном на дыхание растений и живых организмов. В оптимальных условиях аэрации дыхательный коэффициент (ДК) близок к единице или равен единице. Это означает, что количество выделившегося углекислого газа эквивалентно количеству поглощенного за это время кислорода. Следовательно, по количеству выделившегося углекислого газа можно судить о количестве поглощенного кислорода. Однако дыхательный коэффициент (ДК) в разных условиях может сильно изменяться, чаще в сторону увеличения. При недостатке кислорода величина дыхательного коэффициента (ДК) больше единицы. Это означает, что углекислого газа выделяется больше, чем поглощается кислорода. Нормально аэрируемые почвы, покрытые растениями, летом в среднем могут выделять в сутки углекислого газа от 2 до 10 л/м². За это же время потребляется такое же количество кислорода.

6.2. Экологическая роль почвенного воздуха и влияние аэрации на развитие сельскохозяйственных растений

Аэрация почвы – один из важнейших процессов, определяющих продуктивность почв. Плодородие почвы зависит от соотношения твердой, жидкой и газообразной фаз. В нормальных условиях это соотношение составляет 2 : 1 : 1. Кислород используется корнями растений для того, чтобы обеспечить их энергией, необходимой для их роста и распространения в почвенной толще. Водные растения, такие как рис, способны обмениваться газами между корнями и воздухом на поверхности почвы через ткани растений, то есть путем внутреннего переноса кислорода от листьев, стеблей к корням. У большинства растений наземные органы (листья, стебли) не способны поставлять кислород в корни путем внутреннего переноса. Поэтому корни могут потреблять кислород только из почвенного воздуха. Корни растений при дыхании выделяют в почвенный воздух углекислый газ. Дыхание корней растений тесно связано с аэрацией

почвы. Аэрация почв осуществляется газообменом между почвенным воздухом и атмосферой. В почву из атмосферы поступает кислород, а из почвы в атмосферу – углекислый газ. Выделение из почвы углекислого газа получило название дыхание почвы. Заметный вклад в изменение состава почвенного воздуха в зоне развития корней вносят и микроорганизмы. Они также поглощают кислород и выделяют углекислый газ.

В почве газы перемещаются в порах, свободных от воды. Небольшая часть газов может быть растворена в воде и, следовательно, перемещаться вместе с нею в растворенной форме. Скорость перемещения свободных газов быстрее, чем растворенных. Поэтому во влажных почвах газообмен идет медленнее, чем в сухих. Ухудшение условий аэрации задерживает рост и развитие растений. В первую очередь снижается интенсивность развития корневых систем растений. В таких случаях корни снижают способность проникать на глубину. Но самое главное – при плохой аэрации снижается энергия поглощения корнями питательных веществ.

В периоды переувлажнения почв из них вытесняется почвенный воздух и в них возникают анаэробные условия. В этих условиях начинают протекать процессы восстановления типа денитрификации. В почвах образуются и накапливаются закиси железа, марганца и других элементов. Некоторые продукты анаэробных процессов токсичны для живых организмов. Процессы аэрации почв обуславливают и характер химических, геохимических и биогеохимических процессов. В условиях хорошей аэрации, когда в почву поступает достаточное количество кислорода и своевременно удаляется углекислый газ, в почвах преобладают процессы окислительного характера. В этих условиях активно функционирует микрофлора, идут процессы растворения, осаждения, гидролиза, гидратации, образования сложных органо-минеральных комплексов.

При насыщении почвы влагой из нее вытесняется почвенный воздух и устанавливаются анаэробные условия. Процессы окисления сменяются процессами восстановления. Оксиды переходят в закиси, многие вещества оказываются недоокисленными. Это приводит не только к изменению химического состава почв, но и к изменению характера почвенных процессов. Преобладающим процессом становится глеевый. Длительное протекание процессов оглеения (вплоть до глеевого), приводит к изменению морфологических признаков почвенного профиля. При слабой степени развития оглеения появляются его следы в морфологии в виде осветленных пятен. При интенсивном, а тем более длительном развитии процессов глеообразования в профиле почв формируется новый генетический горизонт – глеевый, имеющий синеватую или зеленоватую окраску.

При частой смене аэробных условий на анаэробные процессы окисления сменяются процессами восстановления и обратно процессами окисления, происходит образование и накопление конкреций (обычно железистых, железомарганцевых, железо-фосфорных). При ослабленной аэрации в почвенном воздухе повышается концентрация углекислого газа, что оказывает влияние на кальциевый режим почвы. Аэрация оказывает влияние на почвенные процессы через изменение микробиологической активности почвы. При достаточном количестве кислорода (аэробные условия) значительное число почвенных микроорганизмов принимает участие в разложении органического вещества с высвобождением углекислоты, воды, нитратов, сульфатов, фосфатов, а также соединений кальция, магния, железа и т. д. При анаэробных условиях образуются: метан, сероводород, аммиак, альдегиды. Все они являются токсичными для живых организмов. Состояние степени аэрации почв устанавливается определением величины окислительно-восстановительного потенциала Eh (выражается в mv). Если эта величина более 200 mv, в почве преобладают окислительные условия. Если менее 200 mv – то восстановительные условия. Окислительно-восстановительные условия в почвах (окислительно-восстановительный режим) зависят от водно-воздушного режима. При этом определяющим является режим влажности. Вода и почвенный воздух в поровом пространстве почв являются антагонистами. Вода вытесняет воздух и занимает его место. Воздух же не способен вытеснить воду из порового пространства. Но воздух всегда присутствует и во влажных почвах, занимая поровое пространство, не занятое водой. Хиллел (1980) предложил это пространство назвать «полевой воздухоемкостью». Этому названию были предложены синонимы: некапиллярная порозность, порозность, занятая воздухом при полевой влагоемкости, порозность аэрации. Последнее название более удачно, поскольку указывает на функции пор. Порозность аэрации зависит от гранулометрического состава почв. В песчаных почвах порозность составляет 25% от общего объема массы почвы, в суглинистых – 20 – 15%, в глинистых – около 10%. На величину порозности почв оказывает влияние и агрегированность. В хорошо агрегированных почвах с наличием макроагрегатов крупнее 5 мм в диаметре и с большим объемом макропор порозность аэрации составляет 20-30%. В сильно уплотненных почвах эта величина оказывается менее 5%.

6.3. Газообмен в почве

Газообмен – это процессы поступления атмосферного воздуха в почву и обратно. В почву поступает в основном кислород, а из почвы в атмосферу – углекислый газ. К факторам, вызывающим газообмен относятся:

- диффузия;
- изменение температуры почвы;
- изменение барометрического давления;
- изменение количества влаги в почве под влиянием осадков, орошения и испарения;
- влияние ветра;
- изменение уровня грунтовых вод и верховодка.

Диффузия – это процесс перемещения газов в соответствии с их парциальным давлением. В почвенном воздухе концентрация кислорода всегда меньше, чем в атмосфере, а углекислого газа, наоборот, больше. Поэтому возникает диффузия, выражаясь в непрерывном поступлении в почву из атмосферы кислорода и выделении из почвы в атмосферу углекислого газа.

Температура вызывает или уменьшение объема газов или, наоборот, увеличение. Разница температуры почв и атмосферы также обуславливает проявление диффузии газов. Газы перемещаются из мест с более высокой температурой, в места с более низкой температурой.

Барометрическое давление оказывает влияние на диффузию газов, вызывая перемещение их из мест более высокого давления в места с низким давлением. Однако этот фактор не играет большой роли в процессах газообмена в почвах.

Влага в виде воды является антагонистом газов. Она выталкивает газы из порового пространства почв.

Влияние ветра на газообмен обычно невелико и зависит от скорости ветра, макро- и микроклимата, структуры почвы и характера ее обработки. Наибольший газообмен под влиянием ветра проявляется на пористых почвах, лишенных растительности.

Из всех перечисленных факторов главным является диффузия. Ее интенсивность зависит от скорости теплового движения молекул газов, а также от длины их свободного пробега.

Скорость теплового движения молекул очень высокая (от 300 м/с до 1800 м/с):

- для O_2 она равна 461 м/с;
- для N_2 – 493 м/с;
- для CO_2 – 393 м/с;

- для H_2 – 1838 м/с;
- для паров воды – 615 м/с.

Вследствие небольшой длины свободного пробега молекул газов они сталкиваются друг с другом, «толкуются» на одном месте и за единицу времени проходят значительно меньшее расстояние, чем обычно свойственно скорости теплового движения. Длина пробега молекул составляет: для кислорода (O_2) – $10,2 \cdot 10^{-5}$ см; для азота (N_2) – $9,5 \cdot 10^{-5}$ см; для CO_2 – $17,8 \cdot 10^{-5}$ см; для паров воды – $0,72 \cdot 10^{-5}$ см. Диффузия газов в поровом пространстве почв идет значительно медленнее (в 2–20 раз), чем в свободной атмосфере. Показателем этого является величина, выраженная в виде отношения коэффициента диффузии газа в почве (D), к коэффициенту диффузии этого же газа в атмосфере (D_0):

$$V = D / D_0.$$

Коэффициент диффузии газов равен их объему (в cm^3), проходящему в единицу времени (1 сек) через $1 cm^2$ поверхности при толщине слоя 1 см. Градиент концентрации газов равен единице. Величина отношений D/D_0 (при одной и той же температуре) всегда меньше единицы. Нормальный газообмен обеспечивается при величине коэффициента больше $0,009 cm^2/s$. При меньшей скорости потока газообмен затруднен. Диффузия газа через почву зависит и от градиента концентрации газов, и от пористости, обеспечивающей аэрацию. С увеличением значений последних диффузия усиливается. Нормальный газообмен между почвой и атмосферным воздухом осуществляется при пористости в 20% и сильно замедляется при 8 – 12%. Диффузионный процесс описывается законом Фики:

$$q_d = -D * dC/dx,$$

где q_d – диффузионный поток воздуха (масса, диффундирующая через единицу площади в единицу времени);

D – коэффициент диффузии (имеющий размерность площади на время);

C – концентрация (масса) диффундирующей субстанции в единице объема;

dx – градиент концентрации.

6.4. Воздушный режим почвы и методы его регулирования

Интенсивность дыхания почв связана, главным образом, с дыханием корней растений, жизнедеятельностью микроорганизмов, биохимическими процессами. Интенсивность газообмена между почвой и атмосферой и составляет воздушный режим почв. Он зависит от интенсивности дыхания почв. Эта величина в течение времени не остается постоянной. Происходят суточные, сезонные, годовые, многолетние изменения воздушного режима почв. Наиболее резкие изменения происходят в поверхностных горизонтах, где наиболее активны био-

логические процессы. В пахотных почвах это явление обычно наблюдается от поверхности до глубины 50–70 см.

Существенное влияние на содержание кислорода и углекислого газа в почвенном воздухе оказывает уровень грунтовых вод, которые, поднимаясь к поверхности, вытесняют из порового пространства почвенный воздух.

Основной путь улучшения воздушного режима почв, повышения их аэрируемости состоит в регулировании уровня грунтовых вод (не допускается их поднятия к поверхности, при помощи дренажа и т.п.). Наиболее эффективным методом является создание водопрочной структуры, обеспечивающей высокую порозность аэрации почв.

ГЛАВА 7. ТЕПЛОФИЗИКА ПОЧВЫ

Тепло является одним из важных свойств, которое оказывает влияние на все процессы в почвах (химические, геохимические, биохимические, биологические). От величины температуры почв зависят не только характер протекающих в ней процессов, но и направленность и их интенсивность.

Чтобы каким-то образом управлять температурным (тепловым) режимом почв, необходимо знать их тепловые свойства, источники тепла, тепловые потоки. К тепловым свойствам почв относятся теплоемкость, теплопроводность, тепловой баланс и другие, на характеристики которых и остановимся.

7.1. Основные теплофизические характеристики

К теплофизическим характеристикам относят:

- теплоемкость;
- теплопроводность;
- температуропроводность;
- теплоиспускательная способность;
- теплообеспеченность.

Теплоемкость почвы или способность почвы поглощать тепло и, соответственно, нагреваться. Различают два вида теплоемкости почв:

- весовую;
- объемную.

Весовая теплоемкость выражается количеством тепла, затрачиваемого на нагревание 1 г почвы, на 1°C (кал/г на 1°).

Объемная теплоемкость выражается количеством тепла, затрачиваемого для нагревания 1 cm^3 почвы на 1°C (кал/ cm^3 на 1°).

Теплоемкость почв зависит от минералогического, гранулометрического состава твердой фазы, от количества органического вещества, а также от влажности. Например, весовая теплоемкость кварцевого песка составляет 0,196 кал/ cm^3 , а объемная в 2,5 раза больше – 0,517 кал/ cm^3 . Теплоемкость торфа, соответственно, 0,477 и 0,601 кал/ cm^3 .

Как весовая, так и объемная, теплоемкость воды равна 1 (единице). Весовая теплоемкость большинства минеральных почв, в абсолютно сухом состоянии, составляет 0,17–0,20 кал/г. При повышении влажности почв, их теплоемкость возрастает в 4–5 раз, до 0,70–0,80 кал/г. Но при этом прогреваются почвы значительно дольше по времени. Глинистые почвы отличаются повышенной влагоемкостью, и поэтому весной, будучи влажными, они медленно прогреваются, от чего их и называют холодными. Легкие (песчаные, супесчаные) почвы весной прогреваются быстрее. Поэтому их называют теп-

лыми. Более гумусированные почвы прогреваются лучше и являются более теплоемкими.

Теплопроводность почвы – это способность почвы проводить тепло. Она измеряется количеством тепла в калориях, которое проходит за 1 с через 1 см³ почвы. Тепло в почве передается всеми фазами почвы излучением от твердой частицы к твердой частице и конвекционной передачей тепла через газ и жидкость. Однако способность передавать тепло у тех тел разная. Поэтому разные почвы обладают разной степенью теплопроводности. Обусловлено это тем, что она зависит от химического и гранулометрического составов минеральной части почв, от влажности, от количества содержащегося воздуха, от плотности и температуры почвы. В разных почвах соотношение этих компонентов разное, поэтому и теплопроводность у них разная. Например, теплопроводность воздуха составляет 0,00006 кал на 1 см³/с, а у торфа и гранита она, соответственно, составляет 0,00027 и 0,0082.

Почвы, богатые гумусом и обладающие высокой порозностью аэрации в сухом состоянии очень плохо проводят тепло. Теплопроводность твердой фазы почв в 100 раз больше теплопроводности воздуха. Поэтому рыхлая почва менее теплопроводна, чем плотная. При повышении плотности на 0,5 г/см³ (с 1,1 до 1,6 г/см³), теплопроводность возрастает в 2–2,5 раза. При увеличении пористости в 2 раза (с 30 до 70%), теплопроводность уменьшается в 6 раз. Влажная почва более теплопроводна, чем сухая. При увеличении влажности почвы на 25% (с 0 до 25%), теплопроводность увеличивается в 5 раз. Для оценки процесса выравнивания температуры между различными генетическими горизонтами почвы, используют понятие температуропроводимость.

Температуропроводность определяется количеством тепла (температуры), пришедшего извне и прошедшего через 1 см³ почвы за 1 с, через поперечное сечение в 1 см³. Разность температуры при этом на расстоянии 1 см должна составлять 1°C.

Теплоиспускательная способность почвы – это способность почвы выделять тепловые лучи. Она зависит от состояния почвы, ее внешней поверхности, и степени увлажнения. Минеральные почвы, обладая большей теплопроводностью, также хорошо излучают тепло. Почвы богатые органическим веществом, например торфянистые, тепло излучают слабо. Влажные почвы, благодаря хорошей теплоиспускательной способности воды, излучают тепловых лучей значительно больше, чем сухие. Почвы с гладкой поверхностью отличаются меньшей теплоиспускательной способностью, чем почвы с шероховатой поверхностью. Основным показателем теплообеспеченности почв служит сумма активных температур (>100 C) в почве на глубине 20 см (табл. 15).

Таблица 15

Оценка степени теплообеспеченности почв (Димо, 1948)

Сумма активных температур почвы на глубине 0,2 м, С°	Степень теплообеспеченности почв	Сумма активных температур почвы на глубине 0,2 м, С°	Степень теплообеспеченности почв
0–400	Низкая	2100–2700	Выше средней
400–800	Весьма слабая	2700–3400	Хорошая
800–1200	Слабая	3400–4400	Весьма хорошая
1200–1600	Ниже средней	4400–5600	Высокая
1600–2100	Средняя	5600–7200	Весьма высокая

Теплообеспеченность почв основных почвенно-климатических зон России снижается с юга на север. Самая низкая она в таежно-лесной зоне, а весьма хорошая в зоне сухой степи, наилучшая – в зоне сухих и влажных субтропиков.

Температурный режим почвы оказывает непосредственное влияние на развитие растений. Особенno это сказывается на скорости роста корневых систем. Разные культуры требуют для прорастания семян неодинаковое количество тепла (табл. 16).

Таблица 16

Максимальные и оптимальные температуры почвы, необходимые для прорастания семян и появления всходов, С°

Культуры	Прорастание семян		Появление всходов	
	мин. t°	опт. t°	мин. t°	опт. t°
Клевер, люцерна, конопля	0–1	25–30	2–3	0
Рожь, пшеница, ячмень, горох, овес, тимофеевка	1–2	25–30	4–5	6–12
Свекла, гречиха, бобы, лен	3–4	37–45	6–7	12–15
Кукуруза, просо, соя	8–10	37–45	10–11	15–18
Рис, хлопчатник, арахис	12–14		14–15	18–22

Повышение температуры изменяет ряд свойств воды (вязкость и поверхностное натяжение), что увеличивает ее подвижность. При резком понижении температуры происходит конденсация водяных паров на поверхности почвы или на границе рыхлого и плотного ее слоев. Понижение температуры почвенной влаги приводит к повышению растворимости газов – углекислоты и кисло-

рода. Колебания температуры почвы улучшают газообмен в почве и состав почвенного воздуха. Промораживание почвы вызывает значительные изменения ее физико-химических свойств.

Для правильного районирования различных сельскохозяйственных культур, установления срока посева, регулирования теплового режима необходимо знать отношение растений к теплу. Повышение температуры изменяет ряд свойств воды (вязкость и поверхностное натяжение), что увеличивает её подвижность. При резком понижении температуры почвы происходит конденсация водяных паров на поверхности почвы или на границе рыхлого и плотного её слоев.

Понижение температуры почвенной влаги приводит к повышению растворимости газов O_2 углекислоты и кислорода.

Колебания температуры почвы улучшают газообмен в почве и состав почвенного воздуха. Промораживание почв вызывает значительные изменения ее физико-химических свойств.

7.2. Тепловой и температурный режимы. Источники тепла в почвах и трансформация солнечной энергии на поверхности почвы

Понятие «тепловой режим почв» отражает баланс тепла (с приходной и расходной статьями). Приходная статья включает поступившее в почву тепло, а расходная – его потерю. Основными источниками поступления тепла в почву, или его приходная статья, являются:

- лучистая энергия солнца;
- тепло, получаемое от воздуха;
- тепло, образующееся в результате разложения органических остатков;
- внутреннее тепло земного шара;
- тепло от радиоактивных процессов, происходящих в почве.

Из этих пяти источников тепловой энергии последние три настолько малы, что ими обычно пренебрегают. Количество тепла, получаемое почвой от воздуха в жарком климате (пустыни, тропики и субтропики), является заметной приходной статьей. В условиях boreального климата приход тепла из воздуха не играет существенной роли в тепловом балансе почв за исключением случаев вторжения теплых воздушных масс. Таким образом, наиболее важный источник – лучистая энергия солнца. Среднее количество тепла, поступающего на землю, составляет $1,946 \text{ кал}/\text{см}^2$ в минуту (солнечная постоянная), но количество солнечной энергии, поступающей на поверхность почвы, меньше вследствие рассеивания её атмосферой, а также отражения от земной поверхности. Лишь в верхнем тонком слое почвы происходит поглощение солнечной радиа-

ции и последующее нагревание и излучение. На деятельной поверхности возникают теплообменные процессы с приземным слоем воздуха и нижележащими слоями почвы. Слой, ограниченный сверху деятельной поверхностью, а снизу уровнем постоянных температур, то есть той границей, до которой уже не доходят тепловые волны, называют активным слоем.

7.3. Энергетический баланс почвы

Энергетический баланс почвы отражает различные запасы энергии – химической, биологической, гравитационной. Основным источником энергии является солнечная радиация, которая трансформируется в химическую энергию, последняя и накапливается в почве. Энергетический баланс почв складывается из статей прихода и расхода. Рассмотрим приходную часть, слагающуюся из радиационного баланса.

7.3.1. Радиационный баланс

Источником всех тепловых эффектов на деятельной поверхности является притекающая к ней прямая коротковолновая солнечная радиация (I_s). Согласно закону Вина, длина волн максимальной интенсивности излучения (λ^M) обратно пропорциональна абсолютной температуре и равна $2900/T$, так как на поверхности почвы температура около 6000 К, то его видимый световой диапазон включает $\lambda = 0,3 - 0,7$ мкм, диапазон инфракрасного излучения с длиной волн до 3 мкм и ультрафиолетового с $\lambda < 0,3$ мкм. Этот поток солнечной радиации определяется как количество тепла, приходящееся на единицу площади в единицу времени. В системе СИ его выражают в $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$, а в системе СГС – в $\text{кал} \cdot \text{мин}^{-1} \cdot \text{см}^{-2}$. Другая часть солнечной радиации, называемая рассеянной (I_a), притекает к деятельной поверхности после рассеяния молекулами газов, входящих в состав воздуха: пылинками, инородной примесью, ионами. Весь поток солнечной радиации ($I_s + I_a$), называемый суммарным потоком, складывается с приходящим из атмосферы длинноволновым излучением I_{Li} (это часть прямой солнечной радиации, поглощённой водяными парами: облаками, озоном, другими атмосферными газами, пылью).

Вся пришедшая радиация ($I_s + I_a + I_{Li}$) частично отражается от деятельной поверхности, а частично претерпевает излучение. Отражается преимущественно коротковолновая суммарная радиация. Часть отраженной коротковолновой радиации, отнесенная к величине поступившей на поверхность суммарной радиации, называют коэффициентом отражения, или альбедо (табл. 17).

Таблица 17

Величина альбедо различных поверхностей

Характер поверхности	Коэффициент отражения
Снег свежий	0,80 – 0,85
Песок влажный	0,09
Влажная пашня	0,05 – 0,14
Сухая степь	0,32
Поле зерновых культур	0,10 – 0,25

Так как температура поверхности почвы обычно порядка 300 К, испускаемое ею излучение имеет пик интенсивности при длинах волн около 10 мкм и распределение длин волн в диапазоне 5–30 мкм. Это область инфракрасного, или теплового, излучения. Эта длинноволновая радиация излучается деятельной поверхностью обратно в атмосферу в количестве I_{Le} и зависит от температуры поверхности почвы. Таким образом, приходной статьей энергии почв является суммарный поток солнечной радиации, который складывается из:

- коротковолновой солнечной радиации ;
- рассеянной радиации.

Расходной статьей являются:

- отражение коротковолновой радиации;
- излучение.

Радиационный баланс в дневное время составляет величину:

$$I_n = (I_s + I_a)(1 - a) + (I_{Li} - I_{Le}).$$

В ночное время $I_s = 0$ и $I_a = 0$, и весь радиационный баланс выражается формулой: $I_n = I_{Li} - I_{Le}$.

7.3.2. Тепловой баланс

Поступившая в почву и сохранившаяся в ней энергия в виде радиационной I_n трансформируется в тепло, которое расходуется на испарение в количестве L_E (произведение интенсивности испарения E и скрытой теплоты на единицу испарившейся воды) на процессы турбулентного теплообмена с приземным слоем воздуха Q_A . Оставшаяся часть I_n обеспечивает передачу тепла вглубь почвы в количестве Q_n . Таким образом, полный тепловой баланс на деятельной поверхности почвы можно выразить следующей формулой:

$$I_n = Q_n + Q_A + L_E.$$

Полный энергетический баланс на поверхности почвы, не покрытой растительностью, представляется в виде уравнения:

$$(I_s + I_a)(1 - a) + I_{Li} - I_{Le} - Q_n - Q_A - L_E = 0.$$

Принято все элементы энергетического баланса разделять на:

- положительные, если они направлены к поверхности;
- отрицательные, если они направлены вглубь почвы.

Каждая из величин, отраженных в формуле (In , LE , Q_A , Q_n), повсеместно на поверхности земного шара дважды в сутки (утром и вечером) проходит через ноль. Максимума достигает в полуденное время, минимум – ночью.

7.4. Световой режим

Световой режим почвы – совокупность поступлений и отдачи (отражение) света почвой. Основной источник света, падающий на землю – это лучистая энергия солнца. Световому режиму свойственны суточные и годичные циклы поступления на землю, которые носят характер периодичности (ночь – день). Поскольку источник световой и тепловой энергии, теплового и светового режима почв один тот же (лучистая энергия солнца), то больше внимания уделяли изучению теплового режима почвы, а световой режим недооценивался.

Лучистая энергия солнца, притекающая к поверхности почвы и взаимодействующая с ней, играет решающую роль в дифференциации пахотного слоя. Верхняя часть пахотного слоя более плодородна и биологически более активна, поскольку она подвергается воздействию такого мощного фактора, как солнечный свет. В опытах И.Б. Ревута и Л.Н. Абросимовой (1971) почва, облученная солнечным светом в течение 3 суток, содержала аммонийного азота в 2 раза больше, чем почва, находившаяся в темноте, и обеспечила больший урожай ячменя. В условиях разной интенсивности освещения в поле под пленками определяли дифференциацию пахотного слоя дерново-подзолистой почвы и южного чернозема. Дифференциацию устанавливали по урожаю и некоторым показателям биологической активностью. Под прозрачным укрытием наблюдается более резкая дифференциация по выделению CO_2 и особенно по отзывчивости нитрификаторов. Под прозрачными пленками в почве, как правило, накапливается больше нитратов, чем под черными.

Солнечный свет влияет на микроорганизмы, обитающие в почве и на процессы, протекающие в ней. С уменьшением длины света, падающего на поверхность почвы, возрастает численность почвенной микрофлоры. Наибольшее количество микроорганизмов наблюдается в почве при ее облучении ультрафиолетовыми лучами, наименьшее – в области красной радиации. Механизм действия солнечного света на микробиологическую активность различных почв еще не выяснен. Зона непосредственного проникновения солнечного света в почвенную толщу ограничена. Следовательно, воздействие света на почвенные процессы имеет сложный характер.

Среди компонентов почвы в верхнем пахотном слое, на которые можем воздействовать солнечный свет, прежде всего, гумусовые вещества, покрыва-

ющие пленками частицы твердой фазы. Следовательно, влияние солнечной радиации на почвенные процессы необходимо связать с влиянием света на органическое вещество почвы как основу почвенного плодородия. Разнокачественность гумуса пахотного и подпахотного горизонтов объясняется фотохимическим выцветанием его под влиянием ультрафиолетовых лучей солнечного света в верхнем слое почвы, не затененном или слабо затененном растительностью. Под влиянием ультрафиолетового света окрашенные органические вещества способны присоединять кислород даже в молекулярной форме. При этом происходит активированное светом окисление органических веществ, что называется выцветанием.

Выцветание почвенного гумуса под влиянием солнечного света прямо связано с биологической активностью и плодородием почв. В состав гумуса входят органические соединения, способные ингибировать деятельность почвенных ферментов. Ультрафиолетовые лучи солнечного света, падающего на поверхность почвы подобно метилированию в искусственных условиях, инактивируют ингибирующие вещества в составе гумуса, что повышает биологическую активность и плодородие почв. Такое фотометилирование изменяет количество наиболее характерных для гумусовых веществ почвы функциональных групп, что сказывается на коллоидно-химических свойствах гумуса. Именно под влиянием солнечного света в течение вегетационного периода происходит дифференциация пахотного слоя почв по коллоидно-химическим свойствам гумуса. Следовательно, солнечный свет – мощный фактор почвообразования и формирования плодородия почв. Однако роль солнечного света изучена еще недостаточно.

7.5. Регулирование теплового и светового режимов

Регулирование теплового и светового режимов почв ориентировано на улучшение условий жизни культурных растений. Оно направлено либо на увеличение притока тепла и света к поверхности почвы (северные районы), либо на уменьшение их (южные районы). По характеру действия приемы разделяются на: агротехнические, агромелиоративные, агрометеорологические. По направлению приемов регулирования теплового режима выделяют (по Воробьеву):

- лучшее использование основных и дополнительных источников тепла;
- сохранение и уменьшение расхода почвой тепла;
- устранение перегрева почвы.

К группе агротехнических приемов относятся способы обработки почвы: глубокое рыхление, прикатывание, гребневание, оставление стерни, мульчирование.

Агромелиоративные приемы включают: лесонасаждение, борьбу с засухой, орошение, осушение.

Агрометеорологические приемы направлены на: снижение излучения тепла из почвы, борьбу с заморозками и т.д.

Воздействие мелиоративных приемов на тепловой режим более устойчиво и радикально. Лесные полосы действуют комплексно на тепловой и водный режимы почв, способствуют накоплению снега на полях, сокращают сток талых вод, изменяют микроклимат местности, снижают скорость ветра в межполосном пространстве по сравнению с открытой местностью на 20–40%.

Орошение снижает отраженную радиацию на 20%. После полива также уменьшается излученная радиация. Все это увеличивает приход тепловой энергии к почве. Орошение увеличивает теплопроводность почвы, что способствует более равномерному ее прогреву и уменьшению температурных колебаний. Тепловой приток к поверхности почвы из воздуха значительно выше на орошаемых участках, где испарение больше. Мелиоративные приемы изменяют микрорельеф. На выровненных участках уменьшаются прогреваемость почвы и аэрация посевов, снижаются аккумуляция рассеянной радиации и конвективный теплообмен воздуха с почвой.

Применение больших доз органических удобрений способствует повышению температуры почвы.

Существенно влияет на тепловой режим глубина обработки почв. При глубокой пахоте создается резкая неоднородность почвы на глубине: изменяются плотность и влажность, общая пористость и пористость аэрации. А это оказывает влияние на изменение теплопроводности.

Прикатывание почв может вызвать повышение ее среднесуточной температуры на 3–5⁰ С в 10-сантиметровом слое, залегающем ниже уплотненной прослойки. Это объясняется более высокой теплопроводностью уплотненного слоя. Температуру почвы изменяет и мульчирование поверхности. Мульчирующее покрытие меняет отражательный и излучательный элементы радиационного баланса, то есть альбено и константы излучения поверхности почвы. Черная мульча уменьшает альбено почвы на 10–15%. Это приводит к снижению отражательной способности и нагреванию почвы. Вместе с тем изменяются испарение, теплоаккумуляция и т.д. Белая мульча служит средством снижения избыточного нагревания почвы. При нарезке гребней на поверхности почвы повышается температура. На гребне в течение дня температура почвы выше на 3–5⁰ С, чем на выровненных участках. Умелое регулирование теплового и светового режимов почв способствует воспроизведению почвенного плодородия и существенно повышает урожайность сельскохозяйственных культур.

ГЛАВА 8. МЕХАНИКА ПОЧВ

8.1. Технологические характеристики почв

В понятие «технологическая характеристика почв» входят такие показатели: спелость почвы, удельное сопротивление почвы, усадка, уплотнение почвы. Эти показатели отражают агрономическое и агротехническое состояние пахотных почв и играют большое технологическое и экономическое значение при их эксплуатации. Коротко рассмотрим эти показатели.

8.1.1. Спелость почвы

Основные физические, физико-механические и водные показатели почвы в совокупности определяют состояние ее и пригодность к механической обработке. Состояние почвы, при котором в процессе механической обработки она хорошо крошится и не прилипает к орудиям обработки, характеризуется физической спелостью, то есть при таком состоянии почва физически спелая, созревшая и пригодна для качественной механической обработки. За пределами физической спелости почва обрабатывается плохо, процесс обработки требует большего тягового усилия, времени и средств. Физическая спелость почв определяется гранулометрическим составом, структурой, содержанием гумуса и воды в почве. Оптимальная влажность при обработке тяжелых почв составляет 50% полевой влагоемкости. С уменьшением содержания в почве глинистых фракций утрачивает свое значение и влажность почв. При этом расширяются верхняя и нижняя границы влажности для пригодности почвы к обработке. Оптимальные сроки обработки почв увеличиваются. Если тяжелые глинистые почвы имеют незначительный период готовности к обработке, исчисляемый минутами или часами, то с облегчением гранулометрического состава (в связи с расширением границ влажности для пригодности к обработке) этот период удлиняется до нескольких дней (табл. 18).

В практике сельского хозяйства о наступлении физической спелости почв судят по их влажности, а также по «посерению» гребней и по способности смятой в руке и брошенной с высоты 1–1,5 метра почвы распадаться на отдельные комочки.

8.1.2. Удельное сопротивление почвы

Усилие, затрачиваемое на осуществление технологических процессов (подрезание пласта, оборачивание его) и преодоление при обработке почвы трения её о рабочую поверхность почвообрабатывающих орудий, называется удельным сопротивлением почвы. Выражается в $\text{кг}/\text{см}^2$.

Удельное сопротивление зависит от гранулометрического состава, физико-химических свойств, влажности и агрохимического состава и изменяется от 0,2 до 1,2 кг/см². Эта величина сильно зависит от агротехнического фона. На целинных и старозалежных почвах удельное сопротивление на 45–50% выше, чем на старопахотных. На полях, засоренных корневищными сорняками, удельное сопротивление возрастает.

Таблица 18

Граница полевой влажности (%) для определения пригодности к обработке различных типов почв

Почвы	Пригодная для обработки граница влажности		Агротехнически допустимая влажность
	нижняя, глыбообразная	верхняя, залипания	
Дерново- подзолистые	11	22	12–21
Серые лесные	14	24	15–23
Черноземы	13	25	15–24
Каштановые	12	24	13–23
Каштаново-солонцеватые	12	21	13–20

8.2. Усадка и уплотнение почв, их влияние на урожай сельскохозяйственных культур

8.2.1 .Усадка

Усадкой называется уменьшение объема почвы при высыхании. Она зависит от гранулометрического, минералогического и химического составов почв. Чем больше набухание, тем больше усадка. Измеряется в объемных процентах по отношению к исходному объему: $V_{yc} = (V_1 - V_2) * 100 / V_1$,

где V_{yc} – % усадки от исходного объема; V_1 – объем влажной почвы: V_2 – объем сухой почвы.

8.2.2 Плотность и уплотнение почвы

Плотность почвы – это масса абсолютно сухой почвы, находящейся в естественном состоянии в единице объема. Измеряется в г/см³ и составляет от 0,9 до 1,8 в минеральных почвах, от 0,15 до 0,40 в торфяно-болотных. Плотность – важное условие высокой продуктивности сельскохозяйственных растений. Вред избыточного уплотнения проявляется в повышенном сопротивлении почвы проникновению вглубь ее профиля растущих корней растений в резуль-

тате увеличения объемной массы, снижения общей и теплового режимов, снижения биологической активности почвы, нарушения оптимальных условий жизни растений.

При уплотнении почвы уменьшается не только общий объем пор, но и их размер; корневые же волоски не могут расти, если поры имеют размер 10 мкм. По данным И.Б. Ревута (1972), при увеличении плотности тяжелосуглинистого чернозема с 1 до 1,6 г/см³ содержание его пор размером более 60 мкм уменьшалось с 18,3 до 1,1 %. Уплотненная почва плохо впитывает и фильтрует влагу, что способствует усилению поверхностного стока, создает предпосылки для засухи. Водопроницаемость пахотного слоя неуплотненной почвы (чернозем обыкновенный) составляла 0,3–1,13 мм/мин, а уплотненной – снижалась до 0,009–0,012 мм/мин. Как следствие, урожайность на уплотненной почве снижалась по сравнению с неуплотненной: для ржи на 0,1–0,6 т/га, озимой пшеницы 0,15–0,76, ярового ячменя 0,21–0,59 т/га. На уплотненной почве длина корней и их масса меньше. Переуплотнение почвы приводит к увеличению сопротивления обработки почвы на 12–25%. При обработке почвы сельскохозяйственными машинами, орудиями (плуг) происходит пластичное деформирование почвы, сильное уплотнение. Состояние почвы при этом практические необратимо, то есть оно не может быть устранено или изменено в короткий срок приемами обработки. Только длительное воздействие природных сил (набухание и сжатие, образование морозных трещин) может постепенно восстановить нарушенную структуру почвы.

Основные одинаково эффективные во всех регионах меры по предотвращению переуплотнения почвы и борьба с ним следующие:

1. Минимализация обработки почвы, совмещение операций, уменьшение глубины рыхления, увеличение ширины захвата агрегатов.
2. Выполнение всех работ по возделыванию сельскохозяйственных культур при физической спелости почвы – влажности ее в пределах 20–22%.
3. Ограничение применения на полевых работах колесных тракторов типа К-700. Преимущественное использование гусеничных тракторов на тяжелых почвах.
4. Исключение проходов сельскохозяйственных агрегатов по полю без надобности.
5. Заправка агрегатов семенами, удобрениями, пестицидами, горючим и смазочными материалами только у края поля, на дорогах.
6. Применение технологической колеи в целях упорядочения движения агрегатов по полю.

7. Рыхление и заравнивание следов от колес тракторов и сельскохозяйственных машин.

8. Применение расширителей тракторной колеи.

9. Соблюдение рекомендованного удельного давления ходовых систем на почву: $0,8\text{--}1,0 \text{ кг}/\text{см}^2$ при основной обработке; $0,4\text{--}0,6 \text{ кг}/\text{см}^2$ при посеве и междурядных обработках.

10. Разрушение плужной подошвы, подпахотное рыхление на глубину 30–40 см.

11. Применение чизелей, не формирующих плужную подошву.

12. Внесение органических удобрений.

13. Мульчирование поверхности почв.

14. Повышение культуры земледелия.

Существуют и узкорегиональные меры, отражающие специфические условия: соблюдение режимов полива, исключение переувлажнения и пересыхания почвы в условиях орошающего земледелия, прямой посев промежуточных культур при продолжительном послеуборочном периоде. Все эти меры обеспечивают сохранение оптимального агрофизического состояния корнеобитаемого слоя и повышение продуктивности пашни на 10–15%.

8.3. Мероприятия по сохранению почвенной структуры

Проблема улучшения физико-механических свойств почв одна из главных в земледелии. Приемы регулирования физико-механических свойств и восстановления почвенной структуры объединяют в три большие группы:

1) механические;

2) химические;

3) биологические.

Приемы первой группы включают интенсивную механическую обработку почвы, почвоуглубление, щелевание и т. д. Однако действие этих приемов кратковременно и поэтому необходимо систематическое и многократное их применение. А это способствует увеличению доли илистых фракций в структуре почв и снижает водопрочность. Следовательно, механические приемы, улучшая почвенные условия роста и развития растений в момент их применения, обусловливают ухудшение их в перспективе.

Приемы второй группы – химические, включают использование для улучшения структуры и физико-механических свойств почвы различных химических веществ – структуроулучшателей: kleящие вещества – гуминовые кислоты, торфяной клей, препараты К-4, К-6, ПАА, ПАН и др. При этом повышается коэффициент структурности почвы. Использование их перспективно, од-

нако в настоящее время пока нет высокоэффективных препаратов. В эту группу относятся и такие приемы как известкование кислых почв и гипсование солонцов. В результате известкования почва становится более структурной, увеличивается водопроницаемость и уменьшается плотность. Гипсированием устраняется щелочная реакция солонцовых почв, улучшаются их физические свойства и структура. Твердость и сопротивление при обработке, липкость и другие физико-механические свойства в результате замещения поглощенного натрия кальцием становятся более благоприятными в агрономическом отношении.

Третья группа – биологические приемы, направленные на повышение содержания органического вещества (гумуса) в почве. Эти приемы универсальны и долговечны. С увеличением содержания гумуса в почве улучшаются не только физико-механические и химические свойства, но и все почвенные режимы: пищевой, водный, воздушный. С повышением содержания гумуса в почве уменьшается ее плотность и повышается устойчивость к деформаторам различного типа. При содержании гумуса 3,7% плотность почвы устанавливается на уровне оптимальной величины. Такие почвы даже после принудительного уплотнения способны к разуплотнению под действием естественных факторов (увлажнение, замораживание, высушивание) и не требуют рыхления с целью регулирования физических свойств. Почвы с содержанием гумуса менее 3,7% после принудительного уплотнения не восстанавливают исходной плотности. На них необходима механическая обработка для регулирования физико-механических свойств. К биологическим приемам относятся: совершенствование севооборотов, включающее увеличение доли многолетних трав в структуре посевных площадей; применение сидеральных культур; увеличение объема вносимых органических удобрений; оптимизация обработки почв, направленная на уменьшение интенсивности и глубины рыхления.

ЛАБОРАТОРНЫЕ РАБОТЫ

Лабораторная работа № 1

Подготовка образцов почвы к анализам

Образцы, доставленные в лабораторию, должны быть немедленно доведены до воздушно-сухого состояния. Хранение сырых образцов не допускается, так как под влиянием микробиологических процессов изменяются свойства почвы. Большинство анализов проводят с воздушно-сухими образцами, растертыми и просеянными через сито с отверстиями 1 мм. Для просушки образец рассыпают тонким слоем на большом листе плотной бумаги, пинцетом удаляют корни и другие растительные остатки и оставляют на 2 – 3 дня. Высушенный образец делят по диагоналям на четыре части. Две противоположные части берут для растирания, а две другие сохраняют в неизменном состоянии. Почву растирают в ступке резиновым пестиком и просеивают через сито с отверстиями 1 мм. Растирание и просеивание повторяют до тех пор, пока на сите не останутся лишь твердые каменистые частицы крупнее 1 мм (скелет почвы). Просеянную через сито почву помещают в пакет и подписывают.

Лабораторная работа № 2

Определение влажности почв

Гигроскопическая влажность – влажность грунта в воздушно-сухом состоянии, т.е. в состоянии равновесия с влажностью и температурой окружающего воздуха. Для определения влажности фунта необходимо иметь следующее: аналитические весы; металлические или стеклянные стаканчики с крышками (бюксы); эксикатор с хлористым кальцием; сушильный шкаф; журнал.

1. Взвесить пустой бюкс с крышкой (масса пустого бюкса – m_1);
2. Заполнить бюкс почвой до половины. Пробу грунта в закрытом стаканчике взвешивают (масса бюкса с сырой почвой – m_2).
3. Стаканчик открывают и с крышкой помещают в нагретый сушильный шкаф.

Грунт высушивают до постоянной массы при температуре $(105\pm2)^\circ\text{C}$. Песчаные грунты высушивают в течение 3 ч, а остальные – в течение 5 ч. Последующее высушивание песчаных грунтов производят в течение часа, а остальных – в течение 2 часов. После каждого высушивания грунт со стаканчиком охлаждают в эксикаторе с хлористым кальцием до температуры помещения и взвешивают.

4. Высушивание производят до получения разности масс грунта со стаканчиком при двух последующих взвешиваниях не более 0,01г (масса бюкса с высушенной почвой – m_3).

Гигроскопическая влажность

Название почвенного образца	№ бюкса	Масса пустого бюкса m_1	Масса бюкса с сырой почвой m_2	Масса бюкса с высушенной почвой m_3	Масса сырой почвы	Масса сухой почвы	Масса воды	% ГВ	$K_{\Gamma B}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Расчеты:

$$6 = 4 - 3$$

$$7 = 5 - 3$$

$$8 = 6 - 7$$

$$\Gamma B \% = (8 * 100) / 7$$

$$K_{\Gamma B} = \frac{100}{100 + \Gamma B \%} = \frac{100}{100 + \Gamma B \%}$$

Лабораторная работа № 3

*Определение плотности твердой фазы почв пикнометрическим методом
(удельный вес)*

Этот метод основан на использовании сосуда с точно известным объемом – пикнометра. Обычно это мерные колбы объемом 100 мл с нанесенной на узком горле риской точного объема. Точно определить объем пикнометра – одна из важнейших операций анализа. Его определяют, заполняя пикнометр дистиллированной водой. Взвешивая сухой пикнометр и пикнометр с водой можно определить его объем как разность масс, деленную на плотность воды, взятую из таблиц с учетом температуры. Затем в пикнометр берут навеску 10 г. растертоей и отсеянной через сито 1 мм почвы и взвешивают. Заливают дистиллированной водой в количестве, чтобы поверхность почвы была покрыта слоем воды 3–5 мм. Пикнометр с полученной почвенной суспензией оставляют на 10–12 часов для полного смачивания. Затем доливают водой до 1/3 объема пикнометра и кипятят суспензию 1 час. В течении часа колбу необходимо помешивать каждые 5–10 минут, чтобы предотвратить пригорание почвы. После этого пикнометр необходимо охладить и долить до метки. Поставить на 15 минут в кристаллизатор. Взвешивают, получая массу пикнометра с почвой и долитой водой. Полученные данные заносят в журнал.

Плотность тв. фазы почв (удельный вес), $\text{г}/\text{см}^3$

Название почвенного образца	Масса возд.-сухой почвы	$K_{\Gamma B}$	Масса абсолютно сухой почвы А	Масса пикнометра с водой В	Масса пикнометра с водой и почвой С	Плотность почвы
-----------------------------	-------------------------	----------------	-------------------------------	----------------------------	-------------------------------------	-----------------

Расчеты:

$$d = \frac{A}{(B+A) - C(B+A) - C}$$

A= Кгв* гр. почвы используемые в анализе

Лабораторная работа № 4

Определение плотности сложения почв методом парафинирования (объемный вес)

Метод фиксирования почвенных образцов парафином известен давно и его применяли в своих исследованиях многие ученые. Рекомендуется использовать перегретый парафин, который благодаря жидкому состоянию может, вытесняя воздух, проникать внутрь агрегата и при охлаждении не дает пленки на поверхности образца.

Рядом исследователей установлена зависимость порозности агрегата от его размера: с уменьшением размера агрегата уменьшается его порозность. Соответственно этому рекомендуется отдельно определять порозность крупных и мелких агрегатов.

Вырезают образец грунта объемом не менее 30 см с ненарушенной структурой и естественной влажностью; придают ему окружную форму, срезая острые выступающие части. Образец обвязывают прочной тонкой нитью со свободным концом длиной не менее 15–20 см, имеющим петлю для подвешивания к серьеge весов. Расплавляют в сосуде парафин и нагревают до температуры 57–60°C. Обвязанный нитью образец грунта взвешивают на технических весах, т, г. Образец фунта покрывают парафиновой оболочкой, погружая его на 2–3 секунды в нагретый парафин. При этом если на поверхности парафиновой оболочки появляются пузырьки воздуха, их удаляют и заглаживают эти места. Эту операцию повторяют до образования плотной парафиновой оболочки, толщиной 0,5–1,0 мм. Покрытый парафином грунт охлаждают и взвешивают на технических весах, W/, г. Затем парафинированный образец взвешивают в сосуде с водой (t2). Для этого над чашей весов устанавливают подставку для сосуда с водой так, чтобы исключить ее касание к чаше весов. К серьеge коромысла весов подвешивают образец и опускают его в сосуд с водой. Объем сосуда и длина нити должны обеспечить полное погружение образца в воду. При этом он не должен касаться дна и стенок сосуда. Взвешенный образец вынимают из воды, промокают фильтрованной бумагой и повторно взвешивают в воздухе, чтобы убедиться в том, что вода не прошла в грунт. Если при этом обнаруживается приращение массы образца более чем на 0,02 г по сравнению с массой, то образец должен быть забракован, а испытание необходимо повторить с другим образцом.

Лабораторная работа № 5

*Определение гранулометрического состава почв методом
H.A. Качинского*

Под гранулометрическим (механическим – устар.) составом почв и почвообразующих пород понимают относительное содержание в почве элементарных почвенных частиц (ЭПЧ) различного диаметра независимо от их минералогического и химического состава. Гранулометрический состав выражается, прежде всего, в виде массовых процентов фракций гранулометрических частиц различного размера.

Обработка почвы 10%-ным раствором HCl осуществлялась для удаления карбонатов, диспергация NaOH, добавляемого в соответствии с емкостью обмена, кипячение суспензии с обратным холодильником для достижения наиболее полной диспергации и разделения на ЭПЧ. Вследствие применения кислоты и щелочи для химической диспергации почвы этот метод получил название кислотно-щелочной. Механическое воздействие на почвенную пасту в случае кислотно-щелочного метода осуществляется на этапе кипячения. В пирофосфатном методе паста после добавления пирофосфата натрия тщательно и долго растирается, либо подготовленная суспензия подвергается ультразвуковому воздействию. Это механическое воздействие гарантирует отделения ЭПЧ друг от друга, их поведение как отдельных самостоятельных частиц.

Только после этапа механического разделения осуществляется определение содержания частиц того или иного размера, т.е. собственно определение гранулометрического состава. Есть два, на данный момент, основных способа определения содержания частиц разного диаметра: 1) способы, основанные на законе Стокса и 2) лазерно-дифрактометрический способ.

Закон Стокса функционально связывает радиус частицы и ее равномерную скорость падения в жидкости известной вязкости и плотности при известной плотности твердой фазы самой частицы:

$$v = \frac{2}{9} \cdot \frac{r^2 g (\rho_s - \rho_w)}{\eta}$$

где v – скорость падения твердофазных частиц в жидкости, r – радиус частиц, g – ускорение свободного падения, ρ_s и ρ_w – плотности твердой фазы почвы и воды, η – динамическая вязкость. Учитывая, что $v=l/t$, т.е. расстояние на время (t), то можно точно рассчитать глубину, на которой окажутся частицы определенного радиуса через определенное время.

Далее с этой глубины в расчетное время надо отобрать пробу суспензии с частицами меньше (равного) заданного радиуса (диаметра). По прошествии некоторого времени с этой же глубины уже можно отобрать пробу с частицами

еще меньших радиусов. Расчет разницы между концентрацией частиц в первой и второй пробах даст концентрацию частиц определенного диапазона радиусов (диаметров), то есть концентрацию некоторой фракции гранулометрических элементов. Зная объем сосуда, в котором происходит осаждение и объем пробы, по концентрации суспензии не представляет труда рассчитать и содержание фракции в навеске почвы. Задавая размеры частиц и глубины отбора проб, рассчитывая по формуле Стокса время отбора и отбирая пробы, можно определить содержания заданных по диаметру частиц фракций ЭПЧ, т.е. определить гранулометрический состав почв.

Отбор проб осуществляют с помощью специальной пипетки, конструкцию которой разрабатывали и усовершенствовали физики почв во многих странах мира. Поэтому она и носит название «Пипетка Качинского-Робинсона-Кёхля».

Впрочем, не обязательно отбирать пробы суспензии. Можно использовать и другой принцип: измерять изменение плотности суспензии по мере осаждения частиц разной крупности. Изменение плотности также будет подчиняться закону Стокса, т.к. сначала понижение плотности суспензии будет происходить за счет выпадения самых крупных частиц, затем – все более мелких.

Навеску почвы (для песчаных почв – 20 г, для суглинистых – 10 г) взвешивают на аналитических весах (желательно с точностью до 0,0001 г, но не ниже 0,001 г) и помещают в фарфоровую ступку. Наливают в стеклянный стаканчик на 50 – 100 мл строго 25 мл 4%-ного пирофосфата натрия. Из него по каплям выливают около 10 мл раствора пирофосфата натрия в фарфоровую ступку с почвой, энергично растирая почву резиновым наконечником пестика в течение 15 мин до образования пасты. Паста не должна быть слишком густой. В пасту доливают оставшийся пирофосфат (около 15 мм) и растирают до состояния однородной массы. Затем добавляют воду до половины объема ступки и оставляют на 10 мин. Готовят чистый литровый цилиндр, в который сверху устанавливают большую (диам. около 15 см) стеклянную воронку, в воронку кладут сито с ячейкой 0,25 мм. Суспензию переносят в стеклянный литровый цилиндр, фильтруя через сито с ячейкой 0,25 мм (сначала оттирают пестик с резиновым наконечником стеклянной палочкой от прилипшей почвы над ступкой, а затем смывают оставшуюся на нем почву водой из промывалки в сито, установленное в воронку). Обмывают ступку дистиллированной водой над ситом, слегка растирая пальцем возможно оставшиеся на сите комочки почвы, промывают сито дистиллированной водой.

Готовят тарированные бюксы на 50 мл (5 шт.). Операция тарировки бюкса состоит в его протирании, сушке при 105°C в течение 6 часов, взвешивании

на аналитических весах. После сушки бюкс охлаждают в эксикаторе и взвешивают на аналитических весах. Затем повторно сушат при 105°C в течение 2 часов, взвешивают. Отличия в весе при повторных взвешиваниях не должны превышать 0,002 г. Если это условие выполнено, бюкс считается доведенным до постоянного веса – оттарированным.

Оставшиеся на сите гранулометрические частицы >0,25 мм с помощью промывалки с дистиллированной водой переносят в стеклянный предварительно тарированный бюкс. Бюкс с частицами выпаривают на песчаной бане, затем сушат в термостате (6 часов при 105°C). После чего охлаждают в эксикаторе и взвешивают на аналитических весах. На основании массы полученной фракции >0.25 мм рассчитывают ее процентное содержание.

Перенесенную в цилиндр суспензию доводят дистиллированной водой до 1 литра. Закончен 1-й этап гранулометрического анализа. Перед последующей операцией отбора проб (2-й этап) следует уточнить глубины и время отбора проб суспензии. Практически удобными можно считать следующие глубины погружения пипетки для отбора проб: <0,05 мм – 25 см, <0,01 мм – 10 см, <0,005 мм – 10 см, <0,001 мм – 7 см. Сроки взятия проб зависят от температуры суспензии и плотности твердой фазы почвы. Для измерения температуры в отдельный цилиндр с дистиллированной водой помещают термометр (этот цилиндр стоит в лаборатории в течение всего анализа). Для определения времени отбора проб используют значения плотности твердой фазы, измеренные пикнометрически или средние данные плотности твердой фазы различных зональных почв.

Интервалы времени взятия проб при гранулометрическом анализе в зависимости от температуры и плотности твердой фазы почвы

Диаметр частиц (мм) меньше	Плотность твердой фазы, г/см ³	Глубина взятия проб, см	Температура, °C							
			12,5	15	17,5	20	22,5	25	27,5	30
1	2,40	25	159''	149''	140''	132''	124''	117''	111''	105''
0,05		10	26'31''	24'51''	23'20''	21'59''	20'41''	19'33''	18'27''	17'28''
0,01		10	1446'05''	1439'27''	1433'19''	1427'54''	1422'45''	1418'13''	1413'49''	1409'55''
0,005		7	30456'16''	29400'00''	27412'51''	25428'20''	24408'23''	22448'31''	21431'48''	20423'11''
0,001										
0,05	2,45	25	154''	144''	135''	127''	120''	113''	107''	101''
0,01		10	25'36''	24'00''	22'31''	21'13''	19'59''	18'53''	17'49''	16'52''
0,005		10	1442'23''	1436'00''	1430'05''	1424'53''	1419'54''	1415'31''	1411'15''	1407'29''
0,001		7	29452'23''	28400'06''	26416'35''	24445'15''	23418'23''	22401'15''	20447'14''	19441'05''
0,05	2,50	25	148''	139''	131''	123''	116''	109''	103''	98''
0,01		10	24'45''	23'12''	21'46''	20'31''	19'19''	18'15''	17'13''	16'19''
0,005		10	1438'58''	1432'48''	1427'05''	1422'01''	1417'14''	1412'58''	1408'52''	1405'14''
0,001		7	28455'30''	27403'59''	25426'04''	23455'43''	22431'52''	21417'17''	20405'36''	19401'40''
0,05	2,55	25	144''	135''	127''	119''	111''	106''	100''	95''
0,01		10	23'57''	22'27''	21'04''	19'51''	18'41''	17'39''	16'40''	15'47''
0,005		10	1435'47''	1429'48''	1424'16''	1419'24''	1414'44''	1410'37''	1406'40''	1403'08''
0,001		7	27456'44''	26411'41''	24436'36''	23409'23''	21448'13''	20436'00''	19426'47''	18424'54''

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
0,05	2,60	25	139''	130''	122''	115''	109''	103''	97''	92''
0,01		10	23'12''	21'45''	20'25''	19'14''	18'06''	17'06''	16'09''	15'17''
0,005		10	1432'48''	1426'59''	1421'37''	1416'55''	1412'24''	1408'25''	1404'34''	1401'10''
0,001		7	27404'12''	25422'28''	23448'41''	22425'57''	21407'17''	19457'26''	18450'16''	17450'20''
0,05	2,65	25	135''	127''	119''	112''	105''	100''	94''	89''
0,01		10	22'30''	21'06''	19'48''	18'39''	17'33''	16'35''	15'39''	14'50''
0,005		10	1430'00''	1424'21''	1419'08''	1414'34''	1410'12''	1406'21''	1402'38''	59'19''
0,001		7	26415'05''	24436'25''	23405'26''	21445'09''	20428'59''	19421'13''	18416'05''	17417'52''
0,05	2,70	25	131''	123''	115''	109''	102''	97''	91''	86''
0,01		10	21'50''	20'28''	19'13''	18'06''	17'02''	16'06''	15'12''	14'23''
0,005		10	1427'21''	1421'54''	1416'50''	1412'24''	1408'10''	1404'24''	1400'47''	57'34''
0,001		7	25428'51''	23453'05''	22424'42''	21406'44''	19452'47''	18448'40''	17443'48''	16447'24''
0,05	2,75	25	127''	119''	112''	105''	99''	94''	89''	84''
0,01		10	21'13''	19'53''	18'40''	17'35''	16'33''	15'38''	14'46''	13'59''
0,005		10	1424'52''	1419'33''	1414'38''	1410'19''	1406'13''	1402'34''	59'04''	55'56''
0,001		7	24445'04''	23412'02''	21446'19''	20430'32''	19418'40''	18414'51''	17413'27''	16418'35''
0,05	2,80	25	124''	116''	109''	103''	97''	91''	86''	82''
0,01		10	20'39''	19'20''	18'09''	17'06''	16'06''	15'12''	14'21''	13'35''
0,005		10	1422'30''	1417'20''	1412'34''	1408'22''	1404'22''	1400'50''	57'25''	54'22''
0,001		7	24403'54''	22433'26''	21407'03''	19456'28''	18440'34''	17444'23''	16444'42''	15451'22''

1. Определение фракции 1 – 0,25 мм при гранулометрическом анализе

Горизонт, глубина см	№ бюкса	M пустого бюкса	M бюкса с частицами	M частиц	Содержание частиц в %	K гв
1	2	3	4	5	6	7

Расчеты:

$$5 = 4-3$$

$$6 = \frac{5}{A} * 100 * \frac{5}{A} * 100, A = K_{\text{гв}} * \text{гр. почвы, используемые в анализе}$$

2. Отбор и нахождение всех оставшихся фракций при гранулометрическом анализе

Фракции	Гори- зонт, глуби- на, см	№ бюкса	m пустого бюкса, гр	m бюкса с части- цами, гр	m час- тиц, гр	Время		Содер- дер- жание час- тиц, в %	K гв	Плот- ность тв. фазы г/см ³
						взбал- ты ва ния	от бо ра			
0,05										2,45
0,01										
0,005										
0,001										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Расчеты:

$$6 = 5-4$$

$$9 = \frac{6*100*1000}{25*A}, A = K_{\text{гв}} * \text{гр. почвы используемые в анализе}$$

3. Итоговая сводная таблица содержания всех фракций при гранулометрическом анализе

Горизонт, глубина, см	Содержание всех фракций %						>0,01, физи- ческий песок	<0,01, физи- ческая глина	Название по. Качин- ско му
	1-0,25 мм	0,25-0,05 мм	0,05-0,01 мм	0,01- 0,005 мм	0,005- 0,001 мм	Менее 0,001 мм			
	>0,01, физический песок						<0,01, физическая глина		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Фракция 1–0,25 % = взять данные о % содержании частиц из таблицы № 1 гранулометрического состава;

Все остальные фракции, находим в таблице № 2 гранулометрического состава:

- 4 = фракции 0,05–0,01;
- 5 = фракция 0,01–0,005;
- 6 = фракция 0,005–0,001;
- 7 = записать фракцию 0,001.

Работаем с таблицей № 3 гранулометрического состава и находим столбик № 3:

$$3 = 100 - (2+4+5+6+7);$$

Находим физический песок и физическую глину (столбики № 8 и 9):

$$\begin{aligned} 8 &= 2+3+4; \\ 9 &= 5+6+7. \end{aligned}$$

Сумма № 8 и 9 не должна превышать 100 %.

Лабораторная работа № 6

Определение гранулометрического состава донных осадков и песков

Определение крупности песков – важная задача для будущего строительства, так как от этого показателя зависит несущая способность грунтов основания. Чем крупнее состав фракций песчаных грунтов, тем больше его несущая способность.

Пылеватые и мелкие пески, насыщенные водой, при низкой плотности сложения являются плавунами. Наличие таких грунтов в основании фундамента проектируемого сооружения зачастую приводит к неравномерным осадкам здания или сооружения, возникновению и развитию трещин как в основании фундаментов, так и в стенах сооружения.

Поэтому изучение гранулометрического состава песчаных грунтов необходимая операция для проектирования будущего строительства зданий и сооружений.

Образец песка, 100 грамм, просеивают через сита с отверстиями: 10; 5; 2,5; 1,0; 0,5; 0,25; 0,10 миллиметров, разделяя на фракции. Потом каждую фракцию отдельно взвешивают и по процентному соотношению частиц пески разделяют на гравелистые, крупные, средней крупности, мелкие и пылеватые. Также в определение физических характеристик песчаных грунтов входит определение влажности, удельного и объемного веса, и плотности.

Лабораторная работа № 7

Определение микроагрегатного состава почв методом Н.А. Качинского

Микроагрегатный анализ почв, отражая степень прочности связей между ЭПЧ, указывает на соотношение выделенных фракций, что дает возможность судить о формировании микроструктуры порового пространства. Состав и свойства выделенных фракций, прежде всего соотношение в них агрегированных и неагрегированных частиц, также непосредственно оказывают влияние на физическое состояние макроструктуры.

10–15 г почвы (большую навеску берут при легком механическом составе почвы), пропущенной через сито с ячейками в 1 мм, помещают в емкость 750 мл. При взятии навески следует обратить особое внимание на отбор действительно средней пробы. В склянки вливают по 250 мл дистиллированной воды и оставляют почву размокать 24 часа. После этого закрытые резиновыми пробками склянки помещают на прибор для взбалтывания, где они подвергаются интенсивному встряхиванию в течение 2 час. Содержимое склянок переносят через сито с отверстиями в 0,25 мм в литровые цилиндры и затем пипетируют точно так же, как при гранулометрическом анализе.

При учете результатов микроагрегатного анализа по Н.А. Качинскому скорость падения микроагрегатов принимают такой же как для элементарных частиц.

Сопоставляя данные микроагрегатного и гранулометрического анализов, судят об агрегированности почвы. Н.А. Качинский предложил для такой оценки вычислять «фактор дисперсности почвы», который отражает соотношение частиц менее 0,001 мм при микроагрегатном и механическом анализах.

Лабораторная работа № 8

Определение липкости почв по Н.А. Качинскому

Липкостью называют способность почвы прилипать к соприкасающимся с ней предметам. Она зависит от гранулометрического состава, структуры и влажности почвы и оказывает заметное влияние на качество выполнения полевых работ.

По Н.А. Качинскому оптимальная влажность почвы для ее обработки на 2–3 % меньше влажности начала прилипания почвы к металлу. Приборы и оборудование: прибор Охотина, алюминиевые чашки, сито с диаметром отверстий 1 мм, ложечки, пипетки, песок или мелкая дробь, полотенце.

Прибор представляет собой видоизмененные технические весы, левая чашка которых заменена стержнем с диском. На правую чашку весов помещен тигель для песка. Стержень с диском и чашка с тиглем уравновешены.

Ход определения. Для определения липкости берут 100 г воздушно-сухой почвы, просеянной через сито с диаметром отверстий 1 мм. Навеску помещают в фарфоровую чашку и доводят до определенной влажности, доливая к почве необходимое количество воды. Например, при гигроскопичности почвы 3,4 % необходимо определить липкость почвы при влажности 18 %. В этом случае к навеске почвы нужно долить 14,6 см³ воды, так как 3,4 см³ воды в почве уже имеется. Необходимо определять липкость при разных значениях влажности почвы, начиная с такой, при которой диск не будет прилипать к почве.

После доливания воды почву в чашке тщательно перемешивают до равномерного увлажнения, переносят ее в специальную чашку с ровным дном, поверхность выравнивают и прикладывают к ней диск. Отпустив арретир прибора, на диск кладут груз (гирю) для более полного соприкосновения его с почвой. Через минуту гирю снимают и в тигель осторожно насыпают песок до момента отрыва диска от почвы. Почву вновь переносят в фарфоровую чашку, доводят до необходимого увлажнения и определяют липкость.

Песок, пошедший на отрыв диска от почвы, взвешивают и рассчитывают липкость ($\text{г}/\text{см}^2$) путем деления массы песка на площадь диска. Результаты измерений при определении липкости почвы заносят в таблицу.

Лабораторная работа № 9

Определение границ пластичности почв. Расчет «числа пластичности»

Пластичностью называется свойство почвы деформироваться под влиянием нагрузки и оставаться в этом виде неопределенное долгое время сплошной массой. Пластичность почвы зависит от её гранулометрического и химического составов, количественного содержания влаги в почве. Наиболее сильно свойство пластичности проявляется у глинистых и суглинистых почв. Пластические свойства одной и той же почвы меняются в зависимости от содержания в ней влаги. Границами пластичности являются:

1) нижний предел текучести, когда два куска смоченной водой и размешенной в тесто почвы при повторном встряхивании постепенно сходятся в

нижнем своем крае. Почва при влажности, соответствующей границе текучести, обладает малым сцеплением;

2) вторая граница пластичности – предел раскатывания в проволоку. Характеризуется таким физическим состоянием почвы, когда размешенная с водой масса перестает раскатываться в нити и распадается на куски.

Метод определения нижней границы текучести

Две навески весом 25–30 г воздушно-сухой почвы, просеянной через сито в 1 мм, помещают в фарфоровые чашки диаметром 10–12 см. К почве из капельницы или бюретки приливают постепенно воду при постоянном помешивании почвы шпателем. Почва размещается в чашке ровным слоем толщиной в 1 см. Затем почва разделяется при помощи специального шпателя бороздкой в 0,5 см шириной на две равные части. Чашка с почвой несколько раз (до трех раз) ударяется об ладонь. Если разделенные части почвы сливаются в нижней части бороздки на высоту одного миллиметра, то считается, что найдена нижняя граница текучести. Если же бороздка не сливается или очень быстро сливается, то, в первом случае, добавляют, воду, а во втором – добавляют воздушно-сухую почву. Такое определение в каждой чашке производится 3–4 раза. Из каждой чашки некоторое количество почвы переносится в предварительно высушенные и взвешенные бюксы. Затем почва высушиивается в сушильном шкафу до постоянного веса. Содержание воды в почве вычисляют так же, как и при определении гигроскопической воды по формуле:

$$\Gamma B\% = (A - B) * 100 / (B - C),$$

где А – вес бюкса с сырой почвой, г; В – вес бюкса с сухой почвой, г; С – вес пустого бюкса, г.

Метод определения границы скатывания почвы в проволоку

К почве, оставшейся в чашке от предыдущего опыта (определение нижней границы текучести), небольшими порциями прибавляют воздушно-сухую просеянную почву при постоянном перемешивании и раскатывают пальцами в нити на стекле, при необходимости добавляя почву. Образующиеся нити раскатывают в длину. Когда нити начнут распадаться на кусочки, скатывание заканчивают и определяют влажность почвы так же, как и в предыдущем опыте. Зная величины влажности почвы, соответствующие нижней границе текучести и пределу скатывания в проволоку, находят число пластичности. Оно равно разности между границей текучести и пределом скатывания.

По числу пластичности грунты подразделяют на:

- 1) глины – с числом пластичности более 17;
- 2) суглинки – с числом пластичности 17–7;

- 3) супеси – от 7 до 0;
- 4) пески – непластичные (число пластичности 0).

Метод определения верхней границы текучести

К воздушно-сухой почве, просеянной через сито в 1 мм, добавляют (при постоянном помешивании) воду до тех пор, пока почва не превратится в вязко текучую массу в виде жидкой кашицы. Бороздку в этой почве делают стеклянной палочкой 0,5 см диаметром. Если бороздка сливается в течение 30 секунд, то верхняя граница текучести установлена. Влажность определяют как и в предыдущих опытах.

Метод определения границы клейкости

К почве, оставшейся от опыта по определению нижней границы текучести, добавляют при тщательном перемешивании просеянную через сито в 1 мм воздушно-сухую почву до тех пор, пока образующаяся масса перестанет прилипать к посторонним предметам (к металлическому шпателю). Количество влаги определяют, как в предыдущих опытах.

Лабораторная работа № 10

Оценка качества структуры почвы по результатам физико-механических анализов

Под агрономически ценной структурой понимаются почвенные агрегаты (комочки) с размером их диаметра крупнее 0,25 мм. Наилучший максимальный размер агрегатов должен составлять 7 мм, и не больше 10 мм. Эти агрегаты относятся к группе мезоагрегатов. Размер мезоагрегатов (10–0,25 мм) наиболее оптimalен для равномерной их упаковки, обеспечивающей не только сохранение влаги, но и почвенного воздуха. Почвенные мезоагрегаты должны быть прочными не только против механических воздействий, но и против воздействия воды, поэтому принято в почвоведении называть их водопрочными. Н.А. Качинский установил, что для создания крупных пор, обеспечивающих хорошую воздухоемкость и водоемкость, а также воздухопроницаемость и водопроницаемость, в суглинистых, увлажненных почвах, почвенные мезоагрегаты должны иметь размеры в пределах 7–10 мм. В почвах постоянно сухих (сухие зоны, где надо сохранять влагу) и хорошо аэрируемых – размеры почвенных агрегатов могут быть значительно меньше, близкими к размерам песчаных зерен. Агрегированность твердой фазы почв обуславливает их влагоемкость и их воздухоемкость. В каждый конкретный момент времени, поровые пространства могут быть заполнены или почвенным воздухом, или водой. В большинстве почв в каждый конкретный момент времени часть пор может быть занята

водой, а часть – воздухом. Но это соотношение не остается величиной постоянной и во времени непрерывно меняется, в зависимости от погодных условий и других факторов. Это и составляет водно-воздушный режим почв. При этом следует иметь в виду, что в почвах поток воды всегда стремится вытеснить из пор (полостей) почвенный воздух. Агрегатный состав почв влияет на механические свойства почв (твердость, сложение и т.п.), на обеспечение растений влагой и воздухом, т.е. на рост и развитие корней растений. Поэтому агрономы уделяют большое внимание вопросам создания именно агрономически ценной структуры почв.

Для оценки достоинств (качества) агрономической структурности почв введено понятие о коэффициенте структурности (K). Он выражается как отношение количества мезоагрегатов к сумме макро- и микроагрегатов:

$K = a / b$, где: a – количество мезоагрегатов, b – сумма микро- и макроагрегатов.

Н.А. Качинский предложил понятие «фактор дисперсности» (K_d). Выражается фактор дисперсности величиной процентного отношения содержания ила (фракции $<0,001$ мм), освобожденного из почвенного агрегата под воздействием воды (I_m), к его общему содержанию в мелкоземе (I_g):

$$K_d = I_m / I_g * 100\%.$$

Фактор дисперсности служит косвенным показателем способности плазмы образовывать водоустойчивые агрегаты. Чем больше ила высыпается из почвенного агрегата при воздействии на него воды (выше величина K_d), тем, следовательно, менее водоустойчивы к разрушению микро и макроагрегаты. И способность к агрегированию у таких почв невысокая. Исходя из этого принципа, Н.А. Качинский предложил шкалу (градацию) микроструктурности почв по величине K_d . Она выглядит следующим образом:

при величине $K_d < 15$ – способность к оструктуривания почв высокая;

при величине K_d , равной 15 – 25 – хорошая;

при величине K_d , равной 25 – 40 – удовлетворительная;

при величине K_d , равной 40 – 60 – неудовлетворительная ;

при величине $K_d > 60$ – весьма низкая.

Фагелер [1932] ввел представление о факторе структурности:

$$K_c: K_c = [I_g - I_m] / I_g * 100\%.$$

Бэвер и Роадес (1932) предложили за величину степени агрегированности почв (K_a) считать величину, отражающую отношение содержания частиц, размером более 0,05 мм в микроагрегатах к их содержанию в мелкоземе:

$K_a = [\Pi_m - \Pi_g] / \Pi_m * 100\%$, где: Π_m – содержание фракций размером $> 0,05$ мм в микроагрегатах; Π_g – содержание фракций $> 0,05$ мм в мелкоземе.

На основании этих показателей предложена следующая градация почв по микроагрегированности:

- >90 – очень высокая
- 80–90 – высокая;
- 65–80 – хорошая;
- 50–65 – удовлетворительная;
- 35–50 – слабая;
- 20–35 – весьма слабая;
- <20 – низкая.

А.Д. Воронин и М.С. Кузнецов (1970) предложили оценивать способность почвы к агрегированию величиной отношения активной (цементирующей) части мелкозема почвы ($<0,001$ мм) к ее и пассивной (скелетной) части почвы ($>0,001$ мм). Чем выше содержание активной части и меньше пассивной, тем выше способность почвы к агрегированию. Характер водно-воздушного режима почв обуславливается не только размерами почвенных агрегатов, но и их формой.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

Основная

1. Алексеев В.М., Калугин П.А. Физико-механические свойства грунтов и лабораторные методы их определения: учеб.-метод. пособие / Воронеж. гос. арх.-строит. ун-т.- Воронеж, 2009. 89 с.
2. Васильченко А.В. Деградация и охрана почв [Электронный ресурс] / – Оренбург: ОГУ, 2017. 143 с. – ISBN 978-5-7410-1818-7 – Режим доступа: <http://www.studentlibrary.ru/book/ISBN9785741018187.html>
3. Развитие процессов деградации почв в ландшафтах водосбора бассейна оз. Ханка / [Е.В. Шеин, А.М. Дербенцева, А.В. Назаркина и др.; науч. ред. К.П. Березников]; Дальневосточный федеральный университет, Московский государственный университет [и др.], Владивосток: Изд-во Дальневосточного федерального университета, 2012. 182 с. <http://lib.dvfu.ru:8080/lib/item?id=chamo:416994&theme=FEFU>
4. Новицкий М.В. Лабораторно-практические занятия по почвоведению [Электронный ресурс]: Учебное пособие / СПб.: Проспект Науки, 2017. 320 с. ISBN 978-5-903090-31-0. – Режим доступа: <http://www.studentlibrary.ru/book/PN0021.html>
5. Вострухин Н.П. Безотвальная обработка почвы в севообороте: научные исследования и практическое применение [Электронный ресурс] / Минск : Белорус. наука, 2013. 124 с. ISBN 978-985-08-1579-8 – Режим доступа: <http://www.studentlibrary.ru/book/ISBN9789850815798.html>
6. Шеин Е.В., Карпачевский Л.О. Толковый словарь по физике почв. – М.: ГЕОС, 2003. 124 с. <http://lib.dvfu.ru:8080/lib/item?id=chamo:5875&theme=FEFU>
7. Шеин Е.В. Курс физики почв: Учебник. – М.: Изд-во МГУ, 2005. 432 с.
8. Дополнительная:
9. Бахтин П.У. Исследования физико-механических и технологических свойств основных типов почв СССР. – М., 1969. 271 с.
10. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. – М.: Агропромиздат, 1986. 346 с. http://www.pochva.com/?content=3&book_id=0004
11. Воронин А.Д. Основы физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 244 с. <http://lib.dvfu.ru:8080/lib/item?id=chamo:302903&theme=FEFU>
12. Гедройц К. К. Учение о поглотительной способности почв. — Пг.: Ред.-изд. ком. Нар. ком. земледелия, 1922. 56 с.
13. Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР. М., 1972. 359 с. <http://lib.dvfu.ru:8080/lib/item?id=chamo:83206&theme=FEFU>

14. Ивлев А.И., Дербенцева А.М. Физика почв: курс лекций: учебное пособие для вузов / Владивосток: Изд-во Дальневосточного университета, 2005. 96 с. <http://lib.dvfu.ru:8080/lib/item?id=chamo:235612&theme=FEFU>
15. Испытание вязкости почв динамометрическим ломом / [Соч.] Н. Железнova. – М.: Унив. тип., 1853. – [2], 34, 12 с.: ил.; 23 см. – Из «Зап. Лебед. о-ва сел. хоз-ва» за 1852 г. В кн. также: Несколько слов об орудиях, употребляемых г. Протопоповым при посеве свекловицы.
16. Качинский Н.А. Физика почвы. Ч.1.– М.: Высшая школа.1965. <http://lib.dvfu.ru:8080/lib/item?id=chamo:302207&theme=FEFU>
17. Качинский Н.А. Почва, ее свойства и жизнь / Москва; Наука, 1975, 296 с. <http://lib.dvfu.ru:8080/lib/item?id=chamo:59601&theme=FEFU>
18. Костычев П.А. Почвы черноземной области России, их происхождение, состав и свойства: монография – Москва – Ленинград: ОГИЗ Сельхозгиз, 1937. 239 с.
19. Лебедев, А.Ф. Почвенные и грунтовые воды / АН СССР, Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. – Изд. 4-е. -М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 315 с.
20. Охотин В.В. Гранулометрическая классификация грунтов на основе их физических и механических свойств. – Л.: ОГИЗ. Ленгострансиздат, 1933. 70 с.
21. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств почв / под ред. Е.В. Шеина. – М.: Изд-во МГУ, 2001. 200 с.
22. Почвоведение. Учеб. для ун-тов. В 2 ч./Под ред. В.А. Ковды, Б.Г. Розанова. Ч. 2. Типы почв, их география и использование/Богатырев Л.Г., Васильевская В.Д., Владыченский А.С. и др. – М.: Высш. шк., 1988. 368 с.
23. Муха В.Д., Картамышев Н.И., Кочетов И.С., Муха Д.В. Агропочвоведение. – М., 1994. 527 с.
24. Ревут И.Б., Абросимова Л.Н., Баскин В.В. и др. Современные представления о биологической активности и плодородии почвы./В кн.: Пути регулирования почвенных условий в жизни растений.- Л.: Гидрометеоиздат, 1971. С. 126–255.
25. Ревут И.Б. Физика почв. – Л., 1972. 368 с.
26. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Т.2. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 287 с. <http://lib.dvfu.ru:8080/lib/item?id=chamo:93317&theme=FEFU>
27. Розанов Б.Г. Морфология почв, М., МГУ, 1983. 320 с.
28. Сибирцев Н.М. Почвоведение: Лекции, читанные студентам Ново-Александрийского Института: Ч. 1-3: Ч. 1: Варшава: Тип. Ф. Чернака, 1899. 146 с.; Ч 2 и 3: СПб.: изд. А. Скворцов, 1899. VII, 360 с.
29. Шеин Е.В. Курс физики почв: учебник. – М.: Изд-во МГУ, 2005. 432 с. <http://www.studentlibrary.ru/book/ISBN5211050215.html>

Электронные ресурсы:

1. <http://e.lanbook.com/>
2. <http://www.studentlibrary.ru/>
3. <http://znanium.com/>
4. <http://www.nelbook.ru/>
5. Чудновский А.Ф. Термодинамика почв. Издательство: Наука, 1976 – 353 с.
http://www.pochva.com/?content=3&book_id=0302
6. Растворова О.Г. Физика почв (практическое руководство). Издательство: ЛГУ, 1983 г. 195 с. http://www.pochva.com/?content=3&book_id=1260
7. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава. <http://docs.cntd.ru/document/1200116022>
8. Ковалёв И.В., Ковалёва Н.О. Эколого-функциональная роль почв в развитии цивилизации. www.isras.ru/.../2009-1/Kovalev.pdf