

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ФАКУЛЬТЕТ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

*На правах рукописи*

**Клюева Валерия Валерьевна**

**Реологические свойства почв и их связь с физическими и химическими свойствами на примере дерново-подзолистой почвы и чернозема типичного**

Специальность 06.01.03 – «Агрофизика»

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени

кандидата биологических наук

Научный руководитель:  
кандидат биологических наук,  
доцент Д.Д. Хайдапова

Москва – 2019

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ.....	11
1.1. Структурная организация почвы.....	11
1.1.1. Комплексное понятие структуры почвы.....	11
1.1.2. Контактные взаимодействия между структурными элементами в почвах.....	12
1.1.3. Структурные связи в почвах.....	15
1.1.4. Различные подходы в оценке прочности почвенной структуры.....	19
1.1.5. Агрегирующие и диспергирующие вещества (агенты) в почвах.....	23
1.2. Реологический подход в изучении структуры почвы: отечественный и зарубежный опыт.....	33
ГЛАВА 2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	45
2.1. Объекты исследования.....	45
2.1.1. Дерново-подзолистые почвы.....	45
2.1.2. Черноземы типичные.....	49
2.2. Методы исследования.....	53
2.2.1. Методы определения основных физических и химических свойств почвы.....	53
2.2.2. Метод компьютерной томографии в изучении порового пространства и структуры почвы.....	54
2.2.3. Метод амплитудной развертки в исследовании реологических свойств почв.....	57
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ.....	67
3.1. Физические и химические свойства изучаемых почв.....	67
3.2. Реологические свойства изучаемых почв.....	72
3.2.1. Методические особенности определения реологических параметров поведения почвенных паст и монолитов методом амплитудной развертки на модульном реометре MCR-302.....	72

3.2.2. Реологические свойства образцов естественной и нарушенной структуры черноземов типичных и дерново-подзолистых почв .....	77
3.3. Сопряженный анализ реологических свойств и томографической пористости почв .....	97
3.3.1. Томографический анализ микромонолитов .....	97
3.3.2. Реологические свойства микромонолитов .....	101
3.3.3. Сопряженный анализ реологических показателей и томографической пористости микромонолитов .....	103
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	106
ВЫВОДЫ .....	109
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ.....	111
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	114
ПРИЛОЖЕНИЯ .....	131

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность**

Изучение структуры почвы – один из важных вопросов почвоведения и агрофизики, так как структура определяет водный, воздушный, тепловой обмены и как следствие влияет на жизнедеятельность и питание растений, определяет противозерозионную устойчивость. Прочность почвенной структуры зависит от большого количества физических, химических, биологических и антропогенных факторов: содержания и состава органического вещества, дисперсности, минералогического состава, содержания различных катионов, кислотности почвы, электропроводности, наличия выделений почвенных микроорганизмов и корней растений и т.д.

В настоящее время существует современный подход, с помощью которого возможно определять большое количество реологических параметров, характеризующих структуру почвы и её изменения под влиянием различных воздействий. Таким подходом является реометрия, позволяющая оперативно изучить и оценить широкий ряд важных структурных характеристик почвы, увеличить точность измерений в реологических исследованиях, значительно сократить время одного испытания. Одним из главных преимуществ данного подхода является возможность исследования образцов ненарушенного сложения (монолитов) и образцов с нарушенной структурой (паст и суспензий), что позволяет провести изучение и сравнительную оценку естественных и искусственно созданных межчастичных связей.

Выявление взаимосвязи реологического поведения образцов с различной структурой с её физическими и химическими свойствами может дать ценную информацию о её формировании и устойчивости, изменении при механическом воздействии, что и обуславливает актуальность данного диссертационного исследования.

## **Степень разработанности темы исследования**

Обзор отечественных и зарубежных работ свидетельствует о наличии широкого круга вопросов при изучении реологического поведения почв (Абрукова, 1976; Абрукова, 1980; Манучаров, 1983; Манучаров, Абрукова, 1982; Хайдапова и др., 2016; Holthusen et al., 2017; Holthusen et al., 2019; Pértile et al., 2018; Stoppe, Horn, 2018).

Реометрический подход и, в частности, метод осцилляционной амплитудной развертки в почвоведении применяется с начала нулевых годов нынешнего столетия (Ghezzehei, Or, 2001). Он применялся и был рекомендован рядом авторов в качестве подходящего метода для изучения реологического поведения почв, особенно в вязкоупругой области до перехода в область вязкого течения (Хайдапова и др., 2014; Хайдапова и др., 2016; Хайдапова, Милановский, Честнова, 2014; Шеин и др., 2014; Markgraf, 2006; Markgraf, Horn, 2006a; Markgraf, Horn, 2006b; Markgraf, Horn, Peth, 2006).

Метод амплитудной развертки применялся для исследования различных почв. Были изучены характеристики вязкоупругого поведения черноземов (Хайдапова, Милановский, Честнова, 2014; Шеин и др., 2014), подзолисто-глееватых почв (Хайдапова и др., 2014), вертисолей и оксисолей (Жукова и др., 2015; Holthusen et al., 2017; Markgraf et al., 2010a; Pértile et al., 2016), вулканических почв (Baumgarten, Dörner, Horn, 2013), (полу)гидроморфных почв (Baumgarten et al., 2012; Markgraf, Moreno, Horn, 2012; Stoppe, Horn, 2018) и др. При этом изучению паст и суспензий было посвящено большое количество отечественных и зарубежных работ, однако число исследований, связанных с лабораторным изучением почвы с ненарушенной структурой на данный момент относительно невысоко (Хитров, Хайдапова, 2019; Holthusen et al., 2012a; Holthusen et al., 2019; Holthusen, Reeb, Horn, 2012).

Внедрение в практику почвенных исследований метода рентгеновской компьютерной томографии расширило знания об архитектуре порового пространства почв (Keller et al., 2013; Peth et al., 2010; Schäffer et al., 2008a). Комплексное применение реометрического метода и компьютерной

томографии открывает новые возможности для изучения реологического поведения и структуры порового пространства почв различного генезиса и сложения.

### **Цель работы:**

Исследования реологических свойств дерново-подзолистых почв и черноземов типичных и их взаимосвязей с физическими и химическими свойствами.

### **Задачи исследования:**

1. Экспериментально определить и сравнить реологические свойства нарушенных (пастообразных) и ненарушенных (монолитных) образцов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных различных биоценозов методом амплитудной развертки на реометре MCR-302.

2. Оценить влияние физических и химических свойств на реологические показатели почвенной структуры.

3. Определить структуру порового пространства монолитных образцов почв методом томографической съёмки на рентгеновском микротомографе SkyScan 1172.

4. Провести сопряженный анализ данных реологических и томографических исследований.

### **Защищаемые положения:**

1. Профильные различия реологического поведения дерново-подзолистых почв и черноземов типичных более выражены в почвах естественной структуры по сравнению с нарушенной: монолиты имеют более прочные структурные связи в диапазоне линейного вязкоупругого поведения и показывают меньший диапазон пластичного поведения по сравнению с пастами.

2. Реологические параметры черноземов типичных и дерново-подзолистых почв: диапазон линейной вязкоупругости, модуль накопления в данном диапазоне, область пластичных деформаций – определяются

содержанием органического вещества, карбонатов и гранулометрическим составом почв.

3. Для почв ненарушенного сложения установлены достоверные зависимости между реометрическими параметрами и томографическими характеристиками структуры порового пространства.

### **Научная новизна**

Впервые исследованы реологические характеристики почв с ненарушенной структурой черноземов типичных Курской области и дерново-подзолистых почв Московской области различных биоценозов методом амплитудной развертки на реометре MCR-302 (Anton Paar, Austria)<sup>1</sup>, проведено их сравнение с реологическими показателями почв с нарушенной структурой. Установлены зависимости между реологическими показателями и физико-химическими свойствами почв.

Впервые проведено сопряженное определение структуры порового пространства ненарушенных монолитных образцов черноземов типичных и дерново-подзолистых почв на микротомографе SkyScan 1172<sup>2</sup>(Bruker, Belgium) и реологических характеристик на реометре MCR-302. Выявлены зависимости между реологическими и томографическими показателями (пористостью).

### **Теоретическая и практическая значимость работы**

Реометрический метод определения реологических параметров является обоснованным и оперативным подходом к изучению почвенной микроструктуры. Полученные в работе результаты могут быть использованы при комплексном изучении почвенной структуры и влияния на реологические параметры физико-химических, биологических факторов, а также антропогенных, в том числе переуплотнения при воздействии сельскохозяйственной техники; при прогнозе устойчивости почв к механическим воздействиям.

---

<sup>1</sup> Работа выполнена на оборудовании, приобретенном по Программе развития МГУ.

<sup>2</sup> Работа выполнена с привлечением оборудования Центра коллективного пользования научным оборудованием "Функции и свойства почв и почвенного покрова" Почвенного института им. В.В. Докучаева.

## **Методология исследования**

Основой диссертационного исследования является системный подход (анализ): изучение почвы и её структуры, как целостной системы, состоящей из множества взаимодействующих подсистем, влияющих друг на друга (Белицина, Василевская, Гришина, 1988; Воронин, 1984; Воронин, 1986; Качинский, 1965; Шеин, 2005).

В исследовании использовались следующие лабораторные и полевые методы: профильный, морфологический, метод почвенных монолитов, комплекс физических, физико-химических, химических аналитических методов, статистический.

## **Структура и объем работы**

Диссертационная работа изложена на 142 страницах, состоит из оглавления, введения, 3 глав, заключения, выводов, списка сокращений, списка литературы из 171 источника, в том числе 88 на иностранном языке, содержит 3 приложения, 25 таблиц, 29 рисунков, 10 формул.

**Личный вклад автора** состоит в анализе научной литературы по теме исследования, в организации и проведении лабораторных и полевых работ, в обобщении и интерпретации полученных результатов, статистической обработке экспериментальных данных, представлении результатов исследования на научных конференциях и отчетах кафедры, подготовке публикаций в журналах и настоящей рукописи.

Работа выполнена на кафедре физики и мелиорации почв факультета почвоведения МГУ и в лаборатории физики и гидрологии почв Почвенного института им. В.В. Докучаева.

## **Степень достоверности и апробация работы**

Исследования проведены на современном оборудовании с помощью методов, доказавших свою применимость в почвенных исследованиях. Полученные экспериментальные данные обработаны общепринятыми статистическими методами в программах STATISTICA и Microsoft Excel при уровне значимости  $\alpha=0.05$ , выводы достоверны.



Основные положения и результаты исследования были изложены и обсуждались на международном конгрессе Евроазиатской Федерации обществ почвоведов " Soil Science in international year of soils 2015" (Сочи, 2015), на всероссийской конференции с международным участием «Современные методы исследований почв и почвенного покрова» (Москва, 2015), на VII съезде Общества почвоведов им. В.В. Докучаева и Всероссийской с международным участием научная конференция "Почвоведение – продовольственной и экологической безопасности страны" (Белгород, 2016), на конференциях молодых ученых Почвенного института им. В.В. Докучаева «Почвоведение: горизонты будущего» (Москва, 2017, 2018, 2019), на XX Докучаевских молодежных чтениях (Санкт-Петербург, 2017), на V конференции молодых ученых «Реология и физико-химическая механика гетерофазных систем» (Москва, 2017), на второй всероссийской открытой конференции «Почвенные и земельные ресурсы: состояние, оценка, использование» (Москва, 2017), на XXV международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» (Москва 2018), на 9<sup>ой</sup> Международной конференции "Biosystems Engineering 2018" (Тарту, Эстония, 2018), на 10<sup>ом</sup> международном конгрессе Евроазиатской Федерации обществ почвоведов "Environment and Soil Resources Conservation" (Алматы, Казахстан, 2018), на пятой международной конференции «Практическая микротомография – 2018» (Москва, 2018) и на заседаниях кафедры физики и мелиорации почв факультета почвоведения МГУ (2015-2019 г.г.).

### **Публикации**

По теме диссертации опубликовано 6 статей в журналах из списка RSCI Web of Science и Scopus, 12 статей в сборниках материалов конференций и тезисов докладов.

### **Благодарности**

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю Д.Д. Хайдаповой, к.б.н., доценту кафедры физики и мелиорации почв, за помощь, поддержку и консультации на всех этапах выполнения работы; сотрудникам кафедры физики и мелиорации почв факультета почвоведения за обсуждение работы на заседаниях кафедры. Личную благодарность автор выражает сотрудникам Почвенного института им В.В. Докучаева: д.с.-х.н., зав.лабораторией физики и гидрологии почв Скворцовой Е.Б., с.н.с. Юдиной А.В., м.н.с. Фомину Д.С., н.с. Абросимову К.Н.; сотрудникам кафедры физики и мелиорации почв: зав.кафедрой Умаровой А.Б., проф. Шеину Е.В., с.н.с. Тюгай З.Н., с.н.с. Садовниковой Н.Б.; м.н.с. ИФА им. А.М. Обухова Кривенок Л.А. за помощь и советы на разных этапах работы.

## ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

### 1.1. Структурная организация почвы

#### 1.1.1. Комплексное понятие структуры почвы

Тема исследования данной работы касается изучения реологического поведения почв и влияния различных факторов на него. Но для того, чтобы начать обсуждение этого вопроса, необходимо сначала определить понятие «структура почвы» и ответить на вопрос «Почему важны исследования её структуры»? Структура почвы – один из основополагающих факторов, влияющих на почвенные процессы. Структура определяет тепловой, воздушный и водный режимы почвы, формирует поровое пространство, в котором содержатся необходимые для жизнедеятельности растений и почвенной фауны влага, воздух и питательные вещества, влияет на урожай культур; прочность структуры определяет противозерозионную устойчивость: водную, ветровую, а также устойчивость к воздействию сельскохозяйственной техники.

Согласно современным представлениям о структурной организации структура почвы представляет собой комплексное понятие. Во-первых, структура почвы есть внешнее физическое строение почвы на уровне данного почвенного горизонта, являющееся отражением формы, размера, характера взаимосвязи и расположения элементарных почвенных частиц (ЭПЧ) и агрегатов, состоящих из них, с присущими им механической прочностью, водопрочностью и порозностью (Качинский, 1965; Воронин, 1984; Воронин, 1986), или структура и размер педов (макроагрегатов), на которые распадается почва (Розанов, 2004; Шеин, 2005), расположение и организация частиц в почве (Lal, Shukla, 2004; Encyclopedia of agrophysics, 2011). При этом необходимо дополнять обозначенное положение информацией о характере поверхности слагающих элементов, их количественном соотношении, то есть функциональными свойствами структуры (Трофимов и др., 2005; Сергеев, 1971). Во-вторых, важно помнить о том, что объём, строение и конфигурация порового пространства, прочность или сопротивление

механической нагрузке и водоустойчивость почвы как функции структуры взаимосвязаны со структурой и трудно делимы с ней, поэтому зачастую входят в само понятие (Воронин, 1984). Следовательно, в изучение почвенной структуры необходимо включать все морфометрические (форма, размер, характер поверхности), геометрические (строение порового пространства) и энергетические (тип структурных связей, энергия структуры) признаки, так как такой комплексный подход способен дать наиболее полное представление о структурно-функциональных свойствах почв и различных их проявлениях.

### 1.1.2. Контактные взаимодействия между структурными элементами в почвах

Физико-механические свойства почвы, в том числе реологические, определяются её структурой и, в частности, контактами между частицами и структурными связями. Поэтому, закономерным является предварительное рассмотрение вопроса организации почвенной структуры, знание которого необходимо для последующего изучения реологического поведения почв под нагрузкой (Вялов, 1978).

Почва, как известно, представляет собой многофазное тело, вещество которого представлено твердой, жидкой, газовой фазами и живым веществом населяющих почву организмов (Белицина, Василевская, Гришина, 1988). На границах твердой, жидкой и газовой фаз наблюдаются контакты между структурными почвенными элементами: зёрнами минералов, обломками различных горных пород, коллоидами различного происхождения, элементарными почвенными частицами, микроагрегатами и т.д. Контакты представляют собой места наибольшего сближения почвенных структурных элементов, посредством которых происходит их взаимодействие между собой (Зубкова, Карпачевский, 2001). Структурные изменения в почве связаны с различными видами контактов структурных элементов. Число и характер

контактов – одни из главных характеристик структуры, которые определяют её деформационные и прочностные свойства.

Контакты между почвенными структурными элементами можно оценить по типу геометрического расположения элементов контакта и по характеру сил, обуславливающих взаимодействие между частицами почвы.

По геометрическому расположению существующие контакты можно разделить на три вида: скол-скол, базис-базис, базис-скол (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989; Olphen van, 1977). Встречаемость контактов типа скол-скол не велика, например, когда у отдельной частицы появляется возможность контакта с микроагрегатом. Контакты типа базис-базис представляют собой наиболее стабильный контакт параллельных плоских (пластинчатых) частиц с большой площадью. Контакты типа базис-скол появляются при взаимодействии бокового скола и базисной поверхности элементов и чаще всего встречаются в микроагрегатах (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989; Трофимов и др., 2005). Тот или иной вид геометрического контакта между частицами находится в тесной зависимости от рН значения среды, дзета-потенциала, ионной силы раствора (Chorom, Rengasamy, 1995; Furukawa et al., 2009; Haynes, Naidu, 1998).

По характеру сил, определяющих сцепление частиц и энергетические признаки структуры, и фаз, участвующих в формировании контактов (твердая фаза – вода, твердая фаза-воздух или твердая фаза – вода – воздух), контакты можно разделить на коагуляционные (в том числе точечные), фазовые (кристаллизационные и конденсационные), механические и капиллярные.

При участии твердой и жидкой фаз в формировании контакта, частицы в почве окружены пленкой связанной воды и электрическим полем за счет формирования двойного электрического слоя (ДЭС). Свободное взаимодействие и сближение частиц может происходить до расстояния, равного двум толщинам ДЭС (Трофимов и др., 2005).

Слои связанной воды и вода переходного состояния, через которые происходит взаимодействие частиц – характерная черта контактов *коагуляционного* типа. При этом выделяют ближний и дальний коагуляционные

контакты, обусловленные ближним и дальним максимумом притяжения и, соответственно, близкодействующими ионно-электростатическими и водородными силами и дальнедействующими ван-дер-ваальсовыми, магнитными и капиллярными силами. (Зубкова, Карпачевский, 2001; Осипов, Соколов, Румянцева, 1989). Для структур, состоящих из коагуляционных контактов, характерны невысокая прочность и тиксотропность, или способность самопроизвольно восстанавливаться после приложения механического усилия (Щукин, Перцов, Амелина, 2004).

Дальнейшее сближение частиц (на расстояние, меньшее, чем две толщины ДЭС) возможно, если прикладывается работа, направленная на деформацию ДЭС и слоя связанной воды. В этом случае коагуляционный контакт переходит в *точечный (переходный)*, где размер контакта соответствует нескольким атомам или одной-нескольким ячейкам кристаллической решетки. Данный вид контакта в большинстве случаев формируется в результате действия ионно-электростатических сил. При гидратации почвы такой контакт может переходить обратно в коагуляционный. Прочность точечного контакта превышает прочность коагуляционного (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989; Ребиндер, 1966а; Трофимов и др., 2005).

*Фазовый* контакт представляет собой место непосредственного (без прослойки воды) соприкосновения между структурными элементами на значительной площади (кристаллизационный тип) или развитием новой фазы в контактной области в виде гипса, гидроксидов железа, карбонатов, кремнезема, органических веществ, органо-минеральных соединений, которая может цементировать частицы и микроагрегаты (цементационный тип). Фазовые контакты определяются действием химических и ионно-электростатических сил, что проявляется в их большой прочности, при этом они являются необратимо разрушающимися (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989; Трофимов и др., 2005). Данный тип контактов может наблюдаться при процессах осаждения веществ из почвенного раствора, полимеризации, поликонденсации и др. (Зубкова,

Карпачевский, 2001). Системы с большим количеством контактов такого типа прочны, устойчивы к внешнему воздействию (Шеин, 2005).

*Механические* контакты представляют собой механические зацепления и сцепления частиц, в контактных зазорах которых находится жидкая или газообразная фаза. Чем сложнее форма частиц, тем легче происходят сцепления из-за их неровностей. Прочность контактов с газообразной фазой гораздо больше прочности контактов с водной фазой.

В системе «твердая – жидкая – газообразная фаза» возникают капиллярные контакты. Капиллярные контакты характеризуется наличием капиллярных менисков жидкости в контактных зазорах. Данный вид контактов обратимо разрушается при увлажнении-иссушении: во влажной почве при увеличении влажности они исчезают, в сухой исчезают при уменьшении содержания влаги (Трофимов и др., 2005).

В почвах при естественных условиях в зависимости от различных факторов: гранулометрического состава, содержания окислов железа, органического вещества, гипса, солей, содержания влаги и воздуха и т.д. – встречаются все виды контактов с разным количественным соотношением (Шеин, 2005).

### 1.1.3. Структурные связи в почвах

Классификация видов структурных связей между твердыми компонентами в грунтах (применимую также к почвам) по природе их образования и подробное описание даны в работах Сергеева, Вялова и Трофимова (Вялов, 1978; Трофимов и др., 2005; Сергеев, 1971). Согласно представлениям авторов, связи между различными структурными элементами почвы можно разделить на несколько групп:

1. Химические связи (ионные, ковалентные, водородные, металлические).

Общая черта всех видов химических связей – это их проявление только на небольших расстояниях между структурными элементами (равных 0.5-3.5 ангстрем), то есть при непосредственном фазовом контакте или формировании новообразований, поэтому они относятся к близкодействующим. По этой причине наблюдается высокая прочность и энергия связей. Химические связи относятся к внутримолекулярным, все остальные виды связей - к межмолекулярным.

2. Физические связи (электростатические (кулоновские), гравитационные, магнитные и механические).

Физические связи относятся к дальнодействующим. Электростатические силы обуславливают притяжение и отталкивание заряженных частиц и проявляются в точечных контактах. Под воздействием гравитационных сил в зазорах между почвенными частицами возникают напряжения, вызывающие микродеформации поверхностей контакта. Магнитные силы связаны с тонкими пленками ферромагнетиков: гематита, гетита и т.д. – на поверхности минералов. Механические силы представляют собой комбинации сил сцепления и трения структурных элементов почвы.

3. Физико-химические связи (ионно-электростатические, молекулярные (Ван-дер-Ваальса-Лондона) и капиллярные).

Близкодействующие ионно-электростатические связи возникают из-за существования двойного электрического слоя (ДЭС) у частиц и могут проявляться в виде сил притяжения и отталкивания. Перекрытие одноименно заряженных ДЭС определяет ионно-электростатическую составляющую расклинивающего давления между частицами, которая оказывает существенное влияние на процессы коагуляции и диспергации. Дальнодействующие молекулярные силы связаны с существованием индукционного, ориентационного и дисперсионного электромагнитных эффектов, характеризуются относительно слабой прочностью и энергией связей. Появление капиллярных сил обусловлено искривлением поверхности водных менисков в зависимости от смачиваемости поверхности частицы.



#### 4. Биотические связи.

В эту группу связей можно отнести биоэлектростатические связи за счёт наличия у микроорганизмов определенного заряда, биохимические связи как проявление функций цемента продуктов их метаболизма, силы сцепления корнями растений (фитогенные), зоогенные структурные связи как влияние продуктов жизнедеятельности клещей, червей, насекомых (Вялов, 1978; Трофимов и др., 2005; Сергеев, 1971; Encyclopedia of agrophysics, 2011).

Природа образования структурной связи определяет увеличение её энергии и прочности в ряду: физические < физико – химические < химические связи (Трофимов и др., 2005; Сергеев, 1971) или более подробный ряд: магнитные < электростатические < капиллярные < ионно-электростатические < молекулярные < химические (Вялов, 1978).

Формирование почвенной структуры или переход от молекулярно-ионного уровня почвенной организации к уровню элементарной почвенной частицы, а затем к агрегатному и горизонтному структурному уровням, происходит с изменением природы действующих структурных связей, а также их комбинаций. Ионно-электростатические, химические водородные связи, относящиеся к близкодействующим, и дальнедействующие молекулярные силы формируют внутриагрегатную массу. В то же время, дальнедействующие силы принимают участие в формировании структуры более высоких порядков: например, капиллярные силы, появляющиеся в трехфазной системе «твердая фаза–вода–воздух» за счет сил поверхностного натяжения (Трофимов и др., 2005; Теории и методы физики почв: Коллективная монография, 2007).

Классификация межчастичных сил, основанная на расположении места (точки) их образования и механизме, предложена в работе Santamarina (основанной на более ранних работах Ingles и Mitchell) (Mitchell, Soga, 2005; Santamarina, 2001):

##### 1. Силы, возникающие из-за приложенного граничного напряжения.

Силы данного типа распространяются вдоль «зернистых цепей», которые

образуются внутри скелета почвы. Различные капиллярные эффекты при высокой степени насыщения почвы влагой также попадают в эту группу.

В данной группе сил рассматриваются нормальные и тангенциальные силы, развивающиеся в контактах при приложении эффективного напряжения  $\sigma'$ , распространение напряжений в цепочках частиц и их анизотропия, прочность почвы на сдвиг.

2. Силы, возникающие на уровне частиц: гравитационные силы (вес и плавучесть частиц) и гидродинамические силы (даже в отсутствие почвенного скелета эти силы могут влиять на частицы).

Почвенная влага, движущаяся по взаимосвязанной поровой сети, создает силы сопротивления и силы, возникающие из-за градиентов скорости потоков. Гидродинамические силы сопротивления почвенной влаги действует на частицы, которые образуют скелет, и вместе с силами градиента скорости потока изменяют эффективное напряжение, действующее на почву.

3. Силы контактного уровня: включают капиллярные силы при низкой степени насыщения почвы влагой, электрические силы и силы, вызывающие цементацию частиц. Две первые группы сил могут вызвать деформации почвы при постоянных граничных нагрузках. Последние силы же, наоборот, противодействует скелетной деформации.

В данной группе рассматриваются капиллярные силы, силы притяжения и отталкивания, действующие между частицами, а также их зависимость от расстояния между частицами, силы, вызывающие цементацию частиц при испарении, осаждении солей и т.д.

Рассмотренные в данной главе классификации имеют разные признаки, лежащие в основе деления структурных связей в почвах. Стоит отметить, что при изучении структурных связей в почвах, их природы, проявления в различных почвенных процессах и влияния на структурные и прочностные характеристики следует использовать комплексный анализ, применяя разные классификации для более полного и детального исследования.

#### 1.1.4. Различные подходы в оценке прочности почвенной структуры

Одной из самых важных характеристик почвы как единой системы структурных элементов является её прочность или способность сопротивляться разрушению (Трофимов и др., 2005; Щукин, Перцов, Амелина, 2004). Существует два основных подхода, изучающих явления, лежащие в основе проявления данного почвенного свойства.

Первый из них основывается на предположении, что пространственная организация дисперсных структур лежит в основе проявления механических свойств данной системы (Щукин, Перцов, Амелина, 2004).

Данный подход начал развиваться в работах Ребиндера, Щукина, Бабкова, Полака, Амелиной и др. (Амелина, Щукин, 1970; Полак, Бабков, 1966; Ребиндер, 1966b; Ребиндер, Щукин, Марголис, 1964; Щукин, 1985).

Ребиндером с соавторами (Ребиндер, Щукин, Марголис, 1964) была выведена следующая зависимость:

$$P_c = p_i * \chi, \text{ (Формула 1),}$$

где прочность грунта (почвы)  $P_c$  определяется прочностью (силой сцепления) единичного контакта между структурными элементами  $p_i$  и количеством контактов на единицу площади  $\chi$  (величина  $\chi$  зависит от геометрии системы: плотности упаковки, пористости и размера частиц).

В данном подходе рассматривались глобулярные модели с различной упаковкой (Полак, Бабков, 1966; Ребиндер, 1966b; Ребиндер, Щукин, Марголис, 1964), а также изучались характерные значения прочности единичных контактов коагуляционного, фазового и переходного типов (Амелина, Щукин, 1970).

Глобулярная модель дает теоретическую оценку прочности почвенной структуры, так как не учитывает реальные неоднородности в сложении, анизотропию формы глинистых частиц и агрегатов, т.е. её применение

ограничивается только однородными структурами (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989; Трофимов и др., 2005).

Для глинистых пород, состоящих из анизотропичных структурных элементов, Т. Лэмбом (Т.Lamb) в 1953 г. была предложена модель «карточного домика» (т.е. пространственной сетки пластинчатых элементов), которая получила дальнейшее развитие в работах Т. Kell, N. O`Brain, H. van Olphen, В.Н. Соколова, Е.М.Соколова и других авторов. Данная модель учитывает угол  $\theta$  между частицами и их параметры: длину и ширину (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989; Соколов, 1985; Olphen van, 1977; Terzaghi, Peck, Nesri, 1996). При этом прочность грунта (почвы) можно выразить формулой:

$$P_c = f_a * \chi^\theta = (f_m(\theta) + f_{и-э}(\theta) + f_\sigma) * \chi^\theta, \text{ (Формула 2),}$$

где  $P_c$  – прочность структуры,  $f_a$  – прочность единичного контакта (сила сцепления),  $\chi$  – количество контактов на единицу площади,  $\theta$  – угол между структурными элементами,  $f_m$  – молекулярные силы, зависящие от угла  $\theta$  между частицами и природы структурных элементов,  $f_{и-э}$  – ионно-электростатическое отталкивание одноименно заряженных диффузных слоев на базисных поверхностях частиц, зависящее от зазора между частицами, толщины двойного электрического слоя (ДЭС), угла  $\theta$  между частицами,  $f_\sigma$  – электростатическое взаимодействие между заряженным сколом и базисной поверхностью глинистых частиц, не зависящие от угла  $\theta$  (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989).

Другой подход основан на оценке сил притяжения и отталкивания между структурными элементами.

Прежде чем перейти непосредственно к рассмотрению баланса данных сил, кратко рассмотрим некоторые вопросы строения глинистых минералов, сорбции катионов на их поверхности и формирования двойного электрического слоя.

Стоит отметить, что в основном илистая фракция (<0.001 мм по классификации Качинского или <0.002 мм по классификации USDA) отвечают за связи между частицами, связывая более крупные частицы, или будучи самими данными связанными частицами. Илистая фракция состоит в основном из

глинистых минералов, оксидов и гидроксидов алюминия, кремния и железа, все они могут действовать как цементирующие вещества (Mitchell, Soga, 2005). Глинистые минералы, составляющие основную часть вторичных минералов почвы, представляют собой гидратированные слоистые и слоисто–ленточные силикаты алюминия, железа и магния. Их отличает высокая дисперсность и гидрофильность, что определяет их специфические свойства: сорбцию и ионный обмен. Именно они определяют емкость поглощения почв и являются одним из главных (вместе с гумусом) источником поступления питательных элементов в растения (Белицина, Василевская, Гришина, 1988; Трофимов и др., 2005). Основой кристаллической решетки глинистых минералов являются два вида структурных сеток: кремнекислородные тетраэдры и октаэдры, состоящие из кислорода и гидроксидов, а также атомов алюминия, железа и магния в центре. Структурные сетки совмещаются между собой в комбинациях 1:1, 2:1, 2:1:1 и смешанной комбинации, образуя структурные слои (пакеты) разных минералов, отличающихся по емкости поглощения, энергии связи (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989; Соколова, Дронова, Толпешта, 2005; Трофимов и др., 2005; Сергеев, 1971). Почвы, содержащие в значительном количестве минералы той или иной группы: каолинита, смектита и др. – показывают различное набухание, липкость, водопроницаемость. В природных условиях у глинистых минералов наблюдается заряд поверхности вследствие изоморфных замещений в кристаллической структуре и нарушении её электронейтральности (четырёхвалентный Si может быть частично замещен трехвалентным Al, который, в свою очередь, может быть заменен Fe, Cr, Zn, Li и др., что приводит к дефициту положительного заряда и, следовательно, отрицательно заряженной поверхности), поверхностной адсорбции ионов и появлении слоя потенциалопределяющих ионов. Следует отметить, что заряд базисных поверхностей зависит от изоморфных замещений, в то время как заряд боковых поверхностей частиц из-за наличия сколов определяется диссоциацией соединений алюминия (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989; Mitchell, Soga, 2005; Terzaghi, Peck, Nesri, 1996; Encyclopedia of agrophysics, 2011). Активные центры на боковых сколах

представлены гидроксильными группами при атомах кремния, ненасыщенными атомами кислорода и ненасыщенными гидроксильными группами при атомах алюминия (первый, второй и третий тип соответственно). Первые ведут себя как базисные поверхности глинистых минералов и адсорбируют молекулы воды, центры второго и третьего типов активно участвуют в обменных реакциях и меняют знак заряда сколов: в кислой среде боковой скол приобретает положительный заряд, в щелочной – отрицательный. Однако общий заряд частицы даже в кислой среде остается отрицательным, так как площади базисных поверхностей значительно превышают площади боковых сколов (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989; Terzaghi, Peck, Nesri, 1996).

Помимо указанных выше активных центров участие в гидратации глинистых минералов принимают катионы – компенсаторы. Степень их гидратации в свободном растворе зависит от заряда и ионного радиуса: она уменьшается при уменьшении валентности катионов, т.е.  $\text{Li}^+ < \text{Na}^+ < \text{NH}_4^+ = \text{K}^+ < \text{Rb}^+ < \text{Cs}^+ < \text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+} < \text{Ba}^{2+} < \text{Cu}^{2+} < \text{Al}^{3+} < \text{Fe}^{3+} < \text{Th}^{4+}$ .

Итоговая компенсация избыточного отрицательного заряда поверхности частицы происходит за счет электростатического притяжения катионов-компенсаторов, часть из которых располагается непосредственно на её поверхности, образуя адсорбционный слой двойного электрического слоя (ДЭС), а другая распределяется диффузно в объеме раствора благодаря тепловому движению, составляя диффузный слой ДЭС, анионы же отталкиваются от поверхности. Устойчивость почвенных частиц в растворе и процессы структурообразования определяются качественным составом катионов, их концентрацией, потенциалом частицы в пределах ДЭС (экспериментально определяемый электрокинетический  $\zeta$  – дзета-потенциал). (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989; Трофимов и др., 2005; Lal, Shukla, 2004; Сергеев, 1971)

Силы отталкивания, действующие между частицами, приводят к стабилизации дисперсной системы, силы притяжения – к агрегации частиц. Силы отталкивания по своей природе представляют собой электростатические силы, возникающие при перекрытии диффузных слоев ДЭС, и структурные,

появляющиеся при перекрытии адсорбционных слоев пленок воды на поверхности частиц. Разность значений энергий непокрытой и покрытой частей ДЭС является электростатической составляющей расклинивающего давления, изменение свободной энергии гидратированной пленки воды – структурной составляющей расклинивающего давления. Молекулярные или Ван-дер-Ваальсовы силы представляют собой силы притяжения между частицами и составляют молекулярную составляющую расклинивающего давления. Устойчивость системы зависит от соотношения энергий притяжения и отталкивания между частицами и анализируется чаще всего по двум составляющим: электростатической и молекулярной. Согласно теории ДЛФО суммарная кривая взаимодействия глинистых частиц по функции расстояния между ними характеризуются наличием двух потенциальных минимумов расстояния: дальнего и ближнего – наиболее устойчивых состояний системы, отвечающих за притяжение частиц, при которых происходит формирование агрегатов; причем если связи между частицами формируются за счет ближнего минимума расстояния, то формируются прочные и устойчивые образования, если за счет дальнего – образованная структура будет рыхлой и плохоагрегированной. Суммарная энергетическая кривая взаимодействия частиц зависит от их минералогической природы, размера, формы, концентрации и состава раствора, рН среды, температуры и т.д. (Вялов, 1978; Осипов, Соколов, Румянцева, 1989; Шеин, 2005).

#### 1.1.5. Агрегирующие и диспергирующие вещества (агенты) в почвах

Агрегация почвенных частиц – это разновидность коагуляции, процесс, во время которого частицы, диспергированные в растворе, контактируют друг с другом, образуя скопления различного вида.

В результате возникновения и протекания процессов диспергации, почвенные частицы отделяются друг от друга, а целостная структура почвы

разрушается. Диспергированные частицы могут заполнять поры почвы и, таким образом, уменьшить фильтрационную способность. Возникновение процесса диспергации, зачастую является основной причиной эрозии почвы, так как после многократного увлажнения и высыхания почвы структура может стать цементированной (Encyclopedia of agrophysics, 2011).

Сложный комплекс процессов агрегации и диспергации частиц зависит от агрегирующих и диспергирующих веществ и факторов. Большое количество работ посвящено изучению данной темы: (Amézqueta, 2008; Bronick, Lal, 2005; Lal, Shukla, 2004; Six et al., 2004; Tisdall, Oades, 1982; Food security and soil quality, 2010) и др.

Агрегирующие агенты в почве можно разделить на вещества *органической* и *неорганической* природы (Hamblin, 1991; Harris, Chesters, Allen, 1966; Lal, Shukla, 2004; Oades, 1984; Tisdall, Oades, 1982).

Органические вещества по влиянию на образование связей и структурообразование можно разделить на:

1. Кратковременные связующие органические вещества, которые очень быстро разлагаются микроорганизмами: микробные полисахариды, образующиеся при попадании в почву различных органических веществ, некоторые полисахариды – продукты жизнедеятельности корней растений и микробной биомассы в ризосфере. Эти полисахариды участвуют в образовании больших ( $>0.25$  мм) временно стабильных агрегатов и легко разлагаются.

2. Временные связующие органические вещества: продукты–выделения корней растений и микоризных гиф. Такие вещества накапливаются в почве в течение нескольких недель или месяцев по мере роста корневой системы и связанных с ней гиф. Они сохраняются в течение месяцев или, возможно, лет, и зависят от обработки в случае пахотных почв.

Корни растений (а точнее тонкие боковые корни, корневые волоски, клетки корневого чехлика, мертвые клетки и клетки слизи) выделяют органические вещества в почву и поддерживают тем самым жизнедеятельность



микроорганизмов в ризосфере. Корни некоторых растений, например трав, сами действуют как связующие агенты.

Грибные гифы относительно большие и обычно связывают агрегаты размером  $>0.25$  мм. В пустынных почвах важное значение имеют сине-зеленые водоросли и лишайники, являющиеся составной частью на поверхностной корочки. Таким образом, стабильность макроагрегатов зависит от изменения содержания органического вещества в почве в результате землепользования и вида обработки (улучшается под паром и уменьшается при вспашке), а также от жизнедеятельности и количества грибных гиф и корневых волосков.

### 3. Постоянные связующие органические вещества.

Постоянные связи с органическими веществами формируются за счет полимеризованных полисахаридов и органических веществ, стабилизированных в результате взаимодействия с металлами. Разложившиеся ароматические гумусовые вещества, связанные с аморфным железом, алюминием и алюмосиликатами, образуют большую органоминеральную фракцию почвы, которая составляет от 52 до 98% от общего содержания органического вещества в почвах. Постоянные связующие агенты, вероятно, представляют собой комплексы (частица–органическое вещество–поливалентный металл)<sub>x</sub> с размером  $<0.25$  мм. Связи в таких комплексах относительно стабильны и трудно разрушаются из-за изменений в содержании органического вещества в почве, вызванных различной обработкой почвы. Вероятно, источником постоянных связующих органических веществ являются устойчивые фрагменты корней растений, гиф, бактериальных клеток, развивающихся в ризосфере.

Органическое вещество по-разному влияет на проявление процессов агрегации в почве (Amézketa, 2008; Tisdall, Oades, 1982). Данный факт может быть обусловлен несколькими причинами: только часть присутствующего органического вещества в почве участвует в процессах структурообразования; существует пороговое значение содержания органического вещества в почве, выше которого оно не влияет на агрегацию; на агрегацию влияют определенные составляющие, а не в целом содержание органического вещества; существуют

другие более эффективные механизмы агрегации; проявление антропогенного фактора (Lal, Shukla, 2004).

Органическое вещество способствует агрегации в почве благодаря увеличению когезии агрегатов (связывание частиц органическими полимерами и физическое сближение благодаря корням растений и гифам) и уменьшению смачиваемости из-за амфифильно-гидрофобных свойств гумусовых веществ (Шейн, 2005; Chenu, Bissonnais Le, Arrouays, 2000; Tisdall, Oades, 1982).

Важность органического вещества в качестве основного связующего вещества для почвенных агрегатов сохраняется для почв, в которых преобладают глинистые минералы с типом кристаллической решетки 2:1, где отрицательный поверхностный заряд ОВ и глинистых минералов компенсируется положительно заряженными катионами поливалентных металлов. Однако в почвах, подверженных более интенсивному режиму выветривания, где преобладают глинистые минералы 1:1, наблюдается иная ситуация. В (суб)тропических почвах полуторные оксиды и органическое вещество являются главными структурирующими агентами (Duiker, Rhoton, 2003; Peng et al., 2015; Tisdall, Oades, 1982; Wu et al., 2017; Zhang, Horn, 2001). Barthès et al. (Barthès et al., 2008) показали, что оксиды Al играют более важную роль по сравнению с органическим веществом. Peng et al. (Peng et al., 2015) обнаружили, что оксиды, вероятно, имеют большее влияние на структурообразование микроагрегатов, в то время как ОВ – макроагрегатов в ультисолях (Ultisols по WRB).

Elliotte (Elliotte, 1986) предположил, что макроагрегаты содержат более лабильное (напр., с более высоким соотношением C:N) и менее разложенное ОВ, чем микроагрегаты, и что такое ОВ теряется при обработке почвы. Его гипотеза впервые определила прямую связь между сельскохозяйственной обработкой, снижением агрегации и потерей лабильного ОВ. Hempfling et al. (Hempfling, Schulten, Horn, 1990) описали преобладающее влияние полисахаридов, N-ацетиламиносахаров, связанных жирных кислот и алифатических полимеров из общего содержания органического углерода на увеличение прочности гумусовых горизонтов лювисолей (Luvisols по WRB). В работе Sarker et al. (Sarker et al., 2018)

было показано, что различные виды органических добавок (опилки, компосты, люцерна и кукуруза как сидераты и т.д.) по-разному: качественно (функциональные группы) и количественно (скорость изменения показателей агрегации) – влияют на динамику процессов агрегации в почве.

Различные способы обработки (традиционная вспашка, обработка no-till и т.д.) почвы влекут за собой изменения в количестве растительных остатков, сохраняемых на поверхности, микоризных гиф, являющихся важнейшими факторами структурообразования, в качественном составе и скорости минерализации органического вещества; плотности и порозности почвы, что приводит к изменениям воздушных и водных потоков, жизнедеятельности почвенных микроорганизмов – комплекс этих факторов непосредственно влияет на структурное состояние почвы, изменяя скорости формирования микро- и макроагрегатов, их устойчивость к водной эрозии и деформациям в разных климатических зонах. Подробное изучение влияния различных обработок и сопутствующих им факторов приведено в большом количестве исследовательских статей и обзоров, включая: (Гаевая, 2008; Дрёпа, Голубь, 2014; Коротких, Власенко, Кастючик, 2013; Чекаев, Власова, Кочмина, 2015; Chan, Heenan, Oates, 2002; Govaerts et al., 2007; Lal, Shukla, 2004; Six et al., 2004; Food security and soil quality, 2010).

Среди *неорганических* агрегирующих веществ можно выделить несколько групп.

#### *Катионы*

В почве одними из наиболее распространенных катионов являются натрий  $\text{Na}^+$ , калий  $\text{K}^+$ , магний  $\text{Mg}^{2+}$  и кальций  $\text{Ca}^{2+}$  (поливалентные железо  $\text{Fe}^{3+}$  и алюминий  $\text{Al}^{3+}$  будут рассмотрены далее). Двухвалентные катионы являются хорошими флокулянтами, в то время как одновалентные являются хорошими диспергаторами. Относительная флокулирующая способность вышеупомянутых катионов составляет: 1.0, 1.7, 27.0 и 43.0 соответственно. Катионы почвенного раствора находятся в гидратированном состоянии, и чем меньше заряд и чем

больше гидратированный радиус, тем катион хуже проявляет флокулирующие свойства.

Мелкие частицы почвы обычно обладают отрицательным электрическим зарядом и в водном растворе отталкиваются друг от друга, но при нейтрализации заряда флокулянтами начинают образовывать различные агрегаты, устойчивость которых определяется теорией ДЛФО. Механизм действия флокулянтов заключается в их адсорбции на частицах с образованием мостиков, связывающих частицы между собой (Lal, Shukla, 2004; Encyclopedia of agrophysics, 2011).

$\text{Na}^+$  является высокодиспергирующим катионом: он неплотно адсорбируется поверхностью глинистых частиц и, следовательно, увеличивает диффузный слой и силы отталкивания, что приводит к разрушению агрегатов. Также им может оказываться косвенное влияние на агрегацию через угнетение растений (Bronick, Lal, 2005). Почвы с высоким содержанием натрия (солонцы, содовые солончаки) встречаются в основном в засушливых и полузасушливых районах и имеют крайне неблагоприятные физические свойства: низкую водопроницаемость, высокую влагоемкость, большую усадку и липкость (Белицина, Василевская, Гришина, 1988). Гипсование – сельскохозяйственный прием, который позволяет заменить  $\text{Na}^+$  в ППК на  $\text{Ca}^{2+}$  и смягчить неблагоприятные воздействия (Зайдельман и др., 2007; Bronick, Lal, 2005).

Для стабилизации ОБ и агрегатов кальция ( $\text{Ca}^{2+}$ ) играет чрезвычайно важную роль, которая заключается в формировании органо–минеральных комплексов. Его стабилизирующий эффект в основном наблюдается на уровне микроагрегатов, но он также может косвенно влиять на макроагрегаты через стимуляцию микробной активности в кислых почвах (Šimanský, Kolencík, Ruškeřová, 2014; Six et al., 2004).

$\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  могут оказывать влияние на процессы и структуру почвы в качестве обменных катионов, а также в процессе осаждения в засушливых и полузасушливых условиях в виде вторичных карбонатов: налетов, пропиток,

прожилок и т.д. и связывания почвенных частиц (Bronick, Lal, 2005; Six et al., 2004). Основное влияние  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  заключается в их способности связывать частицы благодаря поливалентности, которая более выражена для  $\text{Ca}^{2+}$  (Zhang, Norton, 2002), и усиливать микроагрегацию, выступая в качестве мостиков между органическими коллоидами и почвенными частицами (Bronick, Lal, 2005; Oades, 1984).

Однако, влияние  $\text{Mg}^{2+}$  неоднозначно: он может оказывать негативное влияние на стабильность агрегатов в почве, увеличивая дисперсию глинистых частиц (Zhang, Norton, 2002). Степень отрицательного влияния  $\text{Mg}^{2+}$  по сравнению с  $\text{Ca}^{2+}$  может зависеть от типа частицы и концентрации электролита в почве. Кроме того,  $\text{Mg}^{2+}$  может привести к сильному набуханию и разрушению агрегатов в результате расширения глинистых частиц (Bronick, Lal, 2005; Zhang, Norton, 2002).

Использование извести в качестве мелиоративного приема может оказывать сильное влияние на агрегацию. Повышенная стабильность агрегатов в известкованных почвах предполагает формирование сильной связи с участием мостиков  $\text{Ca}^{2+}$  (Chan, Heenan, 1999).

Соединения железа и алюминия. Поливалентные металлы: железо Fe и алюминий Al могут сильно влиять на структуру почвы, действуя как катионные мостики между частицами с образованием металлорганических соединений и гелей. Растворимость и подвижность таких соединений зависит от pH – с более высокой растворимостью при более низком pH. (Соколова, Толпешта, Трофимов, 2012; Bronick, Lal, 2005; Oades, 1984). Как уже было описано выше (Barthès et al., 2008; Duiker, Rhoton, 2003; Peng et al., 2015; Wu et al., 2017), оксиды железа и алюминия – одни из самых важных цементирующих веществ в (суб)тропических почвах. При этом агрегирующий эффект оксидов наблюдается в основном для микроагрегатов, хотя процессы в макроагрегатах также связаны с присутствием данных веществ. Оксиды могут действовать как связующие агенты тремя способами: органические вещества адсорбируются на оксидных поверхностях;

связывание происходит благодаря электростатическому притяжению между положительно заряженными оксидами и отрицательно заряженными глинистыми минералами; слой оксидов на поверхности минералов образует мостики между частицами различного иерархического уровня. Благодаря последнему процессу, вероятно, наблюдается большая стабильность макроагрегатов в оксисолях по сравнению с почвами с низким содержанием оксидов (Barthès et al., 2008; Six et al., 2004). Аморфное  $\text{Fe}^{3+}$  и ОВ образуют мелкие стабильные частицы в почвах с высоким содержанием органического вещества. Из оксидов  $\text{Fe}^{3+}$  могут формироваться крупнозернистые частицы, которые увеличивают прочность агрегатов в оксисолях (Oxisols по WRB) и улучшают стабильность агрегатов в других почвах (Barral, Arias, Guérif, 1998).

### *Карбонаты*

В условиях пониженной влажности или высокого pH, катионы, бикарбонат  $\text{HCO}_3^-$ , растворенные карбонаты и  $\text{CO}_2$  могут реагировать с образованием вторичных карбонатов, соединяющих элементарные почвенные частицы. В таком случае неорганический углерод оказывает сильное цементирующее влияние на структуру почвы, но его воздействие регулируется содержанием органического вещества, поскольку органическое вещество действует как источник  $\text{Ca}^{2+}$  и влияет на микробное дыхание (Bronick, Lal, 2005). При низких концентрациях ОВ неорганический углерод может заменять его в процессе стабилизации связей между частицами почвы (Voix-Fayos и др., 2001), в то время как высокое содержание неорганического углерода снижает разложение ОВ (Clough, Skjemstad, 2000).

Однако проявление агрегирующего воздействия карбонатов двояко: с одной стороны, отмечалось их цементирующее действие в образовании микроагрегатов почв (благодаря карбонатному и гидросиликатному типам твердения) (Зубкова, Карпачевский, 2001), в других исследованиях было показано, что карбонаты могут увеличивать прочность макроагрегатов, но снижать стабильность микроагрегатов (Voix-Fayos et al., 2001).

Помимо различных органических и неорганических веществ на процессы агрегации в почве также влияют физические и химические факторы, некоторые из которых рассмотрены ниже.

### *pH среды*

Значение pH почвенного раствора косвенно влияет на структурные и прочностные характеристики: через изменение растворимости, подвижности соединений  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Al}^{3+}$ , вида геометрического контакта различных комбинаций базис-скол между частицами (также в гл.1.1.2), изменения жизнедеятельности растений, микробиологической активности и т.д.

Перезарядка сколов частиц в зависимости от pH среды оказывает большое влияние на процессы структурообразования в глинистых системах. Из-за неравномерного распределения зарядов тетраэдрических и октаэдрических сеток плотность и общая величина заряда на боковых сколах зависит от типа минерала: каолинит имеет наибольшую величину заряда, который затем уменьшается в ряду хлорит–гидрослюд–монтмориллонит. В кислой среде общая величина заряда частицы снижается за счет частичной компенсации отрицательного заряда базисной поверхности положительными зарядами сколов, в щелочной же наоборот–возрастает, что приводит к изменению емкостей катионного и анионного обменов (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989). Активность  $\text{Al}^{3+}$  и  $\text{H}^+$  в почвенном растворе способствует сжатию двойного ДЭС и флокуляции глин. Когда pH увеличивается, силы отталкивания между частицами начинают превышать силы притяжения, что приводит к диспергации (Haynes, Naidu, 1998). Поведение соединений  $\text{Al}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  в зависимости от pH среды также оказывает опосредованное влияние на структуру почвы через изменение жизнедеятельности растений и микроорганизмов (Соколова, Толпешта, Трофимов, 2012; Haynes, Naidu, 1998).

### *Набухание и усадка*

Циклические процессы увлажнения–иссушения, которые проявляются в процессах набухания и усадки, чрезвычайно важные факторы в формировании

структуры почвы и её прочности (Lal, Shukla, 2004). В связи с этим большое количество отечественных и зарубежных работ посвящено изучению данных процессов и влиянию на них минералогического, гранулометрический состава почвы, органического вещества, влажности, обменных катионов, характера естественных структурных связей и т.д.: (Кузнецова, Данилова, 1988; Кузнецова, Данилова, 1991; Кузнецова, Старцев, 1992; Сапожников, 1985; Eremin, 2018; Prasad и др., 2018; Quirk, 1968; Zenero, Grimaldi, Cooper, 2019). Данные процессы приводят к переориентации частиц, формированию трещин, изменению межагрегатной пористости, цементации почвы (Lal, Shukla, 2004). Набухание возникает за счет гидратации почвенных частиц, уменьшения сил сцепления между ними благодаря капиллярным, осмотическим и адсорбционным процессам и приводит к разрушению структурных связей и снижению в несколько раз прочностных характеристик. Наиболее выражено набухание в переуплотненных глинистых грунтах, содержащих глинистые минералы с подвижной кристаллической решеткой и большое количество органического вещества, и в грунтах с коагуляционными и переходными видами контактов (Трофимов и др., 2005; Теории и методы физики почв: Коллективная монография, 2007; Сергеев, 1971). При усадке происходит уменьшение толщины водных оболочек частиц, их сближение, переход контактов из коагуляционных в точечные и фазовые, увеличение плотности и сопротивления деформациям и повышение водопроницаемости из-за наличия трещин на поверхности.



## 1.2. Реологический подход в изучении структуры почвы: отечественный и зарубежный опыт

Реология (от греч.  $\rho\acute{\epsilon}\omicron\varsigma$  «течение, поток» и  $\lambda\acute{o}\gamma\omicron\varsigma$  « наука») является разделом физики, изучающим характеристики течения и деформации веществ. Данный термин был введен в 1922 году американским ученым Ю.Бингамом, официально принят в 1929 году. Задачей реологии является выявление закономерностей напряженно – деформированного состояния и его изменения во времени и соответствия между особенностями деформационного поведения вещества и его структурой (Вялов, 1978).

Реологические исследования основываются на теоретических моделях идеально упругого тела Гука и идеально вязкой жидкости Ньютона, а также других реологических моделях для тел, не подчиняющихся этим соотношениям: вязкоупругих, пластичных тел и неньютоновских жидкостей.

В Советском Союзе у истоков развития реологического подхода в изучении коллоидных систем стояли М.П. Воларович (Воларович, Лазовская, 1966) и П.А. Ребиндер (Ребиндер, 1966а; Ребиндер, 1979) (Вялов, 1978).

Реологические исследования почв берут своё начало в реологических исследованиях грунтов, являющихся частью механики грунтов. Исследованиями реологии и механики грунтов в СССР занимались Н.А. Цытович (Цытович, 1940), Н.М. Герсеванов (Герсеванов, Польшин, 1948), С.С. Вялов (Вялов, 1959; Вялов, 1978), Ю.Л. Зарецкий (Зарецкий, 1967), Н. Маслов (Маслов, 1968), М.Н. Гольдштейн (Гольдштейн, 1971), С. Месчян (Месчян, 1974), Е.М. Сергеев (Сергеев, 1971), В.И. Осипов (Осипов, Соколов, Румянцева, 1989) и другие.

И.М. Горьковой была разработана классификация глинистых и осадочных пород по типу структурных связей, согласно которой они могут быть стабилизационными, коагуляционными, пластифицированно-коагуляционными и смешанными коагуляционно-конденсационными (Горькова, 1965; Горькова, 1966; Горькова, 1980).

Г.И. Фукс разделил дисперсные системы по признаку скорости восстановления и разрушения данной системы на тиксотропные, тиксостабильные, тиксолабильные и дилатантные (Фукс, 1951).

В отечественном почвоведении реологические методы начали применять Л.П. Абрикова (Абрикова, 1970; Абрикова, 1976; Абрикова, 1980), А.С. Манучаров и В.В. Абрикова (Абрикова, 1988; Абрикова, Манучаров, 1985; Абрикова, Манучаров, 1986; Манучаров, 1983; Манучаров, Абрикова, 1982; Манучаров, Абрикова, 1983) и другие.

Работы, проведенные упомянутыми выше исследователями на Реотесте-2, коническом пластометре Ребиндера, вискозиметре Воляровича позволили построить реологические кривые зависимостей скорости деформации и вязкости от напряжения сдвига суспензии почвы и охарактеризовать её по типу структурных связей, а также изучить влияние различных факторов на реологическое поведение почвы.

В работах Л.П. Абриковой применялись классификации Горьковой, Фукса, изучались процессы структурообразования и проявление таких реологических свойств как тиксотропия: было показано, что суспензии мощного чернозема относятся к тиксостабильным и тиксолабильным структурам со смешанными коагуляционно-конденсационными структурными связями, суспензии темно-серой лесной почвы и осолоделого солонца – к тиксотропным структурам (Абрикова, 1970); реопексия: было выявлено, что данное явление присуще почвам тяжелого гранулометрического состава в отличие от почв легкого гранулометрического состава (Абрикова, 1976); дилатансия, характерная для тундрово-глеевой почвы (Абрикова, 1980).

А.С. Манучаровым и В.В. Абриковой изучались структурные связи (Манучаров, 1983) и структурно-механические свойства методами конического пластометра Ребиндера и Реотеста-2 (Манучаров, Абрикова, 1983) горизонтов дерново-подзолистой почвы, сравнивались методы вискозиметра Воляровича и Реотеста-2 при изучении реологических параметров (Манучаров, Абрикова, 1982). В других работах были изучены характеристики тиксотропного поведения

тундровой поверхностно-глеевой почвы (Абрукова, Манучаров, 1986), реопексия и переход коагуляционных связей в кристаллизационные на примере дерново-подзолистых почв и слитых черноземов (Абрукова, Манучаров, 1985).

Новый подход в реологии почв основан на использовании реометров различных моделей. По сравнению с вискозиметрами реометры более универсальны и производительны, имеют широкий диапазон контролируемых и измеряемых параметров при относительно небольшом времени их определения, поэтому данный метод приобретает большое распространение в отечественном и мировом почвоведении.

Изучение влияния отдельного фактора на структуру и реологическое поведение возможно при приготовлении искусственных смесей, в которых существует внешняя регуляция различных свойств образца. В реальных же условиях реологическое поведение почв, являясь отражением их структурных особенностей, зависит одновременно от минералогического и гранулометрического состава, катионов почвенного раствора, pH среды, содержания органического вещества и т.д., поэтому необходимо комплексное рассмотрение всех влияющих факторов.

Одними из первых реометрический подход в оценке вязкоупругого поведения почв и глинистых минералов под нагрузкой применили Chezzehei и Or (Ghezzehei, Or, 2001). В своей работе они изучали разницу в реологическом поведении глинистых минералов, связанную с их строением: удельной поверхностью, активностью и типом адсорбированных катионов, а также показали, что уменьшение содержания влаги приводит к увеличению значений модуля сдвига, вязкости и предела текучести.

Влияние таких факторов, как содержание влаги и солей NaCl и CaCl<sub>2</sub>, на микроструктурную стабильность почв (на примере Gleysols и Planosols Германии (согласно WRB)) (Markgraf, 2006; Markgraf, Horn, 2006a) и лессов (Markgraf, Horn, Peth, 2006) было изучено в работах Markgraf et al. Авторами был изучен

агрегирующий эффект NaCl на богатых карбонатами породах и почвах, причиной чего стал факт нивелирования диспергирующего эффекта Na стабилизирующим эффектом CaCl<sub>2</sub>. Также показано, что упругие свойства более выражены для глинистых почв по сравнению с пылеватыми, прочность структуры возрастает при более низких значениях содержания влаги благодаря появлению капиллярных сил и более четко выраженному влиянию солей.

Изучению вязкоупругого поведения черноземов (Chernozems согласно WRB) посвящены работы Хайдаповой и др. (Хайдапова и др., 2016; Хайдапова, Милановский, Честнова, 2014; Шеин и др., 2014).

При изучении обыкновенных и выщелоченных черноземов залежи и пашни Алтайского Приобья (Шеин и др., 2014) были показаны положительные зависимости между содержанием органического вещества и такими реометрическими показателями, как точка Crossover и интегральная зона, характеризующая жесткость образца. Также было доказано, что этап структурного разрушения в гумусовых горизонтах пашни наступает значительно раньше по сравнению с залежью. Для типичных черноземов Курской области проведены исследования восстановления структуры под действием лесополос (Хайдапова, Милановский, Честнова, 2014), в которых было показано, что почвы лесополосы отличаются более упругим поведением по сравнению с пашней. Авторами был сделан вывод о том, что главным структурообразующим фактором является органическое вещество, которое обладает большим количеством гидрофильных компонентов под лесополосой, что приводит к улучшению микроструктурной организации. Более широкий ряд вариантов землепользования типичных черноземов Курской области изучен в работе Хайдаповой с соавт. (Хайдапова и др., 2016). Было показано, что гумусовые горизонты целины, дубового леса, лесополосы с большим содержанием органического вещества благодаря его структурирующему действию обладают более пластичным поведением и большей устойчивостью к нагрузкам по сравнению с длительным паром и пашней при прочих относительно равных свойствах.

Разным типам таежных почв северо-востока европейской части России (на территории Республики Коми) посвящен ряд отечественных исследований (Хайдапова и др., 2014; Холопов, Хайдапова, Лаптева, 2018а; Холопов, Хайдапова, Лаптева, 2018b).

Изучено реологическое поведение и типы структурных связей в горизонтах торфянисто-подзолисто-глееватых почв подзон северной и крайнесеверной тайги (Хайдапова и др., 2014). Выявлено, что структура исследуемых почв обладает слабыми коагуляционными связями и медленной скоростью тиксотропного восстановления; сравнительная прочность структуры гумусовых и переходных горизонтов связана с аккумуляцией органического вещества в первом случае и органо–минеральных соединений, илистых и коллоидных фракций – во втором.

Также для данной территории был изучен ряд автоморфных почв – дерново-подзолистых и подзолистых текстурно-дифференцированных (Retisols по WRB) южной и средней тайги, светлосезмов иллювиально-железистых (Stagnosols по WRB) северной, крайнесеверной тайги и лесотундры (Холопов, Хайдапова, Лаптева, 2018а; Холопов, Хайдапова, Лаптева, 2018b). Установлено, что повышение прочности структуры связано цементацией почвенных частиц в результате поступления альфегумусовых и гумусовых соединений с формированием жестких межчастичных контактов, а также влиянием процессов промерзания – что проявляется наиболее четко в светлосезмах, где в области формирования нулевой завесы была зафиксирована повышенная прочность межчастичных взаимодействий, обусловленная конденсационным уплотнением частиц в процессе промерзания.

Вертисоли (Vertisols – WRB) – почвы, характеризующиеся тяжелым гранулометрическим составом, преобладанием в илистой фракции минералов группы смектита, сликенсайдами и клиновидной структурой. Слитоземные комплексы умеренного и субтропического поясов были изучены в работе Жуковой с соавт. (Жукова и др., 2015). Было выявлено, почвы субтропического комплекса с меньшим содержанием органического вещества обладают менее пластичным поведением: в них слабее выражен процесс иллитизации –

трансформация смектитов в иллиты, что приводит к меньшему влиянию минералогического состава на прочность структурных связей.

Ряд работ посвящен исследованию реологических свойств почв Бразилии, среди которых: оксисоли (Ferralsols по WRB), вертисоли, ультисоли, альфисоли (Oxisols, Vertisols, Ultisols, Alfisols по классификации USDA соответственно).

Влияние минералогического, гранулометрического состава и органического вещества на реологическое поведение почв (оксисолей и вертисолей) было подробно изучено Markgraf et al. (Markgraf et al., 2010a; Markgraf, Horn, Peth, 2006). Авторами было показано, что смектитовые вертисоли с большим содержанием илистой фракции ( $<0.002$  мм) в процессе сдвига показывают «скользящее» поведение», проявляют большую область упругого поведения и позднее переходят в состояние вязкого течения по сравнению с каолинитовыми оксисолями. На основании реологических данных изучаемых почв был сделан вывод о том (Markgraf, Horn, 2007), что (гидро)оксиды железа в данных почвах оказывают большее стабилизирующее влияние на микроструктурную стабильность, чем органическое вещество.

В работе Holthusen et al. (Holthusen et al., 2017) подтверждены результаты, полученные Markgraf с соавторами. При изучении гумусовых и иллювиальных горизонтов оксисолей (пашни) и вертисолей было показано, что основными факторами, влияющими на структурные характеристики образцов были: минералогический состав, содержание (гидро)оксидов железа и алюминия. В опыте оксисоли (характеризующиеся высоким содержанием каолинита) показали более хрупкое поведение (меньший диапазон упругого поведения) по сравнению с вертисолями (с высоким содержанием смектита).

В работах Pertile et al. (Pértile et al., 2016; Pértile et al., 2018) было выявлено, что прочность структурных связей оксисолей, вертисолей, ультисолей и альфисолей с различным минералогическим и физико-химическим составом напрямую связана с увеличением содержания глинистой фракции, общего углерода, глинистых минералов с расширяющейся кристаллической решеткой и кальция и увеличивается до значений давлений почвенной влаги, равных 6 кПа. В

целом, оксисоли и вертисоли с высоким содержанием глинистой фракции показывали более упругое поведение и большую прочность структуры по сравнению с ультисолями с высоким содержанием песчаной фракции ( $>0.05$  мм).

Интересным почвенным объектом, исследованным методом реометрии, стали вулканические почвы Чили (Andosols по WRB). В работах Baumgarten et al. (Baumgarten, 2013; Baumgarten, Dörner, Horn, 2013) были изучено тиксотропное поведение вулканических почв леса, луга и пастбищ различного возраста с отличающимися физико-химическими свойствами, минералогическим составом и содержанием органического вещества. Было показано, что в данном ряду уменьшается структурная прочность; факторами, влияющими на структурные характеристики этих почв, являются тип землепользования (и связанные с этим содержание органического вещества и алюмогумусовых комплексов), а также минералогический состав (проявление процессов кристаллизации ферригидрита в магнетит и гематит).

Изучению гидроморфных и полугидроморфных почв Испании и Германии посвящен ряд работ (Baumgarten et al., 2012; Markgraf, Moreno, Horn, 2012; Stoppe, Horn, 2016; Stoppe, Horn, 2018). Salorthidic Fluvaquents, аллювиальные почвы Испании, характеризуются высоким содержанием  $\text{CaCO}_3$ , содержанием обменного  $\text{Na} > 15\%$  в ППК и неблагоприятными физическими свойствами. Данные почвы были изучены в работе Markgraf et al. (Markgraf, Moreno, Horn, 2012) в двух вариантах: естественном под пастбищем и пашней, на которой дополнительно проводились мелиоративные приемы по внесению фосфогипса. Было показано, что образцы мелиорированной почвы имеют большую структурную прочность из-за пониженного содержания натрия, являющегося диспергирующим агентом. В работах Stoppe и Baumgarten (Baumgarten et al., 2012; Stoppe, Horn, 2016; Stoppe, Horn, 2018) были изучены болотные почвы Германии (Fluvisols и Gleysols по WRB). Авторами изучены реологические и физико-химические свойства почв, выявлено диспергирующее и агрегирующее влияние натрия и кальция соответственно (Baumgarten et al., 2012). Также получены педотрансферные функции для различных гранулометрических групп,

описывающие связи между физико-химическими свойствами почв и реологическим параметром интегральная зона, характеризующим устойчивость структуры в внешним воздействиям (Stoppe, Horn, 2016; Stoppe, Horn, 2018) .

Применение органических и минеральных удобрений в сельском хозяйстве приводит к изменениям структуры и физико–химических свойств почв, количества, мобильности и доступности различных питательных веществ для растений, жизнедеятельности микроорганизмов (Минеев, 2004). В связи с этим, ряд исследований посвящен изучению влиянию на удобрений на микроструктурное поведение почвы (Holthusen, 2010; Holthusen et al., 2012a; Holthusen et al., 2012b; Holthusen et al., 2012c; Holthusen, Peth, Horn, 2010; Markgraf et al., 2010b; Markgraf et al., 2012a; Markgraf, Horn, 2006b). Почвы (Luvisols по WRB) опытной сельскохозяйственной станции Ротамстед в Великобритании длительного опыта с применением различным форм азотных минеральных удобрений и навоза были изучены Markgraf et al. (Markgraf et al., 2010b; Markgraf et al., 2012a). Было показано, что многолетнее внесение навоза приводит к увеличению аккумуляции органического углерода по сравнению с применением нитрата аммония в виде минеральных удобрений (NPK) и чистым паром и, как следствие, большей стабильности микроструктуры почвы.

Влияние калийных удобрений было изучено в работах (Holthusen et al., 2012a; Holthusen et al., 2012b; Holthusen et al., 2012c; Holthusen, Peth, Horn, 2010; Markgraf, Horn, 2006b). Было показано, что соли KCl положительно влияют на структуру субстратов, увеличивая значения модулей накопления и области пластичного поведения (Holthusen, Peth, Horn, 2010; Markgraf, Horn, 2006b). Однако, при применении калийных удобрений на почвах эффект был неоднозначным и зависел от их физико-химических свойств и минералогического состава (Holthusen et al., 2012b). К вызывал увеличение структурной прочности только в песчаных почвах, наименьшее влияние на напряжение сдвига наблюдалось в почвах с низким содержанием илистой фракции (<0.002 мм), большее влияние – на почвах со средним содержанием. Также



дестабилизирующий эффект К был более выраженным при известковании, чем без него.

Одним из важных факторов, влияющих на формирование почвенной структуры является биологический фактор: микроорганизмы и корни растений (Amézqueta, 2008; Bronick, Lal, 2005; Six et al., 2004). Изучение формирования структуры почвы в области ризосферы представляется чрезвычайно важным и интересным, так как в ней наблюдается увеличение водоудерживающей способности, повышенная микробная биомасса и агрегация частиц (благодаря наличию экссудатов) по сравнению с остальным объемом почвы (Hallett et al., 2010; Hinsinger et al., 2009). Полисахариды микробного и грибкового происхождения, продукты слизи корней и семян растений могут играть важную роль в связывании частиц почвы, что отражает способность почвы противостоять механическим воздействиям (Caesar-Tonthat, 2002; Deng и et al., 2013). Модельные эксперименты по изучению влияния веществ – экссудатов: склероглюкана, продуцируемого грибами, и полигалактуроновой кислоты как аналога слизи корней – на реологическое поведение почв и минеральных субстратов были проведены Barre et al. (Barré, Hallett, 2009). Было выявлено, что экссудаты вызывают увеличение вязкости почвы, что особенно четко проявляется для минералов с расширяющейся кристаллической решеткой. Для минералов (и почв) с типом кристаллической решетки 1:1 грибной экссудат оказывал большее влияние, чем корневой, при этом в обоих случаях при увеличении влажности наблюдалось увеличение вязкости. В работе Naas et al. (Naas et al., 2018) проводился эксперимент по изучению реологических свойств почв, насыщенных модельными растворами полигалактуроновой кислоты и ксантановой меди, продуцируемой бактериями. Авторами было показано, что переход почв в состояние вязкого течения происходит быстрее при увеличении концентрации модельных веществ.

Л.П. Аbruковой в работе 1976 г. было отмечено (Аbruкова, 1976, с. 125), что «при определении прочностных свойств прибором РВ-8 (вискозиметром

Воларовича) получают заниженные значения по сравнению с прочностью естественного сложения. Но характер деформационного поведения почв, изучаемый в лабораторных условиях, позволяет судить об изменении свойств почв в природных условиях...». Это вполне объяснимо, так как лабораторные реологические исследования почв чаще всего предполагают использование насыпного образца, просеянного через сита с некоторым диаметром или протертого пестиком. То есть в случае изучения образцов с нарушенной структурой мы можем делать выводы о потенциальной способности почвы иметь ту или иную прочность, деформироваться тем или иным путем под воздействием нагрузок в естественных условиях.

К настоящему времени накоплен большой опыт применения реологических методов для определения структурных характеристик почв различного генезиса. Но если изучению паст и суспензий с помощью реометрии посвящено большое количество отечественных и зарубежных работ (гл.1.2., выше), то число исследований, связанных с лабораторным изучением образцов с ненарушенной структурой (монолитов) – относительно невысоко. Технические возможности реометров позволяют изучить микроструктурные характеристики образцов почв естественного сложения. Holthusen et al. (Holthusen et al., 2012a; Holthusen, Reeb, Horn, 2012) оценивалось влияния различных видов минеральных и органических удобрений на микроструктурные характеристики почвы с ненарушенной структурой. В работе Хитрова (Хитров, Хайдапова, 2019) изучалось реологическое поведение паст и монолитов солонца Каменной степи. В работе Holthusen et al. сравнивалось поведение монолитных и пастообразных образцов под контролем воздействия нормальной силы различной величины, влияние нормальной силы на реологические характеристики образцов (Holthusen et al., 2019). Авторами было показано, что гомогенизированные образцы проявляют большую вязкоупругость по сравнению с образцами с естественной структурой, была дана рекомендация проводить реометрические исследования в диапазоне значений нормальных сил.

Естественные структурные связи между почвенными частицами и архитектура порового пространства – факторы, отличающие монолитные образцы от пастообразных. Для их изучения необходимо применение методов неинвазивного анализа почвенной структуры. Таким методом может быть рентгеновская компьютерная микротомография, позволяющая картировать пространственное расположение различных компонентов почвы (твердую фазу, включая минеральные зерна и органическое вещество) и поры без нарушения структуры. Это важное преимущество метода по сравнению с традиционными методами, где распределение пор по размерам измеряется косвенно с помощью гидравлических функций, сделали микротомографию (мКТ) широко применяемым методом в почвенных исследованиях, особенно в последние 15 лет (Keller et al., 2013). Изучению различных теоретических и методических вопросов посвящено большое количество работ, в том числе: строению порового пространства дерново-подзолистых почв – работы Скворцовой с соавт. (Скворцова и др., 2013), вопросам описания и реконструкции порового пространства – исследования Герке с соавт. (Герке, Карсанина, Скворцова, 2012), сравнению микротомографического и капилляриметрического методов определения распределения пор по размерам в суглинистых почвах – Шеина с соавт. (Шеин и др., 2016).

Деформации в почве, вызванные гидравлическими и механическими напряжениями, были изучены с привлечением томографической техники в ряде работ. Изучению порового пространства рекультивируемых почв под воздействием уплотнения сельскохозяйственной техникой посвящена работа Schäffer et al. (Schäffer et al., 2007). Авторами выявлено уменьшение макропористости и связанности макропор при увеличении степени нагрузки. В исследовании гидравлических и механических напряжений Peth et al. (Peth et al., 2010) была показана высокая гетерогенность проявления процессов деформации в почве и необходимость проведения связанных исследований микроструктуры. Стабильность и динамика деформации искусственных макропор и характеристики макропористости под воздействием одноосного сжатия исследованы Schaffer et al.

(Schäffer et al., 2008b; Schäffer et al., 2008c): было показано, что цилиндрические вертикальные поры (биопоры) являются более стабильными по сравнению с межагрегатными, а результирующие деформации макропор в лабораторном опыте сопоставимы с результатами, полученными для полевого исследования, где почва подвергалась воздействию техники. Также компьютерная томография использовалась для изучения распространения в почве вертикальных напряжений при приложении различных нагрузок (Naveed et al., 2016). В работах Pöhlitz et al. (Pöhlitz и др., 2018; Pöhlitz и др., 2019) изучались связи между величинами почвенной плотности томографическими показателями почв под разными условиями обработки и уплотнения.

Реометрическая техника и рентгеновская компьютерная микротомография открывают широкие возможности для подробного изучения реологического поведения и структуры порового пространства почв различного генезиса и сложения. Комплексный анализ и сравнение вязкоупругого поведения почвы нарушенной и естественной структуры с применением томографических показателей остается актуальной темой исследований.

## ГЛАВА 2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### 2.1. Объекты исследования

Объектами исследования послужили дерново-подзолистая почва под лесным массивом – сложным ельником и пахотная дерново – подзолистая почва Пушкинского района Московской области, а также черноземы типичные под лесополосой и дубравой и пахотный чернозем типичный Курского района Курской области. Были исследованы образцы естественного (монолитные) и нарушенного (пастообразные) сложения горизонтов изучаемых профилей.

#### 2.1.1. Дерново-подзолистые почвы

Разрез дерново-подзолистой почвы под сложным ельником находился в лесном массиве между посёлками Дарьино и Ельдигино. Разрез дерново-подзолистой пахотной почвы был заложен на опытном поле Зеленоградского стационара Почвенного института им. В.В. Докучаева (Рисунок 1). Образцы были отобраны в августе 2016 года.

Ниже представлены описания разрезов профилей дерново-подзолистой и пахотной дерново-подзолистой почв. Индексация горизонтов в описаниях приведена согласно классификациям почв России 1977 г. (Егоров и др., 1977) и 2004г. (Шишов и др., 2004), названия почв – согласно классификациям почв России 1977 и 2004 г.г., мировой реферативной базе почвенных ресурсов 2014 г. (в версии 2015 г.) (Герасимова, Красильников, 2017).



Рисунок 1. Дерново-подзолистая почва под сложным ельником (а), дерново-подзолистая пахотная почва (б).

Полевое описание (краткое) разреза *дерново-подзолистой почвы*:

Горизонт*	<u>Глубина, мощность, см</u>	<b>Морфологическое описание</b>
<b>A<sub>0</sub> (O)</b>	$\frac{0-4}{4}$	рыхлый, неравномерная мощность, два слоя: 0-2 см - хвойно-лиственный опад, 2-4 см - темно-серый, лиственный опад с трухой
<b>A1 (AY)</b>	$\frac{4-15}{11}$	свежий, тёмно-серый с буроватым оттенком, средний суглинок, комковатый, плотность неравномерная: очень рыхлый - уплотненный, много корней, часто перерыт животными, переход по цвету и структуре постепенный
<b>A2 (EL)</b>	$\frac{15-28}{13}$	свежий, светло-серый, лёгкий суглинок, структура неоднородная от мелкочешуйчатой до тонкоплитчатой, горизонтальные структурные отдельности, бесструктурные (неагрегированные участки), в местах зоогенной переработки структура неясно комковатая, копрогенная, высокое содержание ортштейнов, ортштейны разного размера, граница волнистая (языковатая), переход ясный
<b>A2B (BEL)</b>	$\frac{28-35}{7}$	свежий, чередование карманов, языков A2 и материала B1, средний суглинок, структура неоднородная, зависит от положения, в основном мелкопризматическая, много червороин, ходов корней, переход по окраске, структуре
<b>B1 (BT1)</b>	$\frac{35-70}{35}$	свежий, бурый, тонкие трещины с материалом A2, межтрещинная масса неоднородная по окраске с сероватыми и осветлёнными пятнами, буровато-серые кутаны наверху, белёсая присыпка, средний суглинок, уплотнённый, отдельные крупные червороины с серым материалом, ходы корней, марганцевые примазки по граням структурных отдельностей, переход

		постепенный по окраске, плотности
<b>B2 (BT2)</b>	$\frac{70-100}{30}$	влажноватый, коричневатый, плотный, тяжёлый суглинок, кутаны
Глубина разреза – 100 см		
Дерново-неглубокоподзолистая тяжелосуглинистая на покровном суглинке (классификация 1977 г.), Мелкая дерново-неглубокоподзолистая тяжелосуглинистая на покровном суглинке (классификация 2004 г.), Albic Glossic Retisols (Lomic, Cutanic) по классификации WRB 2014 г. (версия 2015 г.)		
Описание растительности 1 ярус: 8Е2Б + Лп, Д. Возраст елей -100 лет, берез - 60–70 лет. 2ярус: ель h = 25–30 м. Подрост: ель, клен, липа 20–30 лет, средней густоты. Подлесок: клен, рябина, липа, лещина, средней густоты. Травяной покров густой. Координаты разреза: N 56.098272°; E 37.821603° (Скворцова и др., 2016).		
* Индексация горизонтов: по классификации 1977 года / по классификации 2004 года		

Полевое описание (краткое) разреза *дерново-подзолистой пахотной почвы*:

Горизонт*	Глубина, мощность, см	Морфологическое описание
<b>Ap1 (P1)</b>	$\frac{0-26}{26}$	свежий, окраска неоднородная, на сером фоне более темные пятна, средний суглинок, структура мелкокомковатая, твердоватый, сложение плотное, много мелких и средних пор, много мелких и средних корней, переход ясный по цвету, граница ровная
<b>Ap2 (P2)</b>	$\frac{26-30}{4}$	свежий, окраска неоднородная, на сером фоне темно-серые пятна, средний суглинок, структура комковатая, твердоватый, сложение плотное, много мелких пор, много мелких и средних корней, переход ясный по цвету, граница ровная
<b>A2B (BEL)</b>	$\frac{30-65}{35}$	свежий, окраска неоднородная, на буром фоне частые белесые языки, средний суглинок, мелкопризмовидная структура, твердоватый, сложение плотное, мало мелких пор, мало мелких тонких корней, переход заметный по цвету, граница волнистая
<b>B1 (BT1)</b>	$\frac{65-85}{20}$	влажноватый, окраска неоднородная, на буром фоне редкие белесые языки, средний суглинок, структура призмовидная, твердоватый, сложение плотное, единичные мелкие корни, глинистые кутаны, переход по плотности и цвету, граница волнистая
<b>B2 (BT2)</b>	$\frac{85-115}{30}$	влажный, окраска неоднородная, на буром фоне темно-коричневые пятна, тяжелый суглинок, структура крупнопризмовидная, твердоватый, сложение плотное, среднее количество мелких пор, глинистые кутаны, переход заметный по плотности, граница волнистая
<b>BC (BC)</b>	$\frac{115-160}{45}$	влажный, окраска неоднородна, на буром фоне темно-коричневые пятна, тяжелый суглинок, структура глыбисто-призмовидная, твердый, сложение плотное, среднее количество

		мелких пор, глинистые кутаны
Глубина разреза 160 см		
Дерново-слабоподзолистая среднепахотная тяжелосуглинистая на покровном суглинке освоенная (классификация 1977г.), Агродерново-слабоподзолистая тяжелосуглинистая на покровном суглинке (классификация 2004 г.), Albic Glossic Retisols (Lomic, Aric, Cutanic) по классификации WRB 2014 г. (версия 2015г.)		
Координаты разреза N 56.133261° E 37.802355°		
* Индексация горизонтов: по классификации 1977 года / по классификации 2004 года		

### *Природно-климатическая характеристика Пушкинского района Московской области*

Климат территории исследования умеренно-континентальный, с теплым летом, умеренно-холодной зимой с устойчивым снежным покровом. Высота снежного покрова 25 – 45 см. Среднегодовое количество осадков составляет от 480 до 544 мм. Средняя температура января  $-10.6^{\circ}\text{C}$ , июля  $+17.8^{\circ}\text{C}$ . Продолжительность периода активной вегетации (со средними суточными температурами выше  $5^{\circ}\text{C}$ ) изменяется от 125 до 140 дней. Устойчивые морозы продолжаются от 105 до 112 дней. Преобладают южные и юго-западные ветры.

Территория исследования располагается в центральной части Восточно-Европейской (Русской) равнины Московской моренно-эрозионной возвышенности, для которой характерна эрозионно-балочная сеть. Рельеф слабохолмистый и мелкохолмистый, характерны высоты 150-200 м. Преобладают процессы овражной эрозии и оползни.

Территория исследования находится в центральной части Восточно-Европейской платформы, сложенной из фундамента (образующего Московскую синеклизу), представленного гранитами и гнейсами, а также покровным чехлом отложений.

Почвообразующие породы территории исследования представлены покровными суглинками, характеризующимися однородным составом с преобладанием пылеватой фракции.



Район относится к подзоне лесов южно–таежной зоны и зоне хвойно-широколиственных и широколиственных лесов. Лесистость региона 40-50%.

Район исследования расположен в междуречье Клязьмы (левый приток Оки) и Вори (левый приток Клязьмы). Поверхностные воды представлены множеством рек, речек и мелких озер (Анненская и др., 1997).

Илистая фракция элювиальных по илу горизонтов дерново-подзолистых почв на бескарбонатных покровных суглинках обеднена минералами монтмориллонитовой группы вплоть до исчезновения в А2, он появляется вновь в переходном горизонте А2В, затем его содержание возрастает с глубиной. В горизонте А2 наблюдается повышенное содержание минералов группы каолинита, пониженное содержание иллита и появление вермикулита и почвенного хлорита по сравнению с нижележащими горизонтами (Соколова, Дронова, Толпешта, 2005).

### 2.1.2. Черноземы типичные

Разрезы черноземов типичных были заложены в дубраве (дубовом лесу) на территории Центрально-черноземного природного биосферного заповедника им. В.А. Алехина Курской области, на пахотном поле Курского НИИ АПП и в прилегающей к пахотному полю лесополосе (Рисунок 2). Образцы были отобраны в июле 2016 года.

Ниже представлены описания разрезов профилей черноземов типичных и пахотного чернозема типичного. Индексация горизонтов в описаниях приведена согласно классификациям почв России 1977 г. (Егоров и др., 1977) и 2004г.(Шишов и др., 2004), названия почв – согласно классификациям почв России 1977 и 2004 г.г., мировой реферативной базе почвенных ресурсов 2014 г (в версии 2015 г.) (Герасимова, Красильников, 2017).

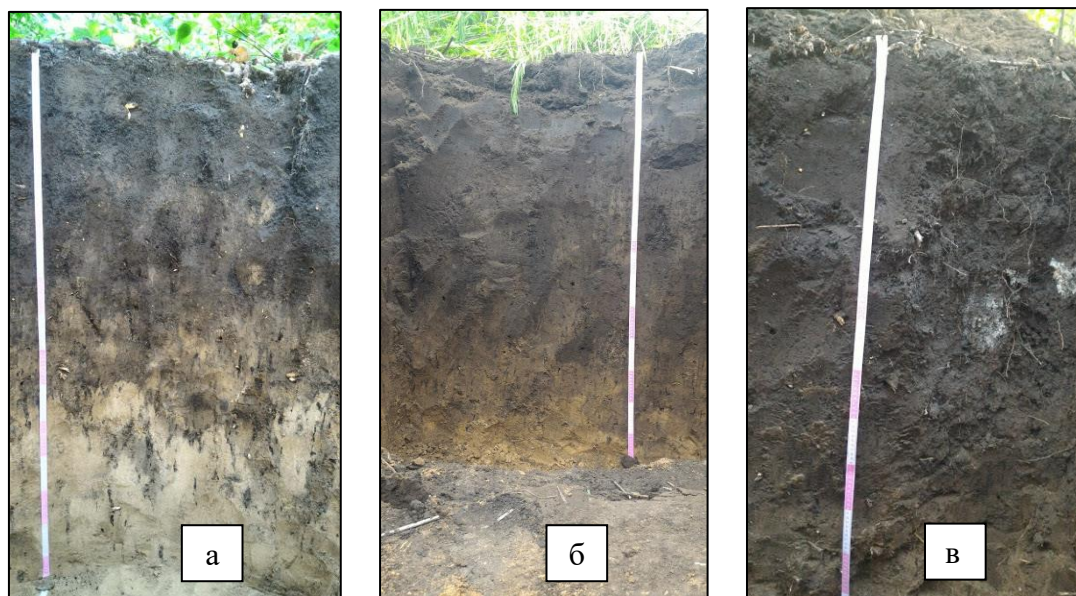


Рисунок 2. Профили чернозема типичного в дубраве (а) и лесополосе (в), пахотного чернозема типичного (б).

Полевое описание (краткое) разреза *чернозема типичного в дубраве*:

Горизонт*	Глубина, мощность, см	Морфологическое описание
A1 (AU)	$\frac{0-50}{50}$	свежий, темно-серый, структура комковато-зернистая, включения корней, рыхлый, граница ровная, переход ясный
A1B (AUBCA)	$\frac{50-95}{45}$	свежий, неоднородная окраска: буровато-серый с небольшими палевыми и темно-серыми пятнами различного размера, структура ореховато-комковатая, небольшое количество корней, плотноватый, граница волнистая, переход резкий, червороины
Bca (BCAmc)	$\frac{95-170}{75}$	влажный, палевый, червороины и кротовины с материалом верхнего горизонта, структура порошистая, плотноватый, новообразования карбонатов псевдомицелий
Глубина разреза 170 см		
Чернозем типичный мощный тяжелосуглинистый на карбонатном лессовидном суглинке (классификация 1977г.), Чернозем миграционно-мицеллярный мощный тяжелосуглинистый на карбонатном лессовидном суглинке (классификация 2004 г.), Naplic Chernozem (Loamic, Pachic) по классификации WRB 2014 г. (версия 2015 г.)		
* Индексация горизонтов: по классификации 1977 года / по классификации 2004 года		

Полевое описание (краткое) разреза *пахотного чернозема типичного*: (культура - озимая пшеница).

Горизонт	Глубина, мощность, см	Морфологическое описание
Ap1	$\frac{0-20}{20}$	сухой, темно-серый, мелкозернисто-порошистая структура,

<b>(PU1)</b>	20	большое количество корней, рыхлый, переход ясный, граница ровная
<b>Ap2 (PU2)</b>	$\frac{20-30}{10}$	граница по плотности (плотнее верхнего горизонта), свежий, темно-серый, комковатая структура, меньшее количество корней, граница ровная, переход заметный.
<b>A1 (AU)</b>	$\frac{30-60}{30}$	переход по плотности, рыхлее предыдущего, свежий, структура зернисто-комковатая, темно-серый, малое количество корней, переход заметный, граница волнистая
<b>A1B (AUBCA)</b>	$\frac{60-97}{37}$	свежий, окраска неоднородная: на буро-палевом фоне серые пятна, червороины, структура комковатая, плотноватый, переход по цвету ясный, граница волнистая
<b>Bca (BCAmc)</b>	$\frac{97-120}{23}$	влажный, плотный, буро-палевый, новообразования карбонатов: псевдомицелий, структура порошистая, червороины
Глубина разреза 120 см		
Координаты разреза N 51.621370 E 36.257558		
Чернозем типичный мощный среднепахотный тяжелосуглинистый на карбонатном лессовидном суглинке освоенный (классификация 1977 г.), Агрочернозем миграционно-мицеллярный мощный среднепахотный тяжелосуглинистый на карбонатном лессовидном суглинке (классификация 2004 г.), Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic) по классификации WRB 2014 г. (версия 2015 г.)		

Полевое писание (краткое) *чернозема типичного в лесополосе*

(дубовая лесополоса с подростом клена остролистного):

<b>Горизонт</b>	<b>Глубина, мощность, см</b>	<b>Морфологическое описание</b>
<b>A1'(AU')</b>	$\frac{0-20}{20}$	свежий, темно-серый, комковато-зернистая структура, грибной мицелий, корни растений, рыхлый, переход по плотности и оструктуренности, граница ровная
<b>A1'' (AU'')</b>	$\frac{20-60}{40}$	плотнее предыдущего, свежий, рыхлый, темно-серый, пронизан корнями, структура зернисто-комковатая, переход по цвету и структуре, граница ровная
<b>A1B' (AUBCA')</b>	$\frac{60-80}{20}$	свежий, буровато-темно-серый, комковатая структура, плотноватый, переход по цвету, граница ровная
<b>A1B'' (AUBCA'')</b>	$\frac{80-110}{20}$	свежий, буровато-серый, комковатая структура, плотноватый, переход ясный (по цвету), граница волнистая
<b>Bca (BCAmc)</b>	$\frac{110-140}{30}$	влажный, буро-палевый, комковато-ореховатая структура, плотноватый, новообразования карбонатов: псевдомицелий, граница волнистая, переход заметный
<b>BCsa (BCACsa)</b>	$\frac{140-180}{40}$	влажный, плотноватый, светло-буро-палевый, новообразования карбонатов: псевдомицелий, червороины, структура порошистая
Глубина разреза 180 см		
Координаты разреза N 51.621347 <sup>0</sup> E 36.256665 <sup>0</sup>		

Чернозем типичный мощный тяжелосуглинистый на карбонатном лессовидном суглинке (классификация 1977г.),  
Чернозем миграционно-мицеллярный мощный тяжелосуглинистый на карбонатном лессовидном суглинке (классификация 2004 г.),  
Haplic Chernozem (Loamic, Pachic) по классификации WRB 2014 г. (версия 2015 г.)

### *Природно-климатическая характеристика Курского района Курской области*

Территория исследования расположена в умеренно-континентальном климате. Климат области характеризуется большой годовой амплитудой температур, относительно продолжительной умеренно-холодной зимой с устойчивым снежным покровом и метелями, преобладанием летних осадков над зимними (Галицкий и др., 1966). Среднегодовое количество осадков по области составляет 584 мм (зона умеренного увлажнения). Период с положительной среднесуточной температурой воздуха – около 220–235 дней. Средняя толщина снежного покрова к концу зимы составляет 30 см. Средняя температура января составляет  $-8,6$  °С, средняя температура июля равна  $+19,3$ °С. Длительность безморозного периода в воздухе в среднем составляет 150–160 дней. Вегетационный период (со средними суточными температурами выше  $5^{\circ}\text{C}$ ) продолжается от 180 до 195 дней (Информация о Курской области и курянах. Климат, почвы, растительность, 2019). Над территорией Курской области преобладают западные ветры.

Курская область расположена на юго-западных склонах Средне-Русской возвышенности. Для рельефа области характерны две черты: возвышенность и сильная расчлененность, наличие древних и современных форм линейной эрозии: волнисто-равнинные водоразделы с широкими речными долинами, густая сеть балок и оврагов. Высота поверхности над уровнем моря составляет 175—225 м. (Галицкий и др., 1966).

Геологический фундамент Курской области образуют древние докембрийские метаморфические породы Воронежской антеклизы, на которых залегают различные по составу и мощности пласты осадочных пород последующих геологических периодов (Информация о Курской области и курянах. Климат, почвы, растительность, 2019).

Почвообразующие породы территории исследования представлены лессовидными суглинками. (Галицкий и др., 1966)

Территория Курской области расположена в лесостепной зоне. Лесистость территории колеблется от 3 до 10%. Естественная растительность сохранена на 18 % территории области (Курская область: Атлас, 2009).

Территория расположена в бассейне реки Сейм (приток Десны). Крупных озер и болот на территории области нет (Галицкий и др., 1966).

На фоне слабой дифференциации минералогического состава илистой фракции черноземов типичных наблюдаются признаки накопления минералов группы иллита в гумусовом горизонте по сравнению с нижележащими горизонтами и минералов монтмориллонитовой группы в карбонатном иллювиальном горизонте (Соколова, Дронова, Толпешта, 2005).

## 2.2. Методы исследования

### 2.2.1. Методы определения основных физических и химических свойств почвы

Гранулометрический состав почвенных образцов менее 0.25 мм определялся методом лазерной дифракции на приборе Analysette 22 (Fritsch, Германия) с предварительной ультразвуковой диспергацией почвенной суспензии в течение 5 минут (Шеин и др., 2017; Теории и методы физики почв: Коллективная монография, 2007).

Определение содержания общего, органического и карбонатного углерода\* (\*— в черноземных образцах) в образцах менее 1 мм проводилось с помощью экспресс-анализатора АН-7529 («Измеритель», г. Гомель, Беларусь) методом сухого сжигания в потоке кислорода. Для образцов черноземов типичных содержание органического вещества находили по разнице между содержанием общего и неорганического (карбонатного) углерода (Шеин и др., 2017; Теории и методы физики почв: Коллективная монография, 2007).

Анализ влажности почвенных паст и монолитов при изучении почвы методом амплитудной развертки проводился с помощью анализатора влажности МХ-50 (Япония).

Остальные химические анализы почвы были выполнены в исследовательском лабораторном центре Почвенного института им. В.В. Докучаева:

–определение рН водной и солевой вытяжек по ГОСТ 26423-85 (Министерство сельского хозяйства СССР, 1985а) и ГОСТ 26483-85 (по методу ЦИНАО) соответственно (Министерство сельского хозяйства СССР, 1985b)),

–обменная кислотность – по ГОСТ 26484-85 (Министерство сельского хозяйства СССР, 1985с),

–содержание кальция и магния – по методу Шолленбергера (согласно руководству по исследованию ионно-солевого состава почв Почвенного института) (Хитров, Понизовский, 1990),

–содержание железа – по методам Тамма и Мера-Джексона (Теория и практика химического анализа почв, 2006).

### 2.2.2. Метод компьютерной томографии в изучении порового пространства и структуры почвы

Томографические исследования структуры монолитных образцов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных проведены в Почвенном институте им. В.В. Докучаева с использованием рентгеновского микротомографа SkyScan 1172 (Bruker, Бельгия) (Рисунок 3) при энергии рентгеновской трубки 70 кэВ (keV) и разрешении съемки 15,84 мкм на пиксел.



Рисунок 3. Микротомограф SkyScan 1172 (лаборатория физики и гидрологии Почвенного института им. В.В. Докучаева).

Обработка томографических данных (теневых проекций) и получение томографических срезов (реконструкция) осуществлено при помощи фирменного программного обеспечения и методического пособия NRecon (Bruker, SkyScan) (SkyScan NRecon User Manual, 2016).

Томографические срезы обработаны и проанализированы при помощи следующего программного обеспечения:

Data Viewer – подготовка и генерация разверток томографических срезов под нужным углом сечения;

CTvox – генерация фрагмента объемной структуры образца со всеми выявленными рентген-контрастными фазами (SkyScan CTvox Quick Start Guide, 2014);

CTvol – генерация отдельных объемных объектов и структур порового пространства;

CTan – математическая обработка и расчеты объемных морфометрических показателей внутренней структуры для рентген-контрастных фаз. Программа позволяет получать значения порового пространства образца в  $\text{мм}^3$  или в процентах от общего анализируемого объема образца. К морфометрическим параметрам относятся (на примере одной рентген-контрастной фазы): объем, площадь поверхности объекта, пористость (общая, открытая и закрытая), количество частиц или структурных отдельностей, количество контактов между связанными частицами или структурными отдельностями (SkyScan Morphometric parameters measured by Skyscan CTanalyser software. User Guide, 2017).

На рисунке 24 представлены изображения, полученные с помощью программы CTvox, в таблице 12 – данные, полученные с помощью программы CTan (глава 3.3.1).

Анализируемыми данными томографической съёмки были величины закрытой, открытой и общей томографической пористости почвенных образцов второго блока монолитов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных. Данные виды пористости определяли в виртуальных анализируемых цилиндрических объемах (VOI)  $1827 \text{ мм}^3$ , расположенных в пределах изученных микромонолитов. Согласно программам SkyScan закрытая пористость представляет собой систему соединяющихся объемов или отдельных пор, не имеющих выхода на поверхность виртуального анализируемого цилиндра, открытая пористость – систему соединяющихся объемов или отдельных пор с выходом на поверхность цилиндра. Общая пористость представляет собой сумму всех томографически видимых пор, присущих образцу в анализируемом объеме (открытых и закрытых).

Подготовка микромонолитов из больших монолитов для томографической съёмки. Вырезанный в полевых условиях экспедиции большой монолит размером  $9.5 \times 7.5 \times 4 \text{ см}$  упаковывался скотч–пленкой и хранился в холодильной камере лаборатории до проведения опыта. Затем его вынимали из формирующей коробки, ставили на фильтровальную бумагу на капиллярное насыщение в кристаллизатор с дистиллированной водой в течение трех суток до появления пленки воды на поверхности. После насыщения полевого монолита с ровного участка его поверхности, соприкасавшейся с фильтровальной бумагой, в пластиковый полый цилиндр объемом  $18.5 \text{ см}^3$  (с внешним диаметром 29 мм) вырезался монолит для томографической съёмки с помощью одноразового лезвия и упаковывался скотч–пленкой во избежание потерь влаги. После указанных операций проводилась томографическая съёмка.



### 2.2.3. Метод амплитудной развертки в исследовании реологических свойств ПОЧВ

Реологические параметры почвенных паст и монолитов определяли методом амплитудной развертки (осцилляционным амплитудным тестом) с измерительной системой параллельных плато диаметром 25 мм (PP-25) на модульном компактном реометре MCR-302 (Anton Paar, Австрия) (Рисунок 4).



Рисунок 4. Модульный компактный реометр MCR-302 (лаборатория Почвенного стационара МГУ им. М.В. Ломоносова).

Ниже представлена краткая теория осцилляционного метода. Подробно теория метода описана в работах Mezger, Markgraf, Хайдаповой (Хайдапова и др., 2016; Хайдапова, Милановский, Честнова, 2014; Markgraf et al., 2012b; Markgraf, Horn, 2006a; Mezger, 2011).

В данном методе используется модель двух пластин, в зазор между которыми помещается образец и подвергается осциллирующим напряжениям, при этом нижнее плато остается неподвижным, а верхнее плато колеблется в горизонтальной плоскости с заданной в опыте частотой при увеличивающейся амплитуде колебаний. Движения верхнего плато (которое через стержень присоединено к двигателю колеса прибора) вызывают сдвиг образца (Рисунок 5).

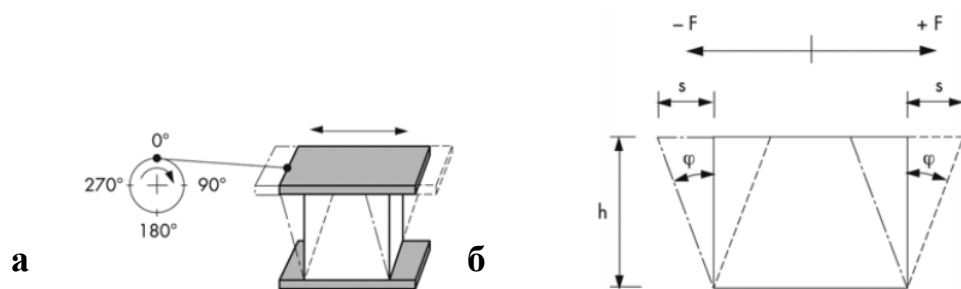


Рисунок 5. Метод осцилляционного теста: модель двух плато (а) и схема деформации образца в зазоре между плато (б) (по Mezger, 2011).

Рисунок 5 схематически иллюстрирует метод осцилляции: верхнее плато реометра движется с силой  $\pm F$ , вызывая сдвиг образца  $\pm s$  с углом отклонения  $\pm \varphi$  в зазоре  $h$ . При этом деформация образца равна отношению сдвига к зазору  $\pm \gamma = \pm s/h$ , (Формула 3), напряжение сдвига – отношению прилагаемой силы к площади плато  $\pm \tau = \pm F/A = \pm \text{tg} \varphi$ , (Формула 4).

Поведение идеально упругих тел объясняется законом Гука (механический аналог – модель пружины):

$$\tau(t) = G^* \gamma(t), \text{ (Формула 5),}$$

где  $\tau$  – напряжение сдвига,  $G^*$  – комплексный модуль сдвига,  $\gamma$  – деформация сдвига.

Поведение идеально вязких тел определяется законом Ньютона (механический аналог – модель поршня):

$$\tau(t) = \eta^* \dot{\gamma}(t), \text{ (Формула 6),}$$

где  $\tau$  – напряжение сдвига,  $\eta^*$  – комплексная вязкость,  $\dot{\gamma}$  – скорость деформации сдвига.

Однако для большинства природных объектов характерно проявление вязкоупругого поведения. Поведение вязкоупругих твердых тел (в число которых входят гели, почва) объясняется моделью Кельвина-Войта: параллельного соединения поршня (упругой составляющей) и пружины (вязкой составляющей) (Рисунок 6).

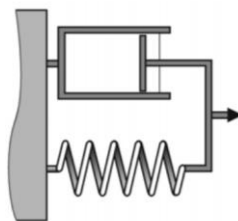


Рисунок 6. Модель Кельвина-Войта (по Mezger, 2011).

На рисунке 7 изображена кривая синусоидальная функция поведения  $\tau(t)$  вязкоупругого твердого тела в осцилляционном тесте с режимом контролируемой деформации  $\gamma$  (controlled shear deformation – CSD), которую можно описать уравнением  $\tau(t) = \tau_A \cdot \sin(\omega t + \delta)$ , где  $\omega$ -угловая частота (Формула 7). Между результирующей кривой напряжения сдвига  $\tau(t)$  образца и заданной кривой деформации  $\gamma(t)$  наблюдается запаздывание или фазовый угол сдвига.

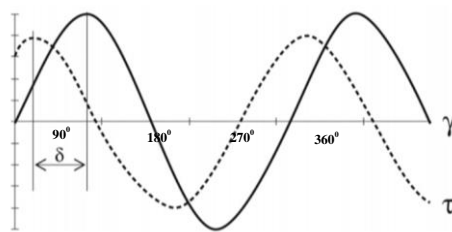


Рисунок 7. Схематическое изображение осцилляционного теста вязкоупругого твердого тела (по Mezger, 2011).

Угол сдвига  $\delta$  между заданной кривой деформации  $\gamma$  и результирующей кривой напряжения сдвига  $\tau$  для идеально упругих тел –  $\delta=0$ , для идеально вязких тел –  $\delta=90^\circ$ , для вязкоупругих материалов –  $0^\circ < \delta < 90^\circ$  (Рисунок 7).

Вязкоупругое поведение как сумма вязкой и упругой составляющих может быть проиллюстрирована векторной диаграммой (Рисунок 8): комплексный модуль сдвига  $G^*$  здесь представлен в виде векторной суммы модуля накопления  $G'$  и модуля потерь  $G''$ .

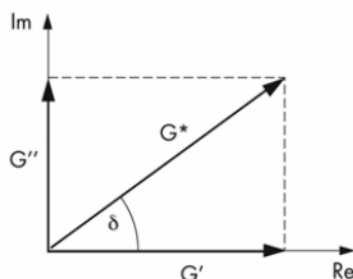


Рисунок 8. Векторная диаграмма комплексного модуля сдвига  $G^*$ , модулей накопления  $G'$  и потерь  $G''$  (по Mezger, 2011).

Модуль накопления  $G'$  (storage modulus) является мерой упругого поведения материала и представляет собой ту часть энергии деформации, которая сохранена в образце во время сдвигового процесса. Данная энергия выступает в качестве движущей силы для полного или частичного восстановления структуры материала после окончания деформации.

Модуль потерь  $G''$  (loss modulus) является мерой вязкого поведения материала и представляет собой энергию деформации, использованную и потерянную (диссипированную) для образца во время процессов перестроения его структуры и внутреннего трения между молекулами, частицами и т.д. во время частичного или полного течения образца.

Исходя из векторной диаграммы модулей и закона Гука можно рассчитать значения модулей накопления и потерь (Рисунок 8):

$$G' = G^* \cdot \cos\delta = (\tau/\gamma) \cdot \cos\delta, \text{ (Формула 8),}$$

$$G'' = G^* \cdot \sin\delta = (\tau/\gamma) \cdot \sin\delta, \text{ (Формула 9),}$$

Отметим, что в режиме контролируемой деформации  $\gamma$  в осцилляционном амплитудном тесте (controlled shear deformation – CSD) предустановленными параметрами измерений реометра являются:

- угол отклонения  $\phi$ ,
- деформация сдвига  $\gamma$ .

Первичными данными прибора являются независимые показатели - крутящий момент  $M$  и угол сдвига  $\delta$ , расчетными показателями являются напряжение сдвига  $\tau$ , где  $\tau=2M/\pi r^3$  (Формула 10) и комплексный модуль сдвига  $G^*$  (Mezger, 2011).

Осцилляционный метод, проведенный при постоянной частоте и увеличивающейся амплитуде, называется методом амплитудной развертки - Amplitude Sweep Test (AST) (Рисунок 9).

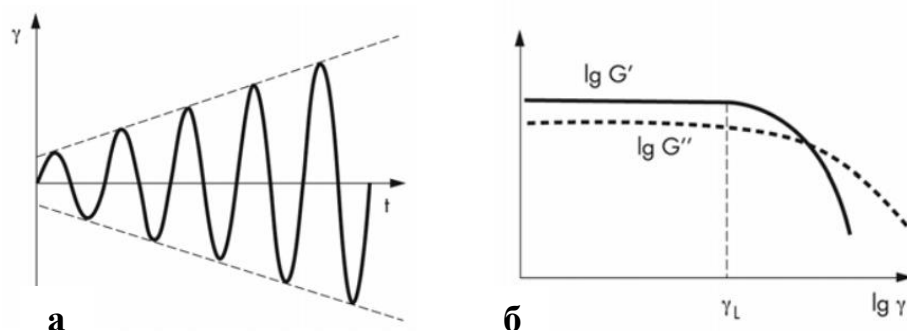


Рисунок 9. Амплитудная развертка: а – деформация и амплитуда колебаний (при постоянной частоте колебаний), б – результирующие кривые модулей накопления  $G'$  и потерь  $G''$ , значение деформации  $\gamma_L$ , определяющее диапазон линейной вязкоупругости LVE-range для вязкоупругих твердых тел (по Mezger, 2011).

Использовались следующие технические параметры программного обеспечения Start Rheoplus реометра MCR-302 для проведения реологических испытаний (согласно Markgraf, 2006):

- режим Amplitude Sweep Test (осцилляционный амплитудный тест),
- количество точек измерения - 30,
- длительность измерения одной точки - 15 сек.,
- угловая частота измерения - 0,5 Гц,
- диапазон деформации (напряжения)  $\gamma$  от 0,001 до 100%  $\lg$
- контроль нормальной силы NF (силы воздействия верхнего плато): <15 Н для монолитных образцов и <5 Н для пастообразных образцов (более подробное описание дано в главе 3.2.1)
- постоянная температура 20°C (обеспечивалась элементами Пельтье).

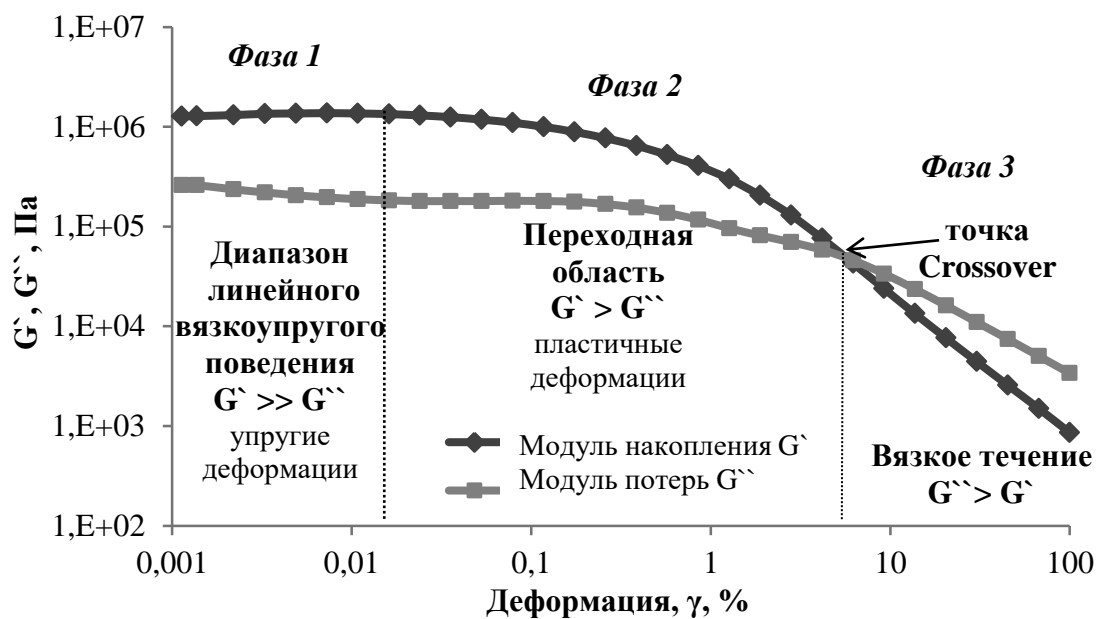


Рисунок 10. Результаты осцилляционного амплитудного теста на примере монолитного образца горизонта А1` чернозема типичного под лесополосой: кривые модулей накопления  $G'$  и потерь  $G''$ .

На рисунке 10 представлены результаты осцилляционного амплитудного теста на примере монолитного образца горизонта А1` чернозема типичного под лесополосой в режиме контролируемой деформации CSD. Оси X и Y представлены в логарифмических шкалах по причине того, что частями кривых, важных для анализа поведения образцов, являются диапазоны низких значений деформации, а также тот факт, что численные значения кривых  $G'$  и  $G''$  имеют большие порядки.

Для всех изученных почвенных образцов можно выделить следующие фазы поведения структуры:

Фаза 1. Диапазон линейной вязкоупругости (linear viscoelastic range – LVE-range) – область деформаций образца, в которой кривые  $G'$  и  $G''$  идут практически параллельно друг другу и оси X, но на различных уровнях. Значения модуля накопления в данном диапазоне значительно превышают значения модуля потерь. Структура образца здесь не нарушается с увеличением деформации. Данная область является областью упругих деформаций или «накопленной упругости – stored elasticity».

LVE-range определялся как точка кривой  $G'$ , после которой наблюдалось устойчивое падение значений. Анализировались две координаты точки:

- по оси X - деформация ( $\gamma_L$ ),
- по оси Y - значение модуля накопления ( $G'_L$ ).

Значение модуля накопления  $G'$  в диапазоне линейной вязкоупругости LVE-range при малых амплитудах –  $G'_L$  – характеризует жесткость межчастичных связей в образце.

Фаза 2. Переходная область, область трансгрессии (yield zone, yield/flow transition range). Диапазон от начала понижения значений кривых  $G'$  и  $G''$  до их пересечения в точке Crossover. В данной области значения модуля накопления все ещё превышают значения модуля потерь, однако почва показывает необратимое деформационное поведение (пластичное поведение).

Фаза 3. Финальная стадия. Область вязкого течения, zone of structural breakdown. После точки Crossover (flow point) поведение почвы переходит из вязкоупругого в вязкое.

Анализировалось значение деформации в точке Crossover –  $\gamma_F$ .

Реологические исследования почвенных образцов и их подготовка делились на два блока:

Блок №1. Исследование и сравнение реологических показателей образцов с естественной структурой (монолитов) и с нарушенной структурой (пастообразных) дерново-подзолистых почв и черноземов типичных.

*Подготовка паст:* из образца, отобранного из центральной части генетической горизонта и доведенного до воздушно-сухого состояния, бралось небольшое количество почвы, растиралось пестиком с резиновым наконечником и просеивалось через сито 1 мм. Затем цилиндры с диаметром 25 мм, соответствующие размеру измерительной системы PP-25 реометра, наполняли 3 г подготовленной (просеянной и растертой) почвы, затем, слабо надавливая 3 раза, выравнивали поверхность почвенной таблетки поршнем и ставили на дощечку, покрытую фильтровальной бумагой, в кристаллизатор с дистиллированной водой

для капиллярного насыщения в течение суток до появления пленки воды на поверхности. Непосредственно перед испытанием осторожно выдавливали образец на плато реометра с помощью поршня (Рисунок 11). Повторность измерения трехкратная. После проведения испытания влажность образца определялась с помощью экспресс анализатор МХ-50.



Рисунок 11. Образец с нарушенной структурой (паста) на плато реометра перед началом измерения.

*Подготовка монолитов:* вырезанный в полевых условиях экспедиции большой монолит размером 9.5 x 7.5 x 4 см упаковывался стотч-пленкой и хранился в холодильной камере лаборатории до проведения опыта. Затем его вынимали из формирующей коробки, ставили на фильтровальную бумагу на капиллярное насыщение в кристаллизатор с дистиллированной водой в течение трех суток до появления пленки воды на поверхности. После насыщения с помощью одноразового лезвия с ровного участка поверхности, которая соприкасалась с фильтровальной бумагой, осторожно вырезался монолит в круглый полый металлический цилиндр диаметром 25 мм для исследования. Затем образец осторожно выдавливался из полого цилиндра поршнем на плато реометра (Рисунок 12). Повторность измерения четырех-семикратная. После проведения испытания влажность образца определялась с помощью экспресс анализатора МХ-50.



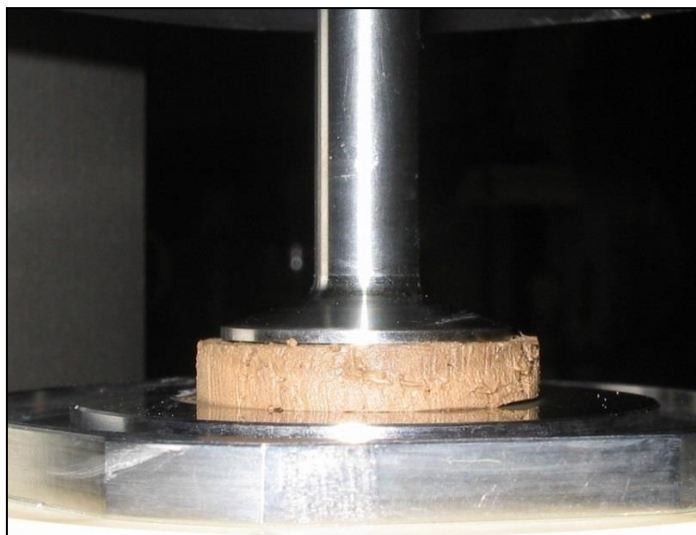


Рисунок 12. Образец с ненарушенной структурой (монолит) на плато реометра перед началом измерения (фото Хайдаповой Д.Д.).

Блок №2. Исследование второй части монолитных образцов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных после проведения томографической съёмки: изучение взаимосвязей между реологическими характеристиками и значениями томографической пористости.

После проведения всех этапов томографической съёмки скотч-пленка удалялась, микромонолиты ставили на капиллярное водонасыщение (аналогично блоку №1) на одни сутки для восстановления содержания влаги. Затем с помощью поршня часть образца выдавливалась, отрезалась одноразовым лезвием и помещалась на плато реометра. Повторность измерения одно–четырёхкратная. После проведения испытания влажность образца определялась с помощью экспресс анализатора МХ-50.

#### *Статистическая обработка данных*

Для всех полученных данных по измерению реологических показателей было рассчитано среднее арифметическое, доверительный интервал для среднего, стандартное отклонение. Для определения значимости различий между средними значениями реологических показателей были использованы тесты Тьюки и Фишера НЗР в однофакторном дисперсионном анализе (ANOVA) (Приложение

1). Проведен кластерный анализ взаимосвязей значений реологических показателей и физических и химических свойств. Составлены корреляционные таблицы коэффициентов корреляции  $r$  Пирсона (влияние физических и химических факторов на реологические показатели). Статистический анализ проведен в программах Excel и STATISTICA при уровне значимости  $\alpha=0.05$ .

## ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ <sup>3</sup>

### 3.1. Физические и химические свойства изучаемых почв

Физические и химические свойства изучаемых почв представлены в Таблице 1 и Таблице 2.

#### *Гранулометрический состав*

По классификации Качинского изучаемые дерново-подзолистые почвы относятся к тяжелосуглинистым крупнопылеватым, текстурный класс по классификации USDA – silt. Для дерново-подзолистой почвы под лесом наблюдается более выраженная элювиально–иллювиальная дифференциация содержания физической глины вниз по профилю и её большее содержание в гумусовом горизонте по сравнению с пахотной дерново-подзолистой почвой (Таблица 1).

Изучаемые черноземы типичные по классификации Качинского относятся к тяжелым суглинкам крупнопылеватым, текстурный класс по классификации USDA – silt loam. Для них наблюдается слабая дифференциация содержания физической глины по глубине: в пределах одной градации (Таблица 2). Содержание физической глины максимально в гумусовом горизонте пахотного

---

<sup>3</sup> В данной главе обсуждаются результаты диссертационной работы автора, опубликованные в статьях:

1. Хайдапова Д.Д., **Клюева В.В.**, Скворцова Е.Б., Абросимов К.Н. Характеристики реологических свойств и томографически определенного порового пространства ненарушенных образцов чернозема типичного и дерново-подзолистых почв // Почвоведение. 2018. №10. С. 1234-1243.
2. Скворцова Е.Б., Шейн Е.В., Абросимов К.Н., Романенко К.А., Юдина А.В., **Клюева В.В.**, Хайдапова Д.Д., Рогов В.В. Влияние многократного замораживания–оттаивания на микроструктуру агрегатов дерново-подзолистой почвы (микротомографический анализ) // Почвоведение. 2018. № 2. С. 187-196.
3. Скворцова Е.Б. Шейн Е.В., Романенко К.А., Абросимов К.Н., Юдина А.В., **Клюева В.В.**, Хайдапова Д.Д., Рогов В.В. Изменение порового пространства в гумусовых агрегатах дерново-подзолистой почвы при многократном замораживании и оттаивании // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2018. Том 91. С.6-20.
4. **Клюева В.В.**, Хайдапова Д.Д. Реологические свойства образцов естественного и нарушенного сложения дерново-подзолистой и агродерново-подзолистой почвы // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2017. Том 89. С. 21-35.
5. Скворцова Е.Б., Рожков В.А., Абросимов К.Н., Романенко К.А., Хохлов С.Ф., Хайдапова Д.Д., **Клюева В.В.**, Юдина А.В. Микротомографический анализ порового пространства целинной дерново-подзолистой почвы // Почвоведение. 2016. № 11. С. 1328-1336.
6. Khaydarova D., **Klyueva V.**, Kholopov Yu., Chestnova V. The rheological approach in an assessment of interparticle interactions in soils // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2018. V. 201. No. 11. P. 1-4.

чернозема типичного, минимально – для чернозема типичного под дубовым лесом.

#### *Общий, органический и неорганический (карбонатный) углерод*

Общее (валовое) содержание углерода определялось для дерново-подзолистых почв, содержания органического и неорганического углерода – для черноземов типичных (Таблица 1 и Таблица 2).

Содержание общего углерода в изучаемых дерново-подзолистых почвах резко дифференцировано по профилю (Таблица 1): уменьшается вниз по глубине, наблюдается максимум в гумусовых горизонтах, для гумусового горизонта почвы под лесом наблюдается большее значение по сравнению с пахотной почвой. Минимумы содержания общего углерода отмечаются для иллювиального горизонта В2 дерново-подзолистой почвы и переходного горизонта ВС пахотной дерново-подзолистой почвы.

Для чернозёмов типичных содержание органического вещества находилось по разнице между содержанием общего и неорганического (карбонатного) углерода (Таблица 2). Содержание органического углерода дифференцировано: наблюдается его плавное уменьшение вниз по глубинам профилей, при этом для пахотной почвы отмечается меньшее содержание в верхнем пахотном горизонте Аp1 по сравнению с нижним Аp2. Наибольшее содержание органического углерода в гумусовом горизонте наблюдалось в черноземе типичном под лесополосой, минимальное – под пашней.

Для изученных черноземов типичных характерно неглубокое вымывание карбонатов, их значимые количества были обнаружены, начиная с глубин 95-110 см, горизонта Вса: наибольшее – для чернозема типичного под дубравой, наименьшее – под пашней. Для выделенного горизонта ВСса почвы под лесополосой содержание карбонатного углерода увеличивается по сравнению с горизонтом Вса.

#### *Другие химические свойства*

Другие химические свойства дерново-подзолистых почв представлены в Таблице 1. Значения рН солевых вытяжек дерново-подзолистой почвы ожидаемо

меньше значений pH водных вытяжек. Все горизонты дерново-подзолистой почвы под лесом по степени кислотности (значения  $pH_{\text{ксл}}$ ) сильнокислые, минимальные значения отмечаются в нижних иллювиальных горизонтах. Обменная кислотность, выраженная в ммоль/100 г почвы, минимальна в элювиальном горизонте A2, максимальна в переходном горизонте A2B. Горизонты пахотной дерново-подзолистой почвы имеют слабокислую или близкую к нейтральной реакцию среды. Близкие к нейтральным значения кислотности в верхних горизонтах можно объяснить остаточным содержанием кальция и магния (известкование почвы при обработке в прошлом). Обменная кислотность максимальна в горизонте BC.

Содержание  $Ca^{2+}$  превышает содержание  $Mg^{2+}$  для дерново-подзолистых почв. Их распределение по профилю целинной почвы имеет элювиально-иллювиальный вид, максимальные содержания выявлены для горизонта B2. Для пахотной почвы не наблюдается четкого распределения по профилю, максимальное содержание  $Ca^{2+}$  характерно для горизонта A2B,  $Mg^{2+}$  – горизонта Ap2.

Содержание Fe по Тамму незначительно меняется по профилям обеих почв, по Мера–Джексону – дифференцированно по элювиально-иллювиальному типу. Максимальные значения отмечаются для горизонта A2B целинной почвы и горизонта B1 пахотной почвы.

Другие химические свойства черноземов типичных представлены в Таблице 2. Верхние горизонты изученных черноземов типичных имеют нейтральную и близкую к нейтральной реакцию среды, в горизонтах накопления карбонатов кальция – слабощелочную.

Содержание  $Ca^{2+}$  значительно превышает содержание  $Mg^{2+}$  для черноземов типичных. Максимальные содержания выявлены для горизонтов Bca пахотного чернозема типичного и чернозема типичного под дубовым лесом, а также для горизонта BCca чернозема типичного под лесополосой.

Распределение содержания Fe по Тамму и Мера–Джексону практически равномерное.

Таблица 1. Физические и химические свойства дерново-подзолистой и дерново-подзолистой пахотной почвы.

Вариант, горизонт, глубина, см	Гранулометрический состав							С общ., %	Гигроско- пическая влажность, %	рН водн.	рН сол.	Обмен. кисл.-ть, <u>ММОЛЬ</u> 100г	Ca <sup>2+</sup> , <u>МГ-ЭКВ</u> 100г	Mg <sup>2+</sup> , <u>МГ-ЭКВ</u> 100г	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *, %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **, %
	Содержание фракции с размером частиц менее мм,%															
	<0.001	0.001 - 0.002	0.002 - 0.005	0.005 - 0.01	0.01 - 0.05	0.05 - 0.25	Физ. глина, %									
<b>ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТАЯ</b>																
A1 (4-15)	1,63	6,15	17,85	16,06	55,84	2,47	41,69	2,43	1,41	5,23	3,96	0,99	4,11	0,42	0,45	0,87
A2 (15-28)	1,42	4,79	13,61	14,56	62,60	3,02	34,38	0,31	0,53	5,44	4,07	0,90	1,66	0,02	0,46	0,56
A2B (28-35)	5,54	6,60	15,10	14,49	56,46	1,81	41,72	0,18	1,94	5,11	3,53	5,64	5,98	1,90	0,42	1,85
B1 (35-70)	6,23	8,85	17,53	13,89	51,84	1,66	46,50	0,13	2,14	5,16	3,45	4,63	7,40	2,53	0,36	1,59
B2 (70-100)	6,97	10,54	20,07	15,04	45,97	1,41	52,62	0,12	3,22	5,09	3,42	4,86	8,84	2,89	0,34	1,60
<b>ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТАЯ ПАХОТНАЯ</b>																
Ap1 (0-26)	3,27	7,44	15,29	14,18	56,83	2,99	40,18	1,46	1,20	7,52	-	-	19,51	9,13	0,31	0,85
Ap2 (26-30)	3,39	7,07	14,95	14,30	57,01	3,27	39,71	1,19	1,22	7,69	-	-	24,12	12,15	0,36	0,77
A2B (30-65)	5,41	7,00	14,47	13,77	57,37	1,99	40,65	0,27	2,13	7,41	-	-	28,80	3,43	0,31	1,58
B1 (65-85)	6,50	8,49	16,10	13,98	53,34	1,58	45,08	0,23	2,46	6,50	4,46	0,12	17,71	4,57	0,27	1,69
B2 (85-115)	7,28	10,30	17,53	13,70	50,15	1,04	48,81	0,22	2,57	5,92	4,10	0,44	8,79	2,55	0,36	1,53
BC (115-160)	7,27	10,17	16,98	13,84	50,67	1,06	48,27	0,19	2,66	6,03	3,92	0,58	17,22	5,00	0,35	1,61
Примечания: * - Содержание железа по Тамму, ** - Содержание железа по Мера-Джексона																

Таблица 2. Физические и химические свойства черноземов типичных под лесополосой и дубравой, пахотного чернозема типичного.

Вариант, горизонт, глубина, см	Гранулометрический состав							С общ., %	С карб., %	С орг., %	Гигроскопическая влажность, %	рН вод.	Ca <sup>2+</sup> , мг-экв/100г	Mg <sup>2+</sup> , мг-экв/100г	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *, %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ** , %
	Содержание фракции с размером частиц менее мм,%															
	<0.001	0.001 -	0.002 -	0.005 -	0.01 -	0.05 -	0.25 -									
<b>ПАХОТНЫЙ ЧЕРНОЗЕМ ТИПИЧНЫЙ</b>																
Ap1 (0-20)	5,77	13,36	24,77	14,17	41,24	0,70	58,06	2,65	0,10	2,55	2,75	7,83	55,56	3,15	0,18	0,98
Ap2 (20-30)	6,12	12,27	21,71	12,85	45,39	1,67	52,94	2,99	0,01	2,98	2,83	6,99	39,79	2,62	0,16	0,97
A1 (30-60)	4,39	11,18	23,52	15,55	44,65	0,72	54,64	2,88	0,00	2,88	2,81	6,86	25,71	2,14	0,20	0,92
A1B (60-97)	5,87	9,88	19,40	13,57	50,47	0,82	48,72	1,90	0,01	1,89	2,42	6,99	22,65	1,89	0,10	0,96
Вса (97-120)	5,88	9,01	18,36	13,71	51,93	1,10	46,97	1,62	0,92	0,70	2,21	8,45	120,47	3,31	0,03	0,99
<b>ЧЕРНОЗЕМ ТИПИЧНЫЙ ПОД ДУБРАВОЙ</b>																
A1 (0-50)	4,53	11,09	23,06	15,26	45,08	0,98	53,93	3,30	0,01	3,29	2,85	6,75	26,99	2,43	0,15	1,09
A1B (50-95)	5,24	9,23	18,69	13,72	51,88	1,25	46,87	1,40	0,02	1,38	2,25	7,51	36,33	1,44	0,17	0,93
Вса (95-170)	6,30	9,79	19,62	14,18	48,57	1,47	49,90	2,23	1,85	0,38	2,11	8,49	176,11	5,52	0,11	0,87
<b>ЧЕРНОЗЕМ ТИПИЧНЫЙ ПОД ЛЕСОПОЛОСОЙ</b>																
A1' (0-20)	5,04	11,86	23,60	14,60	43,61	1,28	55,11	3,86	0,00	3,86	2,99	7,01	24,14	3,03	0,18	1,13
A1'' (20-60)	4,69	11,45	23,11	14,79	44,60	1,37	54,03	3,32	0,01	3,31	2,88	6,96	23,64	2,19	0,17	0,97
A1B' (60-80)	5,41	10,68	20,87	13,99	47,60	1,46	50,94	2,11	0,00	2,11	2,61	6,85	21,32	1,80	0,17	1,13
A1B'' (80-110)	5,51	9,90	19,61	13,88	50,62	0,48	48,90	1,54	0,01	1,53	2,45	7,29	20,42	1,57	0,20	1,39
Вса (110-140)	6,00	9,80	19,61	14,38	48,44	1,77	49,79	2,41	1,51	0,90	2,10	8,24	153,78	3,60	0,11	0,88
ВСа (140-180)	6,24	9,35	18,41	13,82	50,55	1,62	47,82	2,57	2,10	0,47	2,01	8,32	171,39	5,56	0,11	0,92
Примечания: * - Содержание железа по Тамму, ** - Содержание железа по Мера-Джексону																

### 3.2. Реологические свойства изучаемых почв

#### 3.2.1. Методические особенности определения реологических параметров поведения почвенных паст и монолитов методом амплитудной развертки на модульном реометре MCR-302

Целью данного этапа исследования было изучение и сравнение реологического поведения образцов с ненарушенной (монолитов) и искусственно созданной структурой (паст) и выявление возможных особенностей при максимально возможном не разрушении межчастичных связей: естественных – для монолитов и образованных – для паст.

В большинстве работ, в которых метод осцилляционной амплитудной развертки используется для изучения реологических свойств почв, в качестве вводного параметра применяется фиксированная величина зазора между измерительными пластинами-плато (или толщина образца) (Хитров, Хайдапова, 2019; Holthusen et al., 2017; Markgraf, Horn, Peth, 2006; Pértile et al., 2016). Авторы связывают это с тем, что используемые для анализа величины деформации образцов являются отношением отклонения образца при сдвиге к величине зазора  $h$ . Как следствие, исследуемый образец почвы частично сдавливается для достижения выбранной величины зазора, то есть происходит некоторая деформация уже в самом начале испытания, внося изменения в значения реологических параметров.

По мнению Mezger (Mezger, 2011) при небольших деформациях малое варьирование величины зазора между плато будет давать сопоставимые значения реологических характеристик (Хитров, Хайдапова, 2019).

В работе Хайдаповой с соавт. (Хайдапова и др., 2016) было отмечено, что величины нормальной силы, необходимой для достижения заданного значения зазора, находятся в тесной корреляции со степенью набухания образцов почвы, в



свою очередь зависящей от различных физических и химических свойств. Это приводит к влиянию сдавливающего действия плато на плотность образца, и, следовательно, на количество межчастичных контактов.

Holthusen et al. (Holthusen et al., 2019) было отмечено, что изучение реологических показателей почвы осцилляционным амплитудным тестом оставляет вопросы в выборе условий проведения анализа – подходящего зазора и нормальной силы.

Поэтому в нашем исследовании величина зазора жестко не фиксировалась, а был задан предел воздействия верхнего плато. При контроле нормальной силы толщина образца варьирует, но измеряемые реологические параметры обусловлены естественно сформированными межчастичными контактами (Хайдапова и др., 2016). Благодаря возможности реометра MCR-302 устанавливать различные значения воздействия нормальной силы на образец в начале теста, были выбраны следующие значения: <15 Н для монолитных образцов и <5 Н для пастообразных, что обеспечивало максимально плотный контакт измерительных плато с образцами при их минимальной деформации. Применение нормальной силы <15 Н в случае монолитных образцов обусловлено их большей толщиной (ограничения при вырезании) при подготовке к осцилляционному амплитудному тесту.

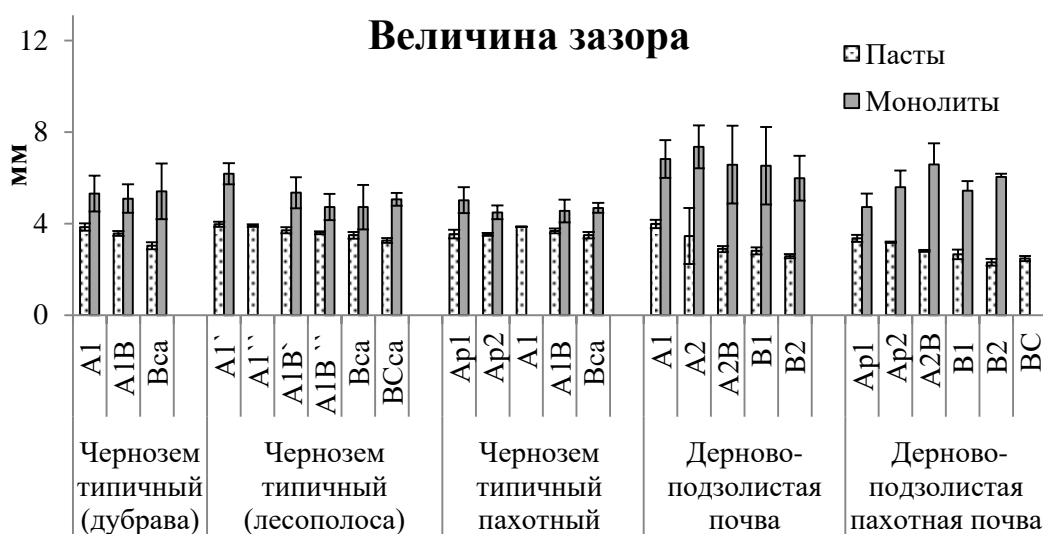


Рисунок 13. Величина зазора  $h$  между измерительными плато во время проведения осцилляционного амплитудного теста.

Величины зазора между измерительными системами (толщина образца) в проведенном осцилляционном амплитудном тесте представлены на рисунке 13. Величина зазора в образцах с нарушенной структурой (пастах) дерново-подзолистых почв колебалась от 2.3 мм до 4.0 мм, черноземов типичных – от 3.0 до 4.0 мм.

Величина зазора в образцах с ненарушенной структурой (монолитах) дерново-подзолистых почв колебалась от 4.7 до 7.3 мм, черноземов типичных – от 4.5 до 6.2 мм. Статистические отличия в рядах паст и монолитов не значимы.



Рисунок 14. Величина нормальной силы в начале осцилляционного амплитудного теста.

На рисунке 14 представлены величины нормальных сил (NF), воздействовавших на почвы с естественной и нарушенной структурой в начале осцилляционного амплитудного теста. Значения NF в образцах с нарушенной структурой (пастах) дерново-подзолистых почв колебались от 1.9 до 4.0 Н, черноземов типичных – от 2.3 до 3.5 Н.

Значения NF в образцах с естественной структурой (монолитах) дерново-подзолистых почв колебалась от 11.8 до 13.0 Н, черноземов типичных – от 9.7 до 11.8 Н. Статистические отличия в рядах паст и монолитов не значимы.

Таблица 3. Плотность и влажность почвенных паст и монолитов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных

Почва, горизонт		Плотность почвы, г/см <sup>3</sup>		Влажность во время реол.измерений, % (мас.)		
		Паста	Монолит*	Паста	Монолит 1**	Монолит 2***
<b>Дерново-подзолистые почвы</b>						
Дерново-подзолистая почва под сложным ельником	A1	0,74	0,55	64,17	51,63	55,93
	A2	1,02	1,36	37,95	26,39	23,13
	A2B	1,13	1,44	49,20	24,02	16,12
	B1	1,17	1,49	48,90	22,66	23,41
	B2	1,27	1,53	49,18	22,73	нет данных
Дерново-подзолистая пахотная почва	Ap1	0,96	1,33	51,94	31,31	39,36
	Ap2	1,01	нет данных	51,07	27,35	нет данных
	A2B	1,15	1,57	50,52	23,53	25,06
	B1	1,14	1,57	56,92	33,39	25,26
	B2	1,40	нет данных	51,62	23,97	28,29
	BC	1,23	нет данных	60,53	нет данных	нет данных
<b>Черноземы типичные</b>						
Чернозем типичный пахотный	Ap1	0,79	1,32	74,67	35,76	36,65
	Ap2	0,82	1,34	68,45	30,43	33,25
	A1	0,90	нет данных	75,49	нет данных	нет данных
	A1B	0,77	1,06	71,56	41,79	40,89
	Bca	0,80	нет данных	76,42	43,14	нет данных
Чернозем типичный под дубравой	A1	0,78	1,09	63,48	40,45	40,14
	A1B	0,79	1,23	72,48	43,59	43,27
	Bca	1,01	1,41	59,78	34,02	34,53
Чернозем типичный под лесополосой	A1`	0,68	1,06	80,37	44,60	42,63
	A1``	0,86	1,09	80,71	нет данных	41,08
	A1B`	0,73	1,07	80,93	37,89	37,45
	A1B``	0,76	1,19	78,06	43,52	46,91
	Bca	0,81	1,15	71,74	44,08	47,83
	BCca	0,87	1,19	72,35	42,73	42,13
* приведена полевая плотность для дерново-подзолистой почвы, плотность монолитного образца для томографии – для чернозема типичного,						
** монолит 1 - монолит первой партии (сравнение реологических показателей паст и монолитов),						
*** монолит 2 - микромонолит (проведение томографической съёмки и последующее изучение его реологических показателей)						

По полученным данным плотность монолитов больше, а влажность капиллярного насыщения меньше чем в пастах (Таблица 3). Это можно связать с тем, что в условиях капиллярного насыщения количество межчастичных контактов в монолитах больше.

Для паст и монолитов горизонтов профилей дерново-подзолистых почв наблюдается увеличение значений их плотности с глубиной, с заметной дифференциацией значений между горизонтами. Для черноземов типичных выявлена меньшая дифференциация значений плотности между горизонтами, максимальные плотности присущи карбонатным горизонтам Вса и ВСса.

Влажности паст горизонтов дерново-подзолистой почвы под ельником максимальны для гумусового горизонта и минимальны – для элювиального, что связано с большим содержанием органического вещества для первого и элювиально-иллювиальным типом распределения физической глины по профилю. Значения влажности монолитов той же почвы максимальны в гумусовом горизонте, однако в нижележащих горизонтах разница значений не столь заметна, как в пастах. Влажность в ряду паст горизонтов дерново-подзолистой пахотной почвы отличается не сильно, несколько возрастая в горизонте ВС, в рядах монолитов максимальные влажности наблюдались в горизонте Ap1, для нижележащих горизонтов отмечались меньшие значения.

Влажность паст черноземов типичных больше влажности паст дерново-подзолистых почв, что связано с большим содержанием органики и физической глины в них (Таблица 3), а также с различным минералогическим составом. Для монолитов и паст горизонтов профилей чернозема типичного под дубравой и чернозема типичного пахотного нет четкого распределения влажности по глубине. Скорее всего, для монолитов данный факт объясняется влиянием их естественной структуры и порового пространства. Для паст чернозема типичного под лесополосой максимальная влажность отмечается для гумусового горизонта и постепенно снижается с глубиной, для монолитов максимальные значения влажности отмечены для гумусового и карбонатного горизонтов.

### 3.2.2. Реологические свойства образцов естественной и нарушенной структуры черноземов типичных и дерново-подзолистых почв

Сравнение значений реологических параметров паст и монолитов изучаемых почв в самом строгом смысле провести затруднительно, так как присутствуют несколько первоначальных отличий: тип структуры, влияющий на плотность и влажность, соответствующую состоянию капиллярного насыщения, и толщина зазора в измерениях (в гл. 3.2.1.). Однако, принимая во внимание влияние данных факторов, мы попытались провести анализ реологических показателей в рядах образцов с естественной и нарушенной структурой, их сравнение и выявить факторы, влияющие на тот или иной параметр.

Диапазон линейной вязкоупругости (linear viscoelastic range – LVE-range) – область деформаций, в которой не происходит разрушения структуры образца. Данная область является областью упругих деформаций, устойчивости к нагрузкам («накопленной упругости – stored elasticity»).

LVE-range определялся как точка кривой  $G'$ , после которой наблюдалось устойчивое падение значений. Анализировались две координаты точки:

- по оси X - деформация ( $\gamma_L$ ),
- по оси Y - значение модуля накопления ( $G'_L$ ).

Значение модуля накопления  $G'$  в диапазоне линейной вязкоупругости LVE-range при малых амплитудах –  $G'_L$  – характеризует жесткость межчастичных связей в образце.

*Деформация, определяющая диапазон линейной вязкоупругости (LVE-range)*

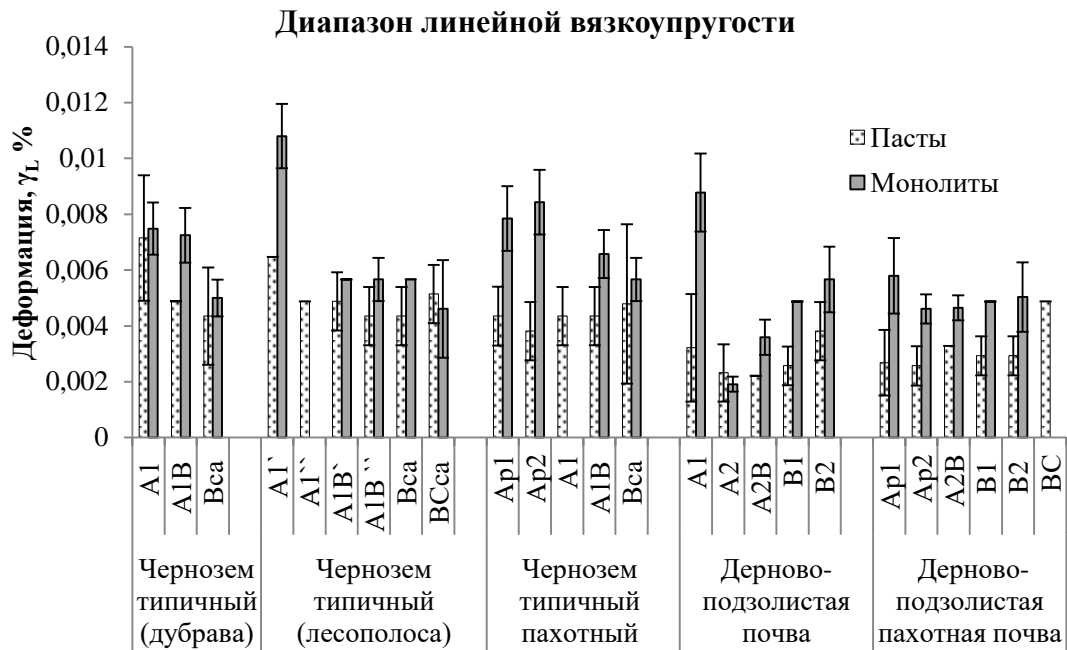


Рисунок 15. Значение деформации  $\gamma_L$  диапазона линейного вязкоупругого поведения монолитных и пастообразных образцов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных.

Значение деформации  $\gamma_L$ , соответствующей диапазону упругих деформаций монолитов, в большинстве случаев значительно превышает таковой паст (Рисунок 15), это говорит о том, что в данных условиях опыта они обладают большей устойчивостью к нагрузкам. Это отчасти связано с тем, что с уменьшением содержания влаги увеличивается область упругих деформаций в почвах (Périte et al., 2016). В этом случае уменьшается число слоёв молекул воды, окружающих частицы почвы, тем самым снижается их мобильность, т.е. увеличивается число взаимодействий по типу твердая фаза–твердая фаза (когезия), а следовательно также увеличивается устойчивость к деформациям (Ghezzehei, Or, 2001).

Для монолитов дерново-подзолистой почвы под сложным ельником наблюдается элювиально-иллювиальная дифференциация значений деформации  $\gamma_L$  по профилю (значимость отличий подтверждается тестом Тьюки), с максимумом в гумусовом горизонте A1 и минимумом в подзолистом горизонте A2.

Для монолитов дерново-подзолистой пахотной почвы дифференциация значений показателя не так ярко выражена, как в варианте под ельником, также выражен максимум  $\gamma_L$  для горизонта Ap1.

Максимумы среди значений показателя в монолитах наблюдаются для гор. A1 дерново-подзолистой почвы.

Проведенный статистический анализ – оценка значимости различий средних паст не выявила значимых отличий между горизонтами и профилями дерново-подзолистых почв при выбранном уровне значимости тестами Тьюки и Фишера НЗР. Возможно, это связано с гомогенизацией почвенной массы при подготовке почвенных паст, а также с высокими значениями влажности, при которых проводился анализ, что привело к нечеткой выраженности различий между горизонтами.

Для монолитов и паст горизонтов черноземов типичных величина показателя  $\gamma_L$  в целом несколько больше такого у дерново-подзолистых почв, (тест Фишера НЗР подтвердил существование различий между значениями реологического показателя в пастах, Тьюки – в монолитах между дерново-подзолистыми почвами и черноземами типичными).

Для монолитов черноземов типичных под дубравой и лесополосой наблюдается уменьшение показателя вниз по профилям с максимумами в гумусовых горизонтах. Характер распределения значений деформации, определяющих диапазон линейной вязкоупругости, в монолитах горизонтов чернозема типичного пахотного имеет схожий вид с двумя другими вариантами, однако различия между горизонтами менее заметны. Максимумы среди значений показателя  $\gamma_L$  в монолитах наблюдаются для гор. A1` чернозема типичного лесополосы (значимость отличий подтверждается тестом Тьюки).

Оценка значимости различий средних в пастах не выявила значимых отличий между горизонтами и профилями черноземов типичных при выбранном уровне значимости тестами Тьюки и Фишера НЗР.

Такие факторы, как органическое вещество, наличие катионов кальция, магния, железа, карбонатов, преобладание тонких фракций в гранулометрическом

составе, наличие минералов с расширяющейся кристаллической решеткой, усиливают взаимодействия между частицами с помощью разных механизмов, приводя к увеличению упругой деформации (Вялов, 1978; Хайдапова и др., 2016; Holthusen et al., 2017; Holthusen, Peth, Horn, 2010; Markgraf, Horn, 2006a; Markgraf, Horn, 2009; Markgraf, Horn, Peth, 2006; Mitchell, Soga, 2005; Pértile et al., 2018).

Так, распределения величины  $\gamma_L$  в пастах и монолитах дерново-подзолистых почв и черноземов типичных объясняются содержаниями общего (органического) углерода и физической глины: максимальные значения показателя наблюдаются в гумусовых горизонтах обеих почв и иллювиальном горизонте В2 дерново-подзолистой почвы под ельником. Органическое вещество повышает устойчивость почвы путем усиления когезии и увеличении числа менисков в ненасыщенных условиях (Markgraf et al., 2012a; Zhang, Hartge, 1990). Тонкие фракции в основном отвечают за связи между частицами (Mitchell, Soga, 2005), что проявляется в увеличении значений деформации диапазона линейной вязкоупругости (Holthusen, Peth, Horn, 2010; Horn, Peth, Baumgarten, 2012; Markgraf, Horn, 2007; Markgraf, Horn, Peth, 2006).



*Модуль накопления  $G'_L$  диапазона линейной вязкоупругости (LVE-range)*

Как было упомянуто выше, модуль накопления при малых амплитудах колебаний,  $G'_L$ , характеризует жесткость межчастичных связей в образцах.

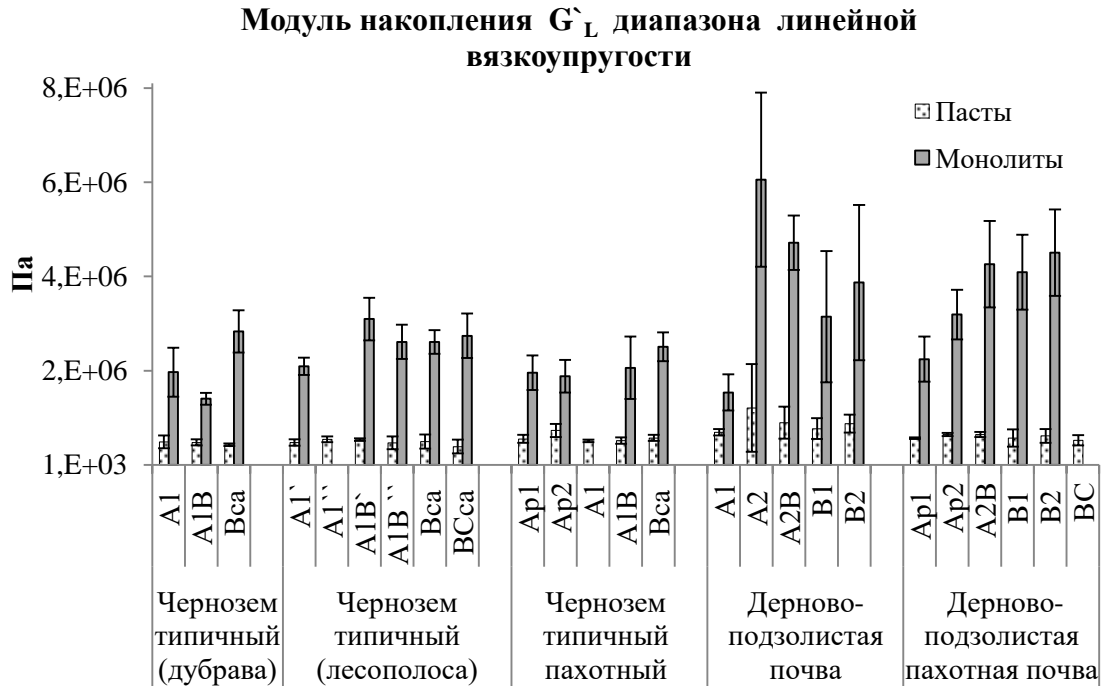


Рисунок 16. Модуль накопления  $G'_L$  диапазона линейного вязкоупругого поведения монолитных и пастообразных образцов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных.

Модуль накопления  $G'_L$  в диапазоне LVE-range монолитов значительно больше такового у паст, что говорит о большей «жесткости» их структуры (межчастичных связей) при условиях опыта (Рисунок 16). Модуль накопления монолитов больше такового паст для дерново-подзолистых почв в 2-7 раз, для черноземов типичных – в 3-7 раз. Большая плотность монолитов и меньшая влажность способствуют увеличению числа контактов между частицами и, как следствие, увеличению значений показателя. Также больший предел нормальной силы, примененный для монолитных образцов, мог стать причиной увеличений значений  $G'_L$  по сравнению с пастами. Данный факт также подтверждается

исследованиями других авторов (Buchmann, Bentz, Schaumann, 2015; Holthusen et al., 2017, Pértile et al., 2018).

В монолитах дерново-подзолистых почв минимум  $G_L$  наблюдается для гумусовых горизонтов, при этом в пахотной почве значения показателя постепенно увеличиваются с глубиной, а в почве под ельником – в элювиальном горизонте наблюдается максимум значений, с последующим уменьшением в нижележащих горизонтах (значимость отличий подтверждается тестом Тьюки).

Оценка значимости различий средних значений модуля накопления в пастах дерново-подзолистых почв тестами Тьюки и Фишера НЗР выявил существование значимых отличий. Для анализа были выбраны результаты теста Тьюки, как более точного метода. Выявлено, что значимо отличаются пасты гор. Ap1 и B1 пашни от гор. A1 лесного профиля.

Являясь одной из характеристик диапазона линейного вязкоупругого поведения, модуль накопления  $G_L$  так же как и деформация  $\gamma_L$ , определяющая диапазон LVE-range, характеризует упругие деформации в виде жесткости межчастичных связей почве. Следовательно, увеличение модуля накопления связано с теми же факторами: органическим веществом, преобладанием тонких фракций в гранулометрическом составе, наличием минералов с расширяющейся кристаллической решеткой, плотностью образца (Markgraf, Horn, 2006b; Markgraf, Horn, 2007), катионами кальция, магния, железа и карбонатами (Baumgarten, 2013; Markgraf, Horn, 2007).

Изменение величины  $G_L$  в горизонтах изученных профилей дерново-подзолистых почв закономерно комплексу их свойств: при большем содержании органического вещества и физической глины в процессе увлажнения поглощается большее количество воды (Таблица 3), что препятствует образованию близких межчастичных контактов между частицами; а чем выше значения плотности образца и содержание железа, тем больше количество межчастичных связей и их жесткость. Это явилось причиной минимальных значений модуля накопления в гумусовых горизонтах и его максимума в элювиальном горизонте почвы под ельником, а также возрастания значений в иллювиальных горизонтах, где при

больших значениях влажности также наблюдалось увеличение плотности по сравнению с вышележащими горизонтами.

Для монолитов черноземов типичных значения модуля накопления значительно ниже такового для дерново-подзолистых почв, что, вероятно связано с большим содержанием органического вещества и большей влажностью. Сходные тенденции наблюдаются при сравнении паст обеих почв: также тестом Тьюки были выявлены значимые отличия между горизонтом А2 дерново-подзолистой почвы под ельником и большинством горизонтов трех профилей черноземов типичных.

Значения показателя  $G_L$  в монолитах черноземов типичных увеличиваются с глубиной. Наименьшие различия между горизонтами отмечены для пахотного варианта (оценка тестом Фишера НЗР). Органическое вещество, содержащееся в большем количестве в гумусовых горизонтах чернозема, препятствует образованию прочных контактов между частицами при набухании, карбонаты кальция же, присутствующие в нижних горизонтах, служат цементирующим агентом для образования жестких связей.

Для паст черноземов типичных не было выявлено значимых отличий тестом Тьюки. Тест Фишера НЗР выявил существование значимой разницы между ВСса чернозема типичного под лесополосой и Ap2 пахотного чернозема типичного.

Значение деформации в точке Crossover пересечения модулей накопления и потерь –  $\gamma_F$ .

Точка Crossover характеризует переход поведения почвы из вязкоупругого в вязкое, т.е. область пластичного поведения. В качестве характеристик данной точки было проанализировано значение деформации  $\gamma_F$ .



Рисунок 17. Значение деформации  $\gamma_F$  в точке Crossover - пересечения модулей накопления и потерь монолитных и пастообразных образцов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных.

Значение деформации  $\gamma_F$  в точке пересечения модулей накопления и потерь (точке разрушения структуры) паст в большинстве случаев превышает значения показателя для монолитов (Рисунок 17), кроме гор. A1 дерново-подзолистой почвы под ельником и гор. A1' чернозема типичного лесополосы. Монолитные образцы, имея более жесткие структурные связи в диапазоне линейного вязкоупругого поведения, разрушаются при меньших значениях деформации, показывая более хрупкое поведение по сравнению с пастами,

характеризующимися большей влажностью и большим диапазоном пластичного поведения.

Максимум значения диапазона пластичного поведения в монолитах дерново-подзолистых почв характерен для гумусового горизонта почвы под ельником. Величина показателя  $\gamma_F$  уменьшается в нижних горизонтах, при этом наименьшее значение наблюдается в элювиальном горизонте. В дерново-подзолистой пахотной почве различия между горизонтами сглажены (тест Тьюки): наблюдается более плавное понижение значения с глубиной по сравнению с почвой под лесом благодаря меньшему содержанию органического вещества в гумусовом горизонте и невыраженностью элювиального горизонта. Горизонты с небольшим содержанием углерода имеют более жесткие межчастичные контакты и, как следствие, меньшую область пластичного поведения. Горизонты с большим содержанием органического вещества больше набухают, а оно само выступает в качестве смазки, позволяя частицам свободнее двигаться относительно друг друга.

Тест Тьюки не выявил значимых отличий для паст дерново-подзолистых почв. Тест Фишера НСР показал значимое увеличение показателя в горизонтах Ap2, A2B, B1 пашни по сравнению с горизонтом A2 почвы под лесом.

Максимальная величина деформации  $\gamma_F$ , при которой происходит разрушение структуры монолитов черноземов типичных, наблюдается в горизонте с максимальным содержанием органического вещества: гумусовом горизонте лесополосы. Значения показателя в этом профиле далее по глубине снижаются (тест Тьюки), практически не отличаясь для нижележащих горизонтов. В профилях чернозема типичного под дубравой и пахотного варианта разница значений показателя между горизонта выражена слабее, чем в варианте чернозема под лесополосой, также наблюдаются максимумы для гумусовых горизонтов: A1 в варианте чернозёма типичного под дубравой и Ap2 пахотного чернозема типичного. Такие распределения значений деформации  $\gamma_F$  в точке Crossover по профилям черноземов типичных определяются их свойствами: чем

больше органического вещества и физической глины, тем больше почва может подвергаться деформации без перехода в область вязкого течения.

Тестом Тьюки были выявлены значимые отличия в пастах черноземов типичных: увеличение значение в гор.А1 почвы под дубравой по сравнению с Ар2 пашни.

Анализ изученных реологических показателей и их сравнение позволяет сказать, что монолитные образцы, имея более прочные структурные связи в диапазоне линейного вязкоупругого поведения, разрушаются при меньших значениях деформации, показывая более хрупкое поведение по сравнению с пастами, характеризующимися большей влажностью и большим диапазоном пластичного поведения, в котором упругое поведение преобладает над вязким.

Реологические параметры почв зависят одновременно от большого количества факторов, объяснение их изменения (в том числе сравнение) измеренными физическими и химическими показателями, данное выше, имело теоретический характер. Поэтому, для фактического (количественного) подтверждения наличия и степени взаимосвязей были использованы различные статистические методы.

Ввиду небольшого количества значимых отличий между средними реологических показателей почвенных паст для обеих почв (в частности по более точному критерию Тьюки) было принято решение для выявления и оценки взаимосвязей реологических показателей с физическими и химическими свойствами проводить кластерный и корреляционный анализ данных монолитных образцов (Рисунки 18-23, Таблицы 4-8).

Первым был применен кластерный анализ данных в качестве разведочного метода анализа данных. Таблица, состоящая из выбранных физических и химических свойств почв для образцов с естественной и нарушенной структурой исследованных почв, была предварительно стандартизирована ввиду различия в масштабах единиц измерения данных свойств. Затем был проведен иерархический кластерный анализ для выявления факторов, наиболее тесно связанных с

изменением изучаемых реологических показателей в программе STATISTICA. Матрица расстояний получена с помощью расчета Евклидова расстояния (Euclidian distances), правило объединения с минимизацией дисперсий по методу Уорда (Ward`s method).

Анализ полученных дендрограмм (Рисунки 18-20) дерново-подзолистой почвы и соответствующих матриц эвклидовых расстояний (Таблицы 4-6) для предварительной оценки взаимосвязи значений реологических показателей и физических и химических свойств позволяет сделать следующие заключения:

- изменение значений деформации диапазона  $\gamma_L$  линейного вязкоупругого поведения и деформации  $\gamma_F$  в точке пересечения модулей накопления и потерь наиболее тесно связаны с одинаковыми факторами: со значениями влажности и содержанием общего углерода;

- изменение значений модуля накопления  $G'_L$  диапазона линейного вязкоупругого поведения наиболее тесно связаны с содержанием железа и кальция;

- взаимосвязь изменений содержания влаги и общего углерода и реологических показателей теснее, чем железа и кальция, что подтверждается меньшими значениями соответствующих эвклидовых расстояний.

Анализ полученных дендрограмм (Рисунки 21-23) черноземов типичных и соответствующих матриц эвклидовых расстояний (Таблицы 7-9) позволяет сделать следующие заключения:

- изменение значений деформации  $\gamma_L$  диапазона линейного вязкоупругого поведения и деформации  $\gamma_F$  в точке пересечения модулей накопления и потерь наиболее тесно связаны с одинаковыми факторами: содержанием органического углерода и физической глины;

- изменение значений модуля накопления  $G'_L$  диапазона линейного вязкоупругого поведения наиболее тесно связаны с карбонатного углерода и кальция (карбоната кальция).

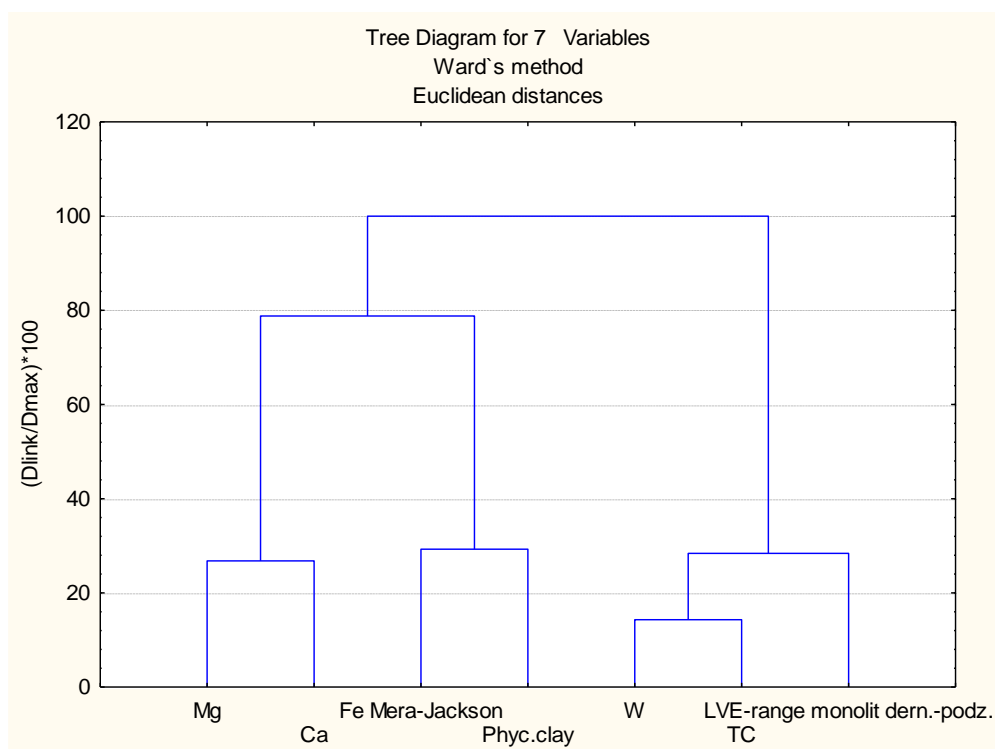


Рисунок 18. Дендрограмма физических и химических свойств и деформации диапазона линейной вязкоупругости монолитных образцов дерново-подзолистых почв.

Таблица 4. Эвклидовы расстояния физических и химических свойств и деформации диапазона линейной вязкоупругости монолитных образцов дерново-подзолистых почв.

	$\gamma_L$ LVE-range monolit dern.-podz.	Phyc.clay	TC	Fe Mera-Jackson	Ca	Mg	W
$\gamma_L$ LVE-range monolit dern.-podz.	0,00	3,33	2,34	4,39	4,48	4,37	1,82
Phyc.clay	3,33	0,00	4,90	2,45	4,47	4,49	4,61
TC	2,34	4,90	0,00	5,43	4,19	3,70	1,20
Fe Mera-Jackson	4,39	2,45	5,43	0,00	4,14	4,78	5,17
Ca	4,48	4,47	4,19	4,14	0,00	2,24	4,47
Mg	4,37	4,49	3,70	4,78	2,24	0,00	4,31
W	1,82	4,61	1,20	5,17	4,47	4,31	0,00

W                      TC                      Phyc.clay                      Mg                      Fe Mera-Jackson                      Ca



уменьшение силы связи



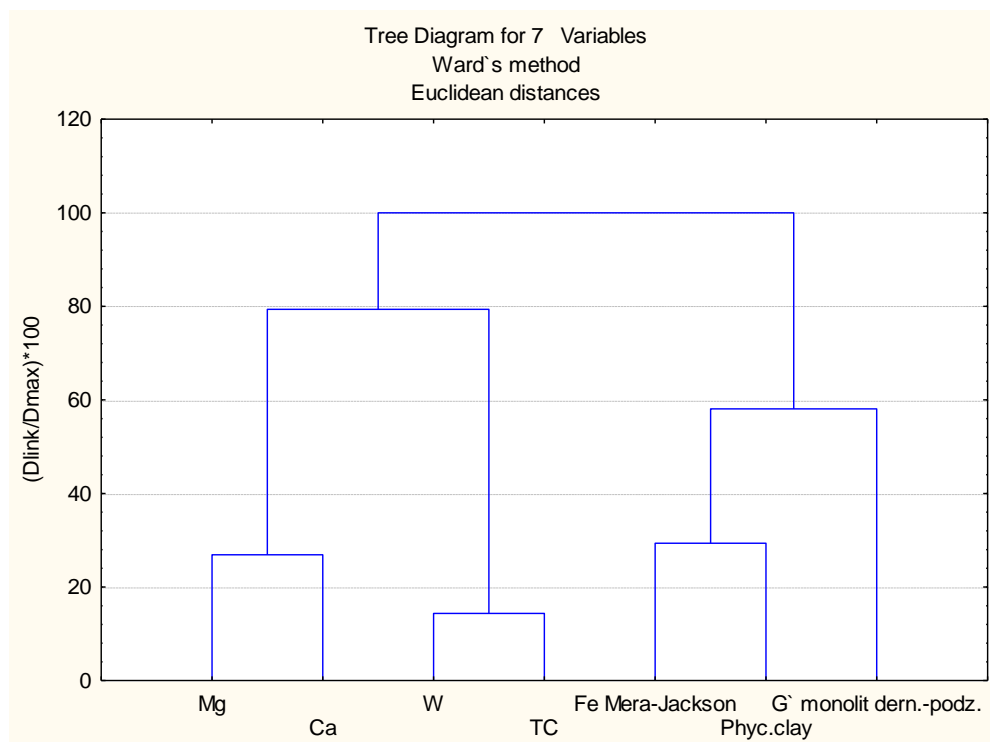


Рисунок 19. Дендрограмма физических и химических свойств и модуля накопления диапазона линейной вязкоупругости монолитных образцов дерново-подзолистых почв.

Таблица 5. Эвклидовы расстояния физических и химических свойств и модуля накопления диапазона линейной вязкоупругости монолитных образцов дерново-подзолистых почв.

	G` LVE-range monolit dern.- podz.	Phyc.clay	TC	Fe Mera- Jackson	Ca	Mg	W
G` LVE-range monolit dern.- podz.	0,00	4,76	5,63	3,73	4,64	4,99	5,62
Phyc.clay	4,76	0,00	4,90	2,45	4,47	4,49	4,61
TC	5,63	4,90	0,00	5,43	4,19	3,70	1,20
Fe Mera-Jackson	3,73	2,45	5,43	0,00	4,14	4,78	5,17
Ca	4,64	4,47	4,19	4,14	0,00	2,24	4,47
Mg	4,99	4,49	3,70	4,78	2,24	0,00	4,31
W	5,62	4,61	1,20	5,17	4,47	4,31	0,00

Fe Mera-    Ca            Phyc.clay    Mg            W            TC  
Jackson



уменьшение силы связи

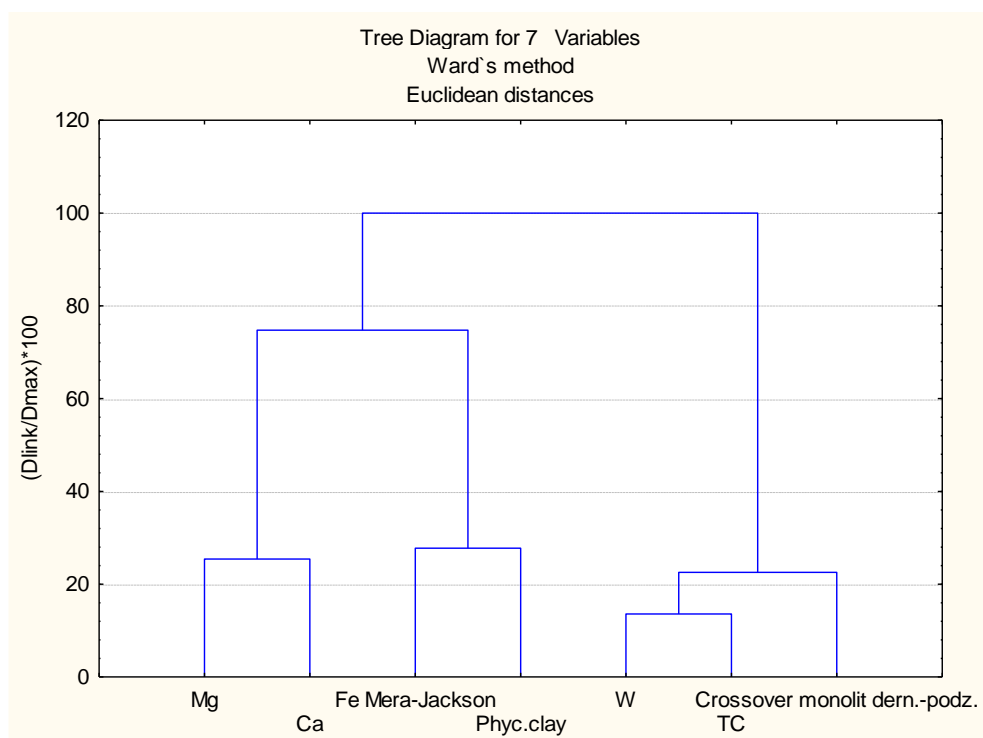


Рисунок 20. Дендрограмма физических и химических свойств и деформации точки пересечения модулей накопления и потерь монолитных образцов дерново-подзолистых почв.

Таблица 6. Эвклидовы расстояния физических и химических свойств и деформации точки пересечения модулей накопления и потерь монолитных образцов дерново-подзолистых почв.

	$\gamma_F$ crossover monolit dern.- podz.	Phyc.clay	TC	Fe Mera- Jackson	Ca	Mg	W
$\gamma_F$ crossover monolit dern.-podz.	<b>0,00</b>	<b>3,80</b>	<b>2,01</b>	<b>4,49</b>	<b>4,57</b>	<b>4,52</b>	<b>1,57</b>
Phyc.clay	3,80	0,00	4,90	2,45	4,47	4,49	4,61
TC	2,01	4,90	0,00	5,43	4,19	3,70	1,20
Fe Mera-Jackson	4,49	2,45	5,43	0,00	4,14	4,78	5,17
Ca	4,57	4,47	4,19	4,14	0,00	2,24	4,47
Mg	4,52	4,49	3,70	4,78	2,24	0,00	4,31
W	1,57	4,61	1,20	5,17	4,47	4,31	0,00

W                      TC                      Phyc.clay      Fe Mera-      Mg                      Ca  
   Jackson



уменьшение силы связи

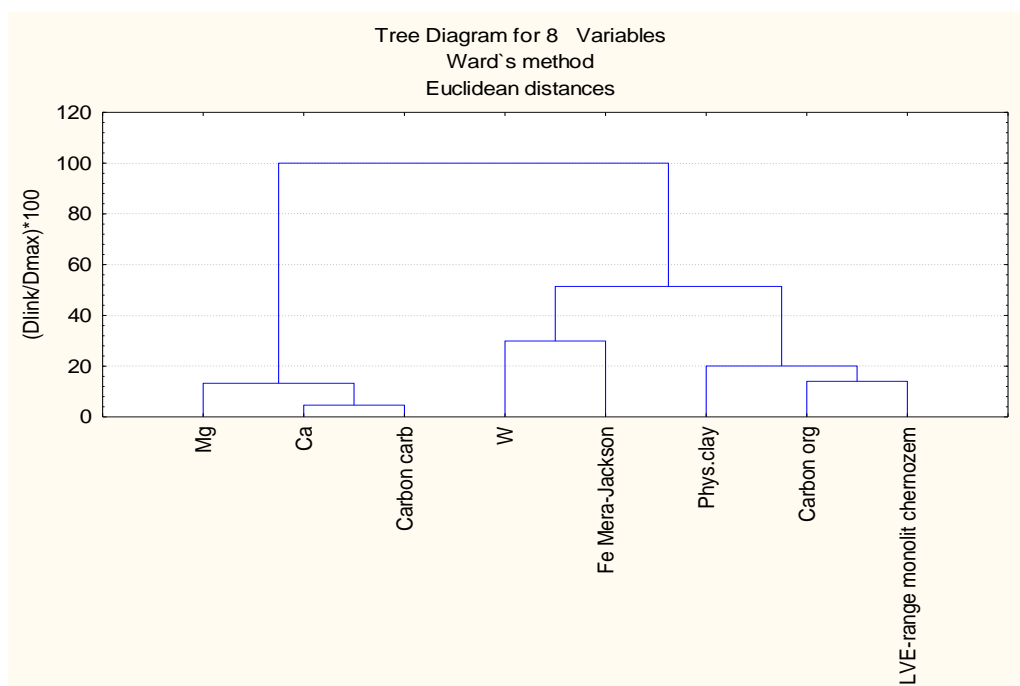
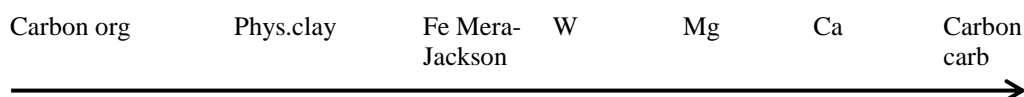


Рисунок 21. Дендрограмма физических и химических свойств и деформации диапазона линейной вязкоупругости монолитных образцов черноземов типичных.

Таблица 7. Эвклидовы расстояния физических и химических свойств и деформации диапазона линейной вязкоупругости монолитных образцов черноземов типичных.

	$\gamma_L$ LVE-range monolit chern	Carbon carb	Carbon org	Ca	Mg	Fe Mera-Jackson	Phys. clay	W
$\gamma_L$ LVE-range monolit chern	<b>0,00</b>	<b>6,14</b>	<b>1,97</b>	<b>6,11</b>	<b>5,56</b>	<b>4,44</b>	<b>2,93</b>	<b>4,87</b>
Carbon carb	6,14	0,00	6,52	0,65	1,53	6,04	5,85	4,72
Carbon org	1,97	6,52	0,00	6,53	6,01	4,02	2,28	5,34
Ca	6,11	0,65	6,53	0,00	1,59	6,16	5,77	4,86
Mg	5,56	1,53	6,01	1,59	0,00	6,03	5,09	5,34
Fe Mera-Jackson	4,44	6,04	4,02	6,16	6,03	0,00	4,63	4,20
Phys. clay	2,93	5,85	2,28	5,77	5,09	4,63	0,00	5,83
W	4,87	4,72	5,34	4,86	5,34	4,20	5,83	0,00



уменьшение силы связи

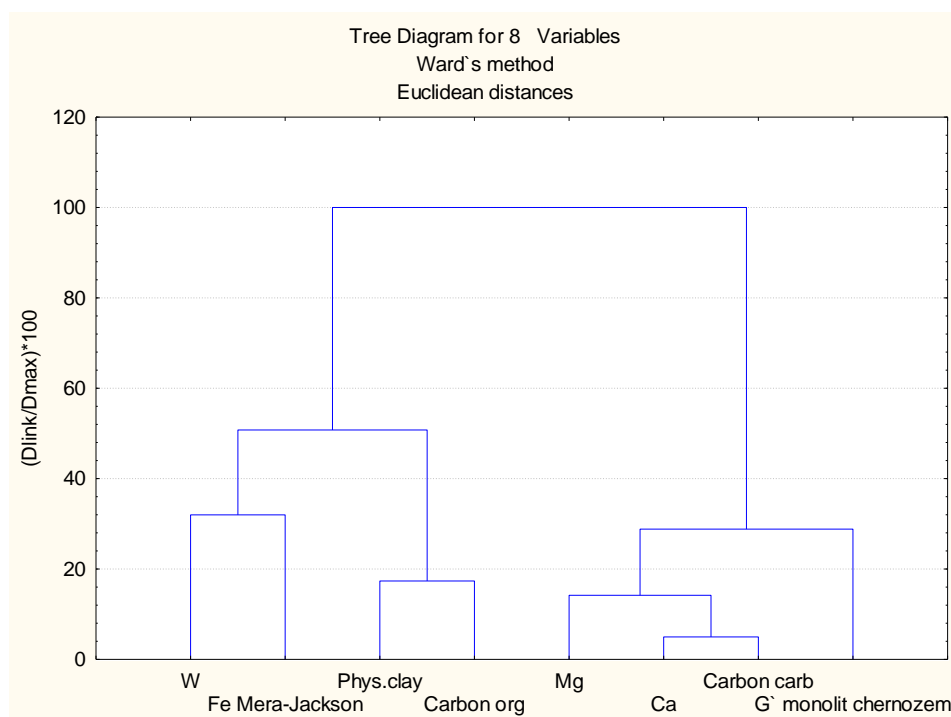


Рисунок 22. Дендрограмма физических и химических свойств и модуля накопления диапазона линейной вязкоупругости монолитных образцов черноземов типичных.

Таблица 8. Эвклидовы расстояния физических и химических свойств и модуля накопления диапазона линейной вязкоупругости монолитных образцов черноземов типичных.

	G' LVE-range monolit chernozem	Carbon carb	Carbon org	Ca	Mg	Fe Mera-Jackson	Phys. clay	W
G' LVE-range monolit chernozem	<b>0,00</b>	<b>2,71</b>	<b>6,44</b>	<b>2,83</b>	<b>3,30</b>	<b>5,07</b>	<b>5,77</b>	<b>5,26</b>
Carbon carb	2,71	0,00	6,52	0,65	1,53	6,04	5,85	4,72
Carbon org	6,44	6,52	0,00	6,53	6,01	4,02	2,28	5,34
Ca	2,83	0,65	6,53	0,00	1,59	6,16	5,77	4,86
Mg	3,30	1,53	6,01	1,59	0,00	6,03	5,09	5,34
Fe Mera-Jackson	5,07	6,04	4,02	6,16	6,03	0,00	4,63	4,20
Phys. clay	5,77	5,85	2,28	5,77	5,09	4,63	0,00	5,83
W	5,26	4,72	5,34	4,86	5,34	4,20	5,83	0,00

Carbon carb    Ca    Mg    Fe Mera-Jackson    W    Phys. clay    Carbon org  
 →

уменьшение силы связи

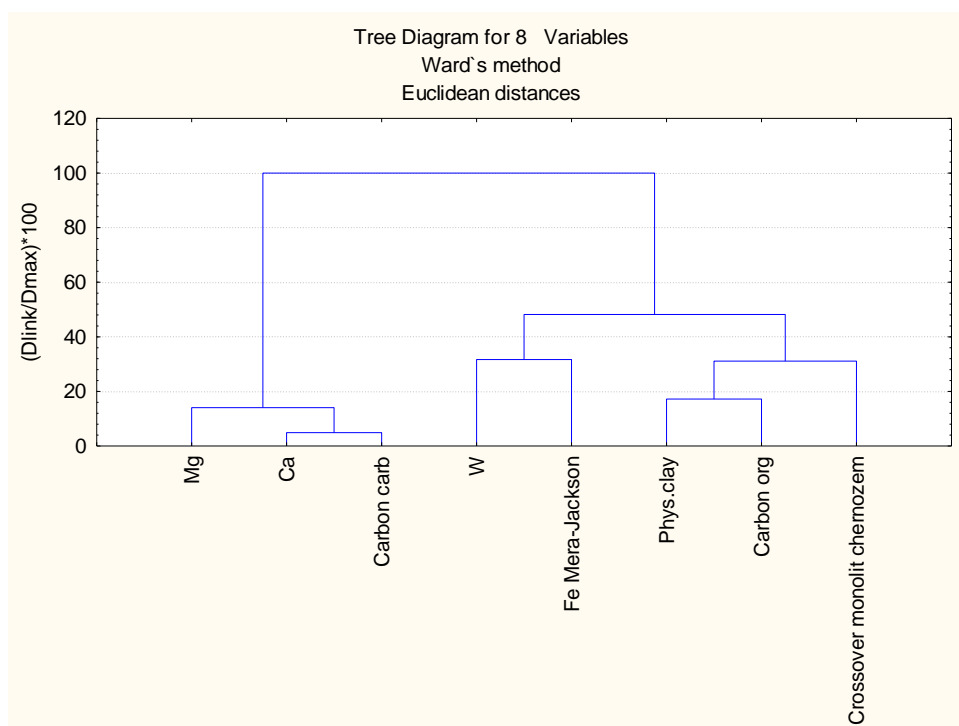


Рисунок 23. Дендрограмма физических и химических свойств и деформации точки пересечения модулей накопления и потерь монолитных образцов черноземов типичных.

Таблица 9. Эвклидовы расстояния физических и химических свойств и деформации точки пересечения модулей накопления и потерь монолитных образцов черноземов типичных.

	$\gamma_F$ crossover monolit chernozem	Carbon carb	Carbon org	Ca	Mg	Fe Mera- Jackson	Phys. clay	W
$\gamma_F$ crossover monolit chernozem	<b>0,00</b>	<b>5,43</b>	<b>3,24</b>	<b>5,48</b>	<b>4,98</b>	<b>4,58</b>	<b>4,08</b>	<b>4,27</b>
Carbon carb	5,43	0,00	6,52	0,65	1,53	6,04	5,85	4,72
Carbon org	3,24	6,52	0,00	6,53	6,01	4,02	2,28	5,34
Ca	5,48	0,65	6,53	0,00	1,59	6,16	5,77	4,86
Mg	4,98	1,53	6,01	1,59	0,00	6,03	5,09	5,34
Fe Mera-Jackson	4,58	6,04	4,02	6,16	6,03	0,00	4,63	4,20
Phys. clay	4,08	5,85	2,28	5,77	5,09	4,63	0,00	5,83
W	4,27	4,72	5,34	4,86	5,34	4,20	5,83	0,00

Carbon org   Phys. clay   W   Fe Mera-Jackson   Mg   Carbon carb   Ca

уменьшение силы связи

После проведения кластерного анализа с анализом матриц эвклидовых расстояний для выявления наиболее тесно связанных физических и химических показателей с изучаемыми реологическими характеристиками был выполнен корреляционный анализ для численной оценки данных взаимосвязей. В анализе были использованы полученные значения реологических показателей монолитных образцов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных. Для этого результаты анализа больших монолитов (блок 1) были объединены с результатами микромонолитов (блок 2) в одну выборку, ввиду относительно больших значений дисперсий реологических показателей.

Таблица 10. Таблица коэффициентов корреляции Пирсона (r) между значениями реологических показателей монолитов дерново-подзолистых почв и их физическими и химическими показателями (n=10,  $\alpha=0.05$ ).

	Ca	Mg	Fe по Тамму	Fe по Мера-Джексону	ФГ	Собщ	Влажность
<b>Деформация <math>\gamma_L</math> LVE-range, %</b>	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.	+0,7	+0,8
<b>G` в LVE-range, Па</b>	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.	-0,8	-0,8
<b>Деформация <math>\gamma_F</math> в точке Crossover, %</b>	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.	+0,8	+0,9
<b>Примечания:</b>							
н.з. – незначимые коэффициенты корреляции Пирсона							
Единицы измерения:							
Ca, Mg (мг-экв/100 г почвы)							
Fe по Тамму, Fe по Мера-Джексону (%)							
ФГ (%)							
С общ (%)							
Влажность (% мас)							

Для оценки выявления степени связи между реологическими показателями и физическими и химическими свойствами анализировались численные значения полученных значимых коэффициентов корреляций Пирсона (шкала Чеддока):

$r = 0.3-0.5$  – умеренная связь,

$r = 0.5-0.7$  – средняя (заметная) связь,

$r = 0.7-0.9$  – высокая связь,

$r = 0.9-1$  – очень высокая связь

Значимые коэффициенты корреляции (Таблица 10) получены для содержания общего углерода со всеми тремя изученными реологическими показателями для монолитов дерново-подзолистых почв, при этом силы связей можно охарактеризовать как высокие положительные в случае Собщ – Деформация  $\gamma_L$  LVE-range, Собщ - Деформация  $\gamma_F$  в точке Crossover и высокие отрицательные для Собщ –  $G'$  в LVE-range. Между значениями влажности образцов и реологическими показателями также были выявлены значимые коэффициенты корреляции с высокой степенью отрицательной и положительной связи, подтверждающие взаимосвязи значений общего углерода и влажности. Полученные методом кластерного и корреляционного анализа значимые зависимости для дерново-подзолистых почв подтверждают теоретические представления о влиянии физических и химических факторов на реологические показатели почвы, описанные при анализе полученных значений реологических показателей (выше). Значимых коэффициентов корреляции реологических показателей с содержанием железа и кальция при данном уровне значимости выявлено не было, что возможно связано с более сложным совокупным влиянием всех факторов.

Таблица 11. Таблица коэффициентов корреляции Пирсона (r) между значениями реологических показателей монолитов черноземов типичных и их физическими и химическими показателями (n=13,  $\alpha=0.05$ ).

	Ca	Mg	Fe по Тамму	Fe по Мера-Джексону	Скарб,%	Сорг,%	ФГ	Влажность
<b>Деформация <math>\gamma_L</math> LVE-range, %</b>	-0,6	н.з.	н.з.	н.з.	-0,6	+0,8	+0,6	н.з.
<b>G` в LVE-range, Па</b>	+0.7	н.з.	н.з.	н.з.	+0.7	-0.7	н.з.	н.з.
<b>Деформация <math>\gamma_F</math> в точке Crossover, %</b>	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.	+0,6	н.з.	н.з.
<b>Примечания:</b>								
н.з. – незначимые коэффициенты корреляции Пирсона								
Единицы измерения:								
Ca, Mg (мг-экв/100 г почвы)								
Fe по Тамму, Fe по Мера-Джексону (%)								
ФГ (%)								
С орг, С карб (%)								
Влажность (% мас)								

Значимые коэффициенты корреляции Пирсона (Таблица 11) получены для монолитов черноземов типичных между содержанием органического углерода и физической глины с реологическими показателями, при этом связи можно охарактеризовать (шкала Чеддока) как высокие и средние положительные, средние отрицательные. Отрицательные взаимосвязи между содержанием карбонатного углерода и кальция и деформацией  $\gamma_L$  в LVE-range можно объяснить особенностями противоположного распределения карбоната кальция и органического углерода по профилям изученных черноземов типичных: значимые количества  $\text{CaCO}_3$  обнаружены на глубине, в иллювиальных горизонтах Вса, максимальные содержания органического углерода, оказывающего прямое воздействие на диапазон упругих деформаций, отмечены в верхних гумусовых горизонтах. Были выявлены значимые положительные взаимосвязи между



модулем накопления  $G'$  в LVE-range и содержанием кальция и карбонатов. Полученные методом кластерного и корреляционного анализа значимые зависимости для черноземов типичных подтверждают теоретические представления о влиянии физических и химических факторов на реологические показатели почвы, описанные при анализе полученных значений реологических показателей (выше).

### 3.3. Сопряженный анализ реологических свойств и томографической пористости почв

#### 3.3.1. Томографический анализ микромонолитов

Обработка томографических данных (теневых проекций) и получение томографических срезов (реконструкция) осуществлено при помощи фирменного программного обеспечения Bruker, SkyScan.

Для анализа порового пространства были использованы величины закрытой, открытой и общей томографической пористости почвенных образцов, определенные при разрешении съёмки 15,84 мкм (т.е. поры меньшего размера не могут быть идентифицированы) (Таблица 12). Данное разрешение было выбрано, исходя из нескольких причин: а) отработанная методика съёмки и расчета морфометрических показателей при данном значении, б) соотношение между временными затратами на съёмку и обработку данных, качеством съёмки, объемом полученных данных на диске, расходом ресурса микротомографа, в) данное разрешение находится в пределах размеров пор, частично проницаемых для воды (соответствует микропорам по Брэверу).

Остальные морфометрические показатели микромонолитов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных представлены в Приложении 2. В таблице 12 также приведены значения их расчетной пористости.

Наибольшие значения общей и открытой пористости присущи гумусовым горизонтам дерново-подзолистых почв и черноземов типичных, при этом в вариантах целинных почв значения пористостей больше, чем в пахотных

(Таблица 12). Значения общей и открытой пористости в гумусовых горизонтах распределяются следующим образом: дубрава > лесополоса > пашня в случае черноземов типичных и почва под сложным ельником > пахотная почва в случае дерново-подзолистых почв (Рисунок 24). На рисунке 24 приведены объемные изображения внутренней структуры и порового пространства верхних гумусовых горизонтов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных: поровое пространство – черный цвет, твердая фаза почвы – оттенки серого цвета, минеральные зерна и ортштейны – светло-серый, белый цвета.

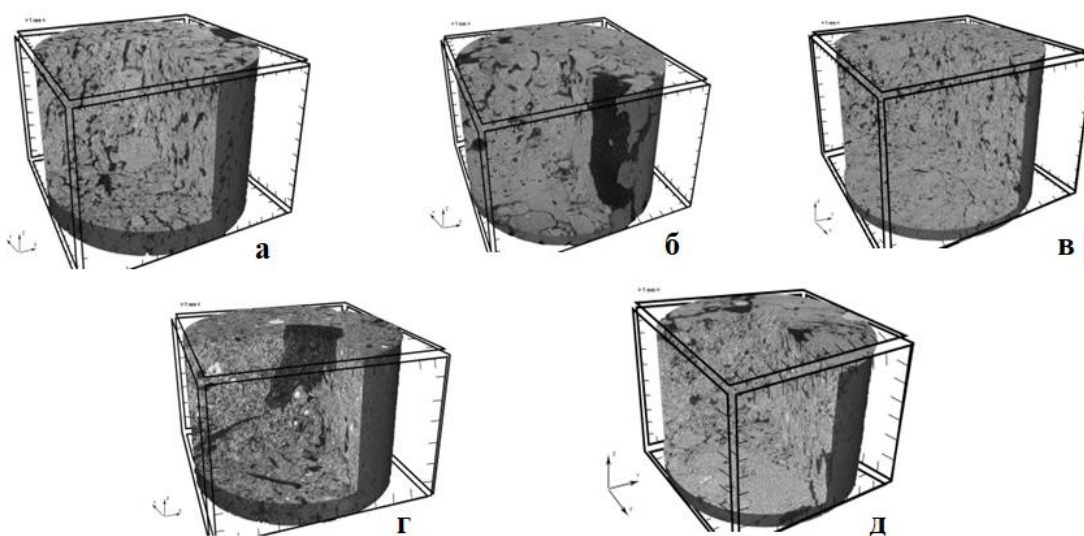


Рисунок 24. Объёмные изображения внутренней структуры и порового пространства гумусовых горизонтов черноземов типичных: а – под дубравой, б – под лесополосой, в – пахотного; дерново-подзолистых почв: г – целинной под лесом, д – пахотной.

Распределения общей и открытой пористости по глубине идентичны для изучаемых почв. В дерново-подзолистой почве минимальные значения отмечены для горизонта А2. В дерново-подзолистой пахотной почве общая и открытая пористость плавно снижаются по глубине. Для чернозема типичного под лесополосой нет четкого распределения общей и открытой пористости, однако можно сказать, что в верхних гумусовых горизонтах они выше, чем в переходных и иллювиальных, при этом в гор. А1` их значения меньше, чем в гор. А1``, что

скорее всего связано с разрешением съёмки. С этой же причиной связаны распределения значений для чернозема типичного пахотного, для которого отмечается увеличение общей и открытой пористости с глубиной. В черноземе типичном под дубовым лесом значения показателей плавно снижаются по глубине. Распределение закрытой пористости по глубине не имеет четкого распределения для изучаемых почв, в целом значения закрытой пористости изменяются от 1 до 3% от объема образца. Величины закрытой пористости почв меньше открытой пористости в 2-13 раз.

Сравнение величин пористостей позволяет сделать вывод, что значения общей пористости, полученные при помощи томографической съёмки и не превышающие 21%, значительно уступают расчетным величинам. Как было отмечено выше, разрешение томографической съёмки не позволяет определить поры более мелкого размера, и представленные величины являются величинами видимой пористости, данный факт был отмечен в работе Шеина с соавт. (Шеин и др., 2016).

Таблица 12. Томографическая пористость при разрешении 16 мкм и расчетная пористость микромонолитов черноземов типичных и дерново-подзолистых почв (% от объема образца).

Почва, горизонт, глубина (см)		Томографическая пористость, %			Расчетная пористость, % $\varepsilon = 1 - \rho_b/\rho_s$
		Открытая	Закрытая	Общая	
<i>Дерново-подзолистые почвы</i>					
Дерново-подзолистая почва под сложным ельником	A1 (5-9)	19,05	2,51	21,56	79
	A2 (26-30)	2,03	1,87	3,9	48
	A2B(40-44)	7,7	1,34	9,05	45
	B1(60-64)	3,53	2,14	5,68	45
	B2(71-75)	нет данных	нет данных	нет данных	43
Дерново-подзолистая пахотная почва	Ap1 (17-21)	5,89	1,35	7,24	49
	Ap2 (26-30)	нет данных	нет данных	нет данных	нет данных
	A2B (41-45)	4,41	0,88	5,29	40
	B1 (70-74)	2,89	1,67	4,57	40
	B2 (91-95)	2,19	1,67	3,85	42
BC	нет данных	нет данных	нет данных	нет данных	
<i>Черноземы типичные</i>					
Чернозем типичный пахотный	Ap1 (10-15)	4,16	1,85	6,01	50
	Ap2 (20-25)	6,3	1,63	7,93	49
	A1	нет данных	нет данных	нет данных	нет данных
	A1B (77-82)	9,53	2,53	12,06	60
	Bca (100-105)	нет данных	нет данных	нет данных	нет данных
Чернозем типичный под дубравой	A1 (45-50)	14,15	1,05	15,2	58
	A1B (74-79)	1,23	2,44	3,67	53
	Bca (150-155)	2,61	1,37	3,98	48
Чернозем типичный под лесополосой	A1` (7-12)	9,05	1,07	10,12	59
	A1``(40-45)	13,83	1,07	14,90	58
	A1B` (73-78)	11,88	2,22	14,11	59
	A1B``(95-100)	4,19	2,08	6,27	55
	Bca (120-125)	1,29	1,89	3,18	57
	BCca (155-160)	2,89	3,31	6,19	56

### 3.3.2. Реологические свойства микромонолитов

На рисунках 25-27 представлены результаты определения реологических свойств микромонолитных образцов, прошедших томографическую съёмку (описание подготовки образцов в главе 2.2.2). Повторность измерений – одно – четырехкратная.

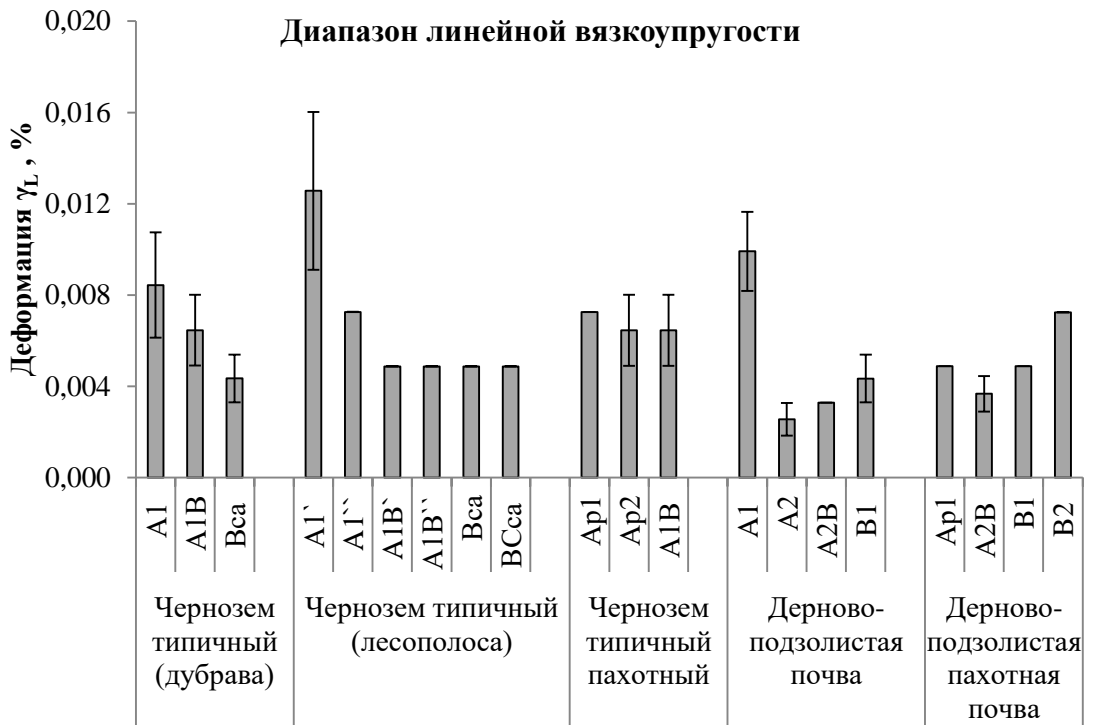


Рисунок 25. Значение деформации  $\gamma_L$  диапазона линейного вязкоупругого поведения микромонолитных образцов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных.

Характер распределения реологических показателей в микромонолитах горизонтов профилей изучаемых почв, повторяют распределения, полученные для монолитов блока 1 и описанные в главе 3.2.2.

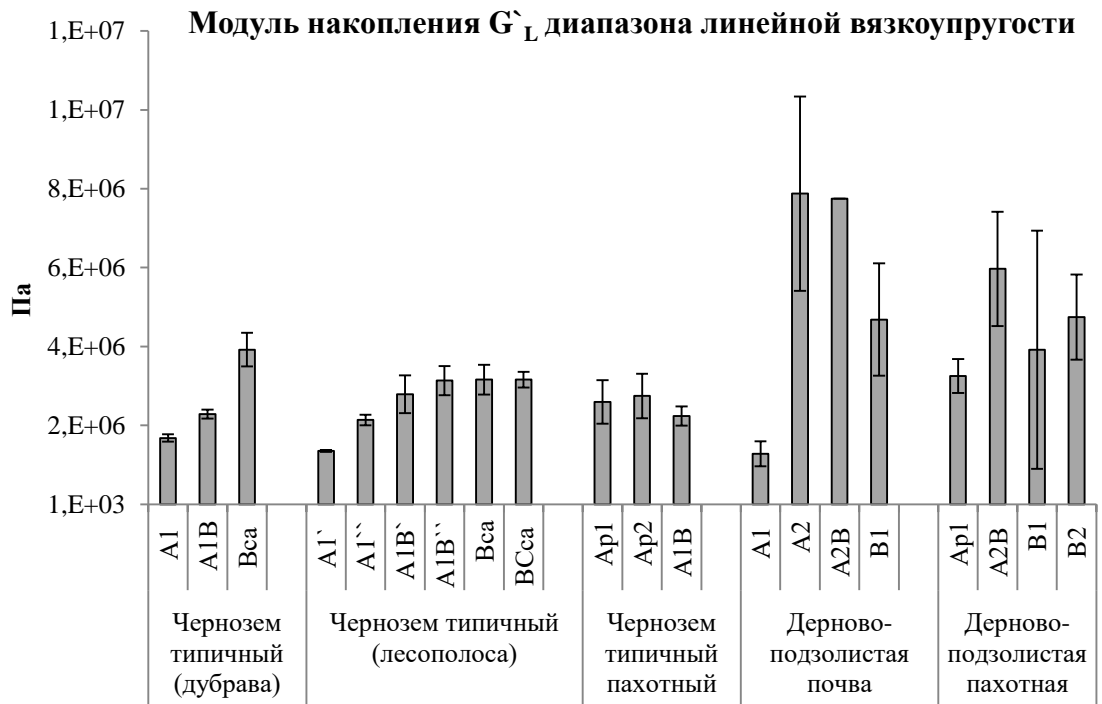


Рисунок 26. Модуль накопления  $G'_L$  диапазона линейного вязкоупругого поведения микромонолитных образцов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных.

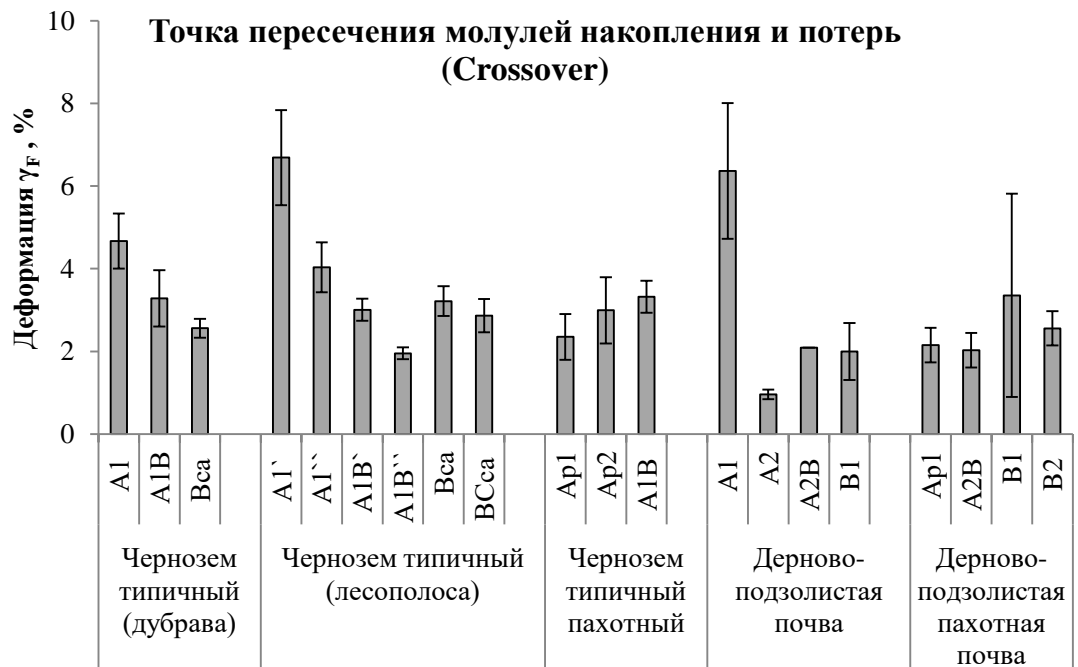


Рисунок 27. Значение деформации  $\gamma_F$  в точке Crossover - пересечения модулей накопления и потерь микромонолитных образцов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных.

В литературе имеются данные о взаимосвязи физико-механических и прочностных свойств почв и пород с различными показателями их пористости (Вялов, 1978; Munkholm et al., 2016).

Для анализа взаимосвязей изучаемых реологических параметров и морфометрических характеристик монолитных образцов нами были выбраны величины пористостей: открытой, закрытой и общей – как одни из главных результатов томографической съёмки.

### 3.3.3. Сопряженный анализ реологических показателей и томографической пористости микромонолитов

Для микромонолитных образцов дерново-подзолистых почв корреляционный анализ (Таблица 13) значений реологических показателей и пористости выявил значимые взаимосвязи при  $\alpha=0.05$  для диапазона линейного вязкоупругого поведения и точки пересечения модулей накопления и потерь Crossover (диапазона пластичного поведения) с открытой и общей пористостью (коэффициенты корреляции Пирсона  $r = +0.7$ ;  $r = +0.9$ ,  $r = +0.9$  соответственно, высокая и средняя положительные связи).

Таблица 13. Таблица коэффициентов Пирсона ( $r$ ) между значениями расчетной и томографической пористости (закрытой, открытой, общей) микромонолитов дерново-подзолистых почв ( $n=8$ ,  $\alpha=0.05$ ).

Реологический показатель	Томографическая пористость, %			Расчетная пористость $\varepsilon$ , %
	Открытая пористость	Общая пористость	Закрытая пористость	
Деформация $\gamma_L$ LVE-range, %	н.з.	+0,7	н.з.	+0,7
$G_L$ в LVE-range, Па	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.
Деформация $\gamma_F$ в точке Crossover, %	+0,9	+0,9	н.з.	+0,8
Примечание: н.з. – незначимые коэффициенты корреляции Пирсона				

Для микромонолитных образцов черноземов типичных корреляционный анализ (Таблица 14) значений реологических показателей и пористости выявил значимые взаимосвязи при  $\alpha=0.05$  для модуля накопления с открытой и общей пористостью (коэффициенты корреляции Пирсона  $r = -0.6$  и  $-0.6$  соответственно,  $\alpha=0.05$ , средние отрицательные связи).

Таблица 14. Таблица коэффициентов Пирсона ( $r$ ) между значениями расчетной и томографической пористости (закрытой, открытой, общей) микромонолитов черноземов типичных ( $n=12$ ,  $\alpha=0.05$ ).

Реологический показатель	Томографическая пористость, %			Расчетная пористость $\varepsilon$ , %
	Открытая пористость	Общая пористость	Закрытая пористость	
Деформация $\gamma_L$ LVE-range, %	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.
$G'_L$ в LVE-range, Па	-0,6	-0,6	н.з.	-0,6
Деформация $\gamma_F$ в точке Crossover, %	н.з.	н.з.	н.з.	н.з.
Примечание: н.з. – незначимые коэффициенты корреляции Пирсона				

При сопряженном анализе реометрических и томографических данных для оценки структуры почвы необходим учет влияния физических и химических факторов, оказывающих одновременное влияние и на реологические характеристики, и на строение порового пространства почвы. Так, например, для наших данных были получены достоверные положительные зависимости между реологическими показателями (деформацией  $\gamma_L$  в LVE-range и деформацией  $\gamma_F$  в точке Crossover), отрицательные (модуль накопления  $G'_L$  в LVE-range) и содержанием органического вещества (общего углерода) (гл.3.2.2). Органическое вещество оказывает влияние на структурные характеристики почвы и формирует поровое пространство, что подтверждается результатами исследования: горизонты почв с большим содержанием органического углерода и большим объемом пор (расчетной пористостью, открытой и общей пористостью)



имеют большой диапазон упругих деформаций (диапазон линейной вязкоупругости LVE-range) и обладают более пластичной структурой (точка пересечения модулей накопления и потерь), при которой частицы могут смещаться относительно друг друга и переходят в вязкое состояние при больших значениях деформации. В то же время, большое количество органического вещества приводит к уменьшению значений плотности соответствующих монолитов и увеличению влажности, что способствует уменьшению числа контактов между частицами и, как следствие, снижению значений модулей накопления.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метод осцилляционной амплитудной развертки открывает новые возможности в быстром и информативном изучении реологического поведения почв с различной структурой.

Проведенное исследование образцов с естественной (монолитов) и нарушенной (паст) структурой дерново-подзолистых почв и черноземов типичных различных биоценозов на модульном компактном реометре MCR-302 выявило отличия их реологического поведения в разных областях деформации.

Особенности строения почвы являются причиной начальной разницы в плотности и влажности монолитных образцов и паст, что необходимо учитывать при их сравнении. Монолитные образцы, имея более прочные структурные связи в диапазоне линейного вязкоупругого поведения, разрушаются при меньших значениях деформации, показывая более хрупкое поведение по сравнению с пастами, характеризующимися большей влажностью и большим диапазоном пластичного поведения, в котором упругое поведение преобладает над вязким. При условии влажности капиллярного насыщения, в котором проводилось изучение реологического поведения почв, нарушенные образцы слабо отличаются друг от друга, что вероятно связано с гомогенизацией их структуры и нивелирующим воздействием пленок воды вокруг и между частицами. Различия в изменении диапазона линейного вязкоупругого поведения (упругих деформаций), модуля накопления в данном диапазоне и области пластичного поведения (определяемого точкой пересечения модулей накопления и потерь Crossover, после которой начинается необратимое разрушение структуры) наиболее заметны между горизонтами с естественной структурой почв с контрастными физическими и химическими свойствами, например в целинной дерново-подзолистой почве под сложным ельником с элювиально-иллювиальными типами распределения веществ.

И в черноземах типичных, и в дерново-подзолистых почвах органическое вещество и гранулометрический состав (физическая глина) являются одними из

главных факторов, определяющих реологическое поведение: они положительно связаны с диапазонами упругих деформаций и пластичного поведения. Влажность почвы, напрямую связанная с содержанием органического вещества, также оказывает большое влияние на реологическое поведение изучаемых почв: эти взаимосвязанные свойства уменьшают величину жесткости межчастичных взаимодействий. Модуль накопления диапазона линейной вязкоупругости черноземов типичных положительно связан с карбонатами кальция, являющимися цементирующим агентом для образования жестких связей. Данные зависимости были статистически подтверждены кластерным анализом и значимыми коэффициентами Пирсона в корреляционном анализе. Выявленная кластерным анализом зависимость между содержанием железа и кальция и значениями модуля накопления области упругих деформаций дерново-подзолистых почв не была подтверждена значимыми коэффициентами корреляции Пирсона, что, возможно, связано со сложным комплексным влиянием всех факторов.

Значения общей пористости, полученные при помощи томографического анализа, значительно уступают расчетным величинам, т.к. при выбранном разрешении съёмки не были идентифицированы поры размером меньше его. Проведенная томографическая съёмка монолитных образцов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных показала, что величины закрытой пористости значительно меньше открытой пористости, не имеют четкого профильного распределения. Открытая и общая пористость максимальны в гумусовых горизонтах целинных почв и уменьшаются с глубиной.

Корреляционный анализ выявил положительную статистически достоверную связь между диапазонами линейного вязкоупругого поведения и пластичного поведения и открытой и общей пористостью для дерново-подзолистых почв. Для черноземов типичных статистически достоверной связи не было обнаружено, что, возможно, связано с отсутствием дифференциации гранулометрического состава по профилю и мощным гумусовым профилем. Анализ связи модуля накопления с открытой и общей пористостью показал обратную зависимость для обоих типов почв, однако значимые коэффициенты

были выявлены для чернозема типичного. Данные зависимости можно объяснить тем, что связующим фактором, одновременно влияющим на пористость и реологические показатели, является органическое вещество. Горизонты черноземов типичных и дерново-подзолистых почв с большим содержанием органического углерода и большей пористостью обладают наибольшей устойчивостью к деформациям.

## ВЫВОДЫ

1. Монолиты изученных почв по сравнению с пастами обладают большей устойчивостью и жесткостью естественных структурных связей в области небольших деформаций, определяемых диапазоном линейного вязкоупругого поведения и модулем накопления в данном диапазоне. Почвенные пасты проявляют большую пластичность, определяемую величиной деформации в точке пересечения модулей накопления и потерь. Дифференцированность профильного распределения реологических параметров: диапазон линейной вязкоупругости, модуль накопления в данном диапазоне, точка разрушения структуры при влажности капиллярного насыщения – более выражена в почвенных монолитах по сравнению с пастами, как следствие особенностей их естественной структуры.

2. Органическое вещество и физическая глина определяют реологическое поведение черноземов типичных: с их увеличением их содержания происходит рост диапазонов упругих деформаций и пластичного поведения почв. В нижних горизонтах черноземов типичных карбонаты кальция служат цементирующим агентом для образования жестких межчастичных связей, характеристикой которых является модуль накопления диапазона линейной вязкоупругости.

Главным фактором, влияющим на реологические показатели дерново-подзолистых почв, является органическое вещество, снижающее величину жесткости межчастичных взаимодействий и увеличивающее область пластичных деформаций.

3. Томографическая съемка монолитов исследованных почв показала, что величины закрытой пористости не имеют четкого профильного распределения и значительно меньше открытой пористости. Открытая и общая пористость максимальны в гумусовых горизонтах целинных почв и уменьшаются с глубиной.

4. Сопряженный анализ данных показал значимые зависимости между реологическими свойствами и томографической пористостью монолитных образцов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных. Почвы с большим содержанием органического вещества и большей пористостью обладают наибольшей устойчивостью к деформациям.

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

*Химические элементы и вещества*

<b>Al</b>	алюминий
<b>Ba</b>	барий
<b>С карб</b>	карбонатный углерод
<b>С общ</b>	общий углерод (валовый)
<b>С орг</b>	органический углерод
<b>Ca</b>	калий
<b>CaCl<sub>2</sub></b>	хлорид кальция
<b>CO<sub>2</sub></b>	углекислый газ
<b>Cr</b>	хром
<b>Cs</b>	цезий
<b>Cu</b>	медь
<b>Fe</b>	железо
<b>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></b>	бикарбонат
<b>K</b>	калий
<b>Li</b>	литий
<b>Mg</b>	магний
<b>Na</b>	натрий
<b>NaCl</b>	хлорид натрия
<b>NH<sub>4</sub><sup>+</sup></b>	аммоний
<b>NPK</b>	минеральное удобрение, состоящее из азота, фосфора, кальция
<b>Rb</b>	рубидий
<b>Si</b>	кремний
<b>Th</b>	торий
<b>Zn</b>	цинк

## Сокращения формул

$\gamma$	деформация сдвига образца
$\dot{\gamma}$	скорость деформации сдвига образца
$\gamma_F$	значение деформации в точке crossover
$\gamma_L$	значение деформации, определяющее диапазон линейной вязкоупругости LVE-range
$\delta$	угол сдвига между кривыми напряжения сдвига $\tau$ и заданной деформации $\gamma$
$\zeta$	дзета-потенциал
$\eta^*$	комплексная вязкость
$\theta$	угол между структурными элементами
$\tau$	напряжение сдвига образца
$\varphi$	угол отклонения образца
$\chi$	количество контактов на единицу площади
$\omega$	угловая частота
$A$	площадь плато реометра
$A$	амплитуда колебаний
$G^*$	комплексный модуль сдвига
$G'$	модуль накопления (storage modulus)
$G'_L$	значение модуля накопления в диапазоне линейной вязкоупругости
$G''$	модуль потерь (loss modulus)
$f_a$	прочность единичного контакта (сила сцепления)
$f_{и-э}$	ионно-электростатическое отталкивание одноименно заряженных диффузных слоев на базисных поверхностях частиц
$f_m$	молекулярные силы, зависящие от угла $\theta$ между частицами и природы структурных элементов
$f_э$	электростатическое взаимодействие между заряженным сколом и базисной поверхностью глинистых частиц
$h$	зазор между параллельными плато реометра
$M$	крутящий момент
$P_c$	прочность грунта (почвы)
$P_i$	прочность (сила сцепления) единичного контакта между структурными элементами
$s$	сдвиг образца



*Другие сокращения и обозначения на английском языке*

<b>ДЛФО</b>	теория Дерягина-Ландау-Фервея-Овербека
<b>мКТ</b>	рентгеновская компьютерная микротомография
<b>ОВ</b>	органическое вещество
<b>ППК</b>	почвенно-поглощающий комплекс
<b>ФГ</b>	физическая глина
<b>PВ-8 (прибор)</b>	вискозиметр Воларовича
<b>Amplitude Sweep Test (AST)</b>	метод амплитудной развертки в осцилляционном тесте
<b>Crossover (flow point)</b>	точка пересечения модулей накопления и потерь
<b>CSD</b>	controlled shear deformation - режим контролируемой деформации в осцилляционном тесте
<b>keV</b>	кило электронвольт (кэВ)
<b>LVE-range - linear viscoelastic range</b>	диапазон линейной вязкоупругости
<b>NF</b>	нормальная сила воздействия верхнего плато
<b>NRecon (CTvox,CTvol,CTan)</b>	фирменное программное обеспечение (Bruker, Skyscan)
<b>pH</b>	водородный показатель
<b>PP-25</b>	измерительная система параллельных плато реометра MCR-302 диаметром 25 мм
<b>USDA</b>	U.S. department of agriculture министерство сельского хозяйства США
<b>WRB</b>	мировая реферативная база почвенных ресурсов
<b>Yield zone, yield/flow transition range)</b>	фаза 2 кривых модулей накопления и потерь. переходная область, область трансгрессии
<b>Zone of structural breakdown.</b>	фаза 3.финальная стадия. область вязкого течения

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аbruкова В.В. Связь реологических свойств почв со структурными характеристиками // Автореф. дисс. на соискание уч. ст. к.б.н., 1988. 17 с.
2. Аbruкова В.В., Манучаров А.С. Некоторые особенности деформации почв при реологических исследованиях // Почвоведение. 1985. № 6. С. 89–96.
3. Аbruкова В.В., Манучаров А.С. Реологическая характеристика тундровой поверхностно-глеевой почвы // Почвоведение. 1986. № 9. С. 44–52.
4. Аbruкова Л.П. Кинетика процессов тиксотропного структурообразования в почвенных суспензиях // Почвоведение. 1970. № 3. С. 104–114.
5. Аbruкова Л.П. Реопексия при реологических исследованиях почв // Почвоведение. 1976. № 5. С. 121–126.
6. Аbruкова Л.П. Изучение тиксотропных свойств почв с применением ротационного вискозиметра РВ-8 // Почвоведение. 1980. № 8. С. 83–91.
7. Амелина Е.А., Щукин Е.Д. Изучение некоторых закономерностей формирования контактов в пористых дисперсных структурах // Коллоидный журнал. 1970. Т. 32. № 6. С. 795–800.
8. Анненская Г.Н., Жучкова, В.К., Калинина, В.Р., Мамай, И.И., Низовцев, В.А., Хрусталева, М.А., Цесельсук, Ю.Н.. Ландшафты Московской области и их современное состояние. Смоленск: Издательств СГУ, 1997.
9. Белицина Г.Д., Василевская В.Д., Гришина Л.А. Почвоведение. Учеб. для ун-тов. Ч.1. Почва и почвообразование / под ред. В.А. Ковды, Б.Г. Розанова. Москва: Высш.школа, 1988. 400 с.
10. Воларович М.П., Лазовская Н.В. Ротационные вискозиметры для исследования реологических свойств дисперсных систем и высокомолекулярных соединений (Обзор) // Коллоидный журнал. 1966. Т. 28. № 2. С. 198—213.
11. Воронин А.Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв.

Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 204 с.

12. Воронин А.Д. Основы физики почв. Москва: Изд - во Моск. ун-та, 1986. 244 с.

13. Вялов С.С. Реологические свойства и несущая способность мерзлых грунтов. Москва: Изд-во АН СССР, 1959. 191 с.

14. Вялов С.С. Реологические основы механики грунтов. Москва: Высшая школа, 1978. 447 с.

15. Гаевая Э.А. Влияние различных способов обработки почвы на её физические свойства // Научный журнал КубГАУ. 2008. Т. 39. № 5. С. 1–10.

16. Галицкий В.И., Толоконникова, Т.К., Кабанова, Р.В., Антимонов, Н.А., Кудинова, М.Р., Галицкая, Н.Ф., Черняк, С.А. Курская область. Экономико-географический очерк. Воронеж, 1966. 206 с.

17. Герасимова М.И., Красильников П.В. Мировая реферативная база почвенных ресурсов 2014. Международная система почвенной классификации для диагностики почв и создания легенд почвенных карт. Исправленная и дополненная версия 2015. Москва: ФАО и Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 2017. 203 с.

18. Герке К.М., Карсанина М.В., Скворцова Е.Б. Описание и реконструкция строения порового пространства почвы с помощью корреляционных функций // Почвоведение. 2012. № 9. С. 962–973.

19. Герсеванов Н.М., Польшин Д.Е. Теоретические основы механики грунтов и их практические применения. Москва: Госстройиздат, 1948. 248 с.

20. Гольдштейн М.Н. Механические свойства грунтов , т.1. Ленинград: Стройиздат, 1971. 368 с.

21. Горькова И.М. Структурные и деформационные особенности осадочных пород различной степени уплотнения и литификации. Москва: Наука, 1965. 128 с.

22. Горькова И.М. Теоретические основы оценки осадочных пород в инженерно-геологических целях. Москва: Наука, 1966. 136 с.

23. Горькова И.М. Физико -химическая механика дисперсных грунтов как

основа инженерно -геологического прогнозирования // Инженерная геология. 1980. Т. 6. С. 61–66.

24. Дрёпа Е.Б., Голубь А.С. Физические свойства почвы при применении технологии no-till // Вестник АПК Ставрополя. 2014. Т. 16. № 4. С. 181–185.

25. Егоров В.В. Фридланд, В.М., Иванова, Е.Н., Розов, Н.Н., Носин, В.А., Фриев, Т.А. Классификация и диагностика почв СССР. Москва: Колос, 1977. 221 с.

26. Жукова Ю.А. Хайдапова, Д. Д., Ковда, И. В., Моргун, Е. Г. Реологические характеристики слитоземных комплексов почв в разных климатических условиях // Вестник Московского университета. Серия Почвоведение. 2015. № 3. С. 25–30.

27. Зайдельман Ф.Р., Смирнова, Л.Ф., Шваров, А.П., Никифорова, А.С. Практикум по курсу «Мелиорация почв», 2007. 67 с.

28. Зарецкий Ю.К. Теория консолидации грунтов. М: Наука, 1967. 270 с.

29. Зубкова Т.А., Карпачевский Л.О. Матричная организация почв. Москва: РУСАКИ, 2001. 296 с.

30. Информация о Курской области и курянах. Климат, почвы, растительность [Электронный ресурс]. URL: <http://rkursk.ru/other/klimat.html> (дата обращения: 10.07.2019).

31. Качинский Н.А. Физика почвы. Москва: Высшая школа, 1965. 321 с.

32. Ключева В.В., Хайдапова Д.Д. Реологические свойства образцов естественного и нарушенного сложения дерново-подзолистой и агродерново-подзолистой почвы // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2017. Том 89.С. 21-35.

33. Коротких Н.А., Власенко Н.Г., Кастючик С.П. Структурно-агрегатный состав чернозема выщелоченного при переходе к технологии no-till // Земледелие и химизация. 2013. № 1. С. 5–11.

34. Кузнецова И.В., Данилова В.И. О разуплотнении почв под влиянием процессов набухания-усадки // Почвоведение. 1988. № 6. С. 59–70.

35. Кузнецова И.В., Данилова В.И. Влияние гранулометрического, минералогического состава и содержания органического вещества на набухание

почв // Почвоведение. 1991. № 10. С. 69–83.

36. Кузнецова И.В., Старцев А.Д. Методы изучения набухания и усадки почвы в связи с её структурным состоянием // Почвоведение. 1992. № 4. С. 131–136.

37. Курская область: Атлас / под ред. Н.Н. Чугуновой. Омск: Роскартография. ФГУП «Омская картографическая фабрика», 2009. 96 с.

38. Манучаров А.С. К использованию реологических исследований в почвоведении // Вестник Московского университета. Серия Почвоведение. 1983. № 3. С. 36–40.

39. Манучаров А.С., Абрикова В.В. Применение в почвенно-реологических исследованиях автоматического прибора Реостат-2 // Почвоведение. 1982. № 11. С. 92–100.

40. Манучаров А.С., Абрикова В.В. Структурно-механические свойства дерново-подзолистой почвы // Почвоведение. 1983. № 4. С. 64–73.

41. Маслов Н.Н. Основы механики грунтов и инженерной геологии. Москва: Высш.школа, 1968. 631 с.

42. Месчан С.Р. Механические свойства грунтов и лабораторные методы их определения (с учетом временных эффектов) / под ред. С.Р. Месчаня. Москва: Недра, 1974. 192 с.

43. Минеев В.Г. Агрохимия. Москва: Изд-во МГУ, КолосС, 2004. 2-е изд. 720 с.

44. Министерство сельского хозяйства СССР. ГОСТ 26423-85. Почвы. Методы определения удельной электрической проводимости, рН и плотного остатка водной вытяжки (издание 2011 г.) // 1985а. 8 с.

45. Министерство сельского хозяйства СССР. ГОСТ 26483-85. Почвы. Приготовление солевой вытяжки и определение ее рН по методу ЦИНАО // 1985б. 6 с.

46. Министерство сельского хозяйства СССР. ГОСТ 26484-85. Почвы. Метод определения обменной кислотности // 1985с. 3 с.

47. Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура

глинистых пород. Москва: Недра, 1989. 211 с.

48. Полак А.Ф., Бабков В.В. К теории прочности пористых тел // Физико-химическая механика дисперсных структур. 1966. С. 28–31.

49. Ребиндер П.А. Процессы структурообразования в дисперсных системах // Физико-химическая механика почв, грунтов, глин и строительных материалов. Ташкент: ФАН, 1966а. С. 82–95.

50. Ребиндер П.А. Физико-химическая механика дисперсных структур // Физико-химическая механика дисперсных структур. 1966б. С. 3–16.

51. Ребиндер П.А. Поверхностные явления в дисперсных системах. Физико-химическая механика. Избранные труды. Москва: Наука, 1979. 384 с.

52. Ребиндер П.А., Щукин Е.Д., Марголис Л.Я. О механической прочности пористых дисперсных тел // Доклады АН СССР. 1964. Т. 154. № 3. С. 695–698.

53. Розанов Б.Г. Морфология почв: Учебник для высшей школы. Москва: Академический проект, 2004. 432 с.

54. Сапожников П.М. Связь набухания некоторых почв с категориями удельной поверхности и энергетикой почвенной влаги // Почвоведение. 1985. № 3. С. 40–43.

55. Сергеев Е.М. Грунтоведение / Учебник, под ред. Е.М.Сергеева. 3-е изд. Москва: Изд-во МГУ, 1971. 595 с.

56. Скворцова Е.Б., Герке, К. М., Корост, Д. В., Абросимов, К. Н. Строение порового пространства в подзолистых горизонтах суглинистых почв (анализ 2D и 3D изображений) // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2013. Т. 71. С. 65–79.

57. Скворцова Е.Б., Рожков В.А., Абросимов К.Н., Романенко К.А., Хохлов С.Ф., Хайдапова Д.Д., Ключева В.В., Юдина А.В. Микротомографический анализ порового пространства целинной дерново-подзолистой почвы// Почвоведение. 2016. № 11. С. 1328-1336.

58. Скворцова Е.Б., Шеин Е.В., Абросимов К.Н., Романенко К.А., Юдина А.В., Ключева В.В., Хайдапова Д.Д., Рогов В.В. Влияние многократного

замораживания–оттаивания на микроструктуру агрегатов дерново-подзолистой почвы (микротомографический анализ) // Почвоведение. 2018. № 2. С. 187-196.

59. Скворцова Е.Б. Шеин Е.В., Романенко К.А., Абросимов К.Н., Юдина А.В., Ключева В.В., Хайдапова Д.Д., Рогов В.В. Изменение порового пространства в гумусовых агрегатах дерново-подзолистой почвы при многократном замораживании и оттаивании // Бюллетень Почвенного института им. В.В.Докучаева. 2018. Том 91. С.6-20.

60. Соколов В.Н. Физико-химические аспекты механического поведения глинистых грунтов // Инженерная геология. 1985. № 4. С. 28–41.

61. Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И. Глинистые минералы в почвах. Тула: Гриф и К, 2005. 336 с.

62. Соколова Т.А., Толпешта И.И., Трофимов С.Я. Почвенная кислотность. Кислотно-основная буферность почв. Соединения алюминия в твердой фазе почвы и в почвенном растворе. Тула: Гриф и К, 2012. Изд. 2-е, испр. и доп. 124 с.

63. Трофимов В.Т. Королев, В.А., Вознесенский, Е.А., Голодковская, Г.А., Васильчук, Ю. К., Зиангиров, Р. С. Грунтоведение. Москва: Изд-во МГУ, 2005. 6-е изд., перераб. и доп. 1024 с.

64. Фукс Г.И. Вязкость и пластичность нефтепродуктов / под ред. М.М. Кусаковой. Москва: Гостоптехиздат, 1951. 272 с.

65. Хайдапова Д.Д., Ключева В.В., Скворцова Е.Б., Абросимов К.Н. Характеристики реологических свойств и томографически определенного порового пространства ненарушенных образцов чернозема типичного и дерново-подзолистых почв // Почвоведение. 2018. №10. С. 1234-1243.

66. Хайдапова Д.Д., Холопов, Ю.В., Забоева, И.В., Лаптева, Е.М. Реологические особенности коагуляционной структуры северотаежных торфянисто-подзолисто-глееватых почв европейского северо-востока // Вестник Московского университета. Серия 17. Почвоведение. 2014. № 1. С. 20–25.

67. Хайдапова Д.Д., Честнова, В. В., Шеин, Е. В., Милановский, Е. Ю. Реологические свойства черноземов типичных (Курская область) при различном

землепользовании // Почвоведение. 2016. № 8. С. 955-963.

68. Хайдапова Д.Д., Милановский Е.Ю., Честнова В.В. Оценка реологическими методами восстановления структуры почв под влиянием выращивания лесополос на антропогенно нарушенных почвах // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. 2014. № 6. С. 53–57.

69. Хитров Н.Б., Понизовский А.А. Руководство по лабораторным методам исследования ионно-солевого состава нейтральных и щелочных минеральных почв. Москва: ВАСХНИЛ, Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 1990. 236 с.

70. Хитров Н.Б., Хайдапова Д.Д. Вязкоупругое поведение вертикального солонца Каменной Степи // Почвоведение. 2019. № 7. С. 843–858.

71. Холопов Ю.В., Хайдапова Д.Д., Лаптева Е.М. Физико-механические свойства автоморфных таежных почв Республики Коми (по данным реологических исследований) // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2018а. № 42. С. 24–53.

72. Холопов Ю.В., Хайдапова Д.Д., Лаптева Е.М. Реологические свойства северо-таежных автоморфных и полугидроморфных криометаморфических почв Европейского северо-востока России (Республика Коми) // Почвоведение. 2018б. № 4. С. 439–450.

73. Цытович Н.А. Механика грунтов. Учебник. Ленинград, Москва: Стройиздат, Наркомстрой, 1940. Изд. 2-е. 388 с.

74. Чекаев Н.П., Власова Т.А., Кочмина Е.О. Изменение агрофизических показателей чернозема выщелоченного и урожайности яровой пшеницы в условиях внедрения технологии no-till // Нива Поволжья. 2015. Т. 35. № 2. С. 74–79.

75. Шеин Е.В. Курс физики почв: Учебник. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.

76. Шеин Е.В., Болотов, А.Г., Хайдапова Д.Д., Милановский Е.Ю., Тюгай З.Н., Початкова Т.Н. Реологические свойства черноземов алтайского Приобья // Агрэкология. 2014. № 8. С. 32–38.



77. Шеин Е.В., Скворцова Е.Б., Дембовецкий А.В., Абросимов К.Н., Ильин Л.И., Шнырев Н.А. Распределение пор по размерам в суглинистых почвах: сравнение микротомографического и капилляриметрического методов определения // Почвоведение. 2016. № 3. С. 344–354.
78. Шеин Е.В., Милановский Е.Ю., Хайдапова Д.Д., Поздняков А.И., Тюгай З.Н., Початкова Т.Н., Дембовецкий А.В. Практикум по физике твердой фазы почв: Учебное пособие. Москва: Буки Веди, 2017. 119 с.
79. Шишов Л.Л., Тонконогов, В.Д., Лебедева, И.И., Герасимова, М.И. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
80. Щукин Е.Д. Физико-химическая теория прочности дисперсных структур и материалов // Физико-химическая механика природных дисперсных систем. 1985. С. 72–90.
81. Щукин Е.Д., Перцов А.В., Амелина Е.А. Коллоидная химия: Учеб. для университетов и химико-технолог. вузов. Москва: Высш.школа, 2004. 3-е изд., перераб. и доп. 445 с.
82. Теория и практика химического анализа почв / под ред. Л.А. Воробьевой. Москва: ГЕОС, 2006. 400 с.
83. Теории и методы физики почв: Коллективная монография / под ред. Е.В. Шеина, Л.О. Карпачевского. Тула: Гриф и К, 2007. 616 с.
84. Amézketa E. Soil Aggregate Stability: A Review // Journal of Sustainable Agriculture. 2008. V. 14. P. 83–151.
85. Barral M.T., Arias M., Guérif J. Effects of iron and organic matter on the porosity and structural stability of soil aggregates // Soil & Tillage Research. 1998. V. 46. P. 261–272.
86. Barré P., Hallett P.D. Rheological stabilization of wet soils by model root and fungal exudates depends on clay mineralogy // European Journal of Soil Science. 2009. V. 60. P. 525–538.
87. Barthès B.G., Kouakoua E., Larré-Larrouy M.-C., Razafimbelo T.M., de Luca E.F., Azontonde A., Neves C.S.V.J., de Freitas P.L., Feller C.L. Texture and sesquioxide effects on water-stable aggregates and organic matter in some tropical soils

// Geoderma. 2008. V. 143. P. 14–25.

88. Baumgarten W., Neugebauer T., Fuchs E., Horn R. Structural stability of Marshland soils of the riparian zone of the Tidal Elbe River // Soil & Tillage Research. 2012. V. 125. P. 80–88.

89. Baumgarten W. Soil microstructural stability as influenced by physicochemical parameters and its environmental relevance on multiple scales // Doctoral dissertation. Department of Plant Nutrition and Soil Science. Christian-Albrechts-University. Kiel. 2013. 263 p.

90. Baumgarten W., Dörner J., Horn R. Microstructural development in volcanic ash soils from South Chile // Soil & Tillage Research. 2013. V. 129. P. 48–60.

91. Boix-Fayos C., Calvo-Cases A., Imeson A.C., Soriano-Soto, M.D. Influence of soil properties on the aggregation of some Mediterranean soils and the use of aggregate size and stability as land degradation indicators // Catena. 2001. V. 44. P. 47–67.

92. Bronick C.J., Lal R. Soil structure and management: A review // Geoderma. 2005. V. 124. P. 3–22.

93. Buchmann C., Bentz J., Schaumann G.E. Intrinsic and model polymer hydrogel-induced soil structural stability of a silty sand soil as affected by soil moisture dynamics // Soil & Tillage Research. 2015. V. 154. P. 22–33.

94. Caesar-Tonthat T.C. Soil binding properties of mucilage produced by a basidiomycete fungus in a model system // Mycological Research. 2002. V. 106. № 8. P. 930–937.

95. Chan K.Y., Heenan D.P. Lime-induced loss of soil organic carbon and effect on aggregate stability // Soil Science Society Of America Journal. 1999. V. 63. P. 1841–1844.

96. Chan K.Y., Heenan D.P., Oates A. Soil carbon fractions and relationship to soil quality under different tillage and stubble management // Soil & Tillage Research. 2002. V. 63. P. 133–139.

97. Chenu C., Bissonnais Y. Le, Arrouays D. Organic Matter Influence on Clay Wettability and Soil Aggregate Stability // Soil Science Society Of America

Journal. 2000. V. 64. P. 1479–1486.

98. Chorom M., Rengasamy P. Dispersion and zeta potential of pure clays as related to net particle charge under varying pH , electrolyte concentration and cation type // Eurasian Journal of Soil Science. 1995. V. 46. P. 657–665.

99. Clough A., Skjemstad J.O. Physical and chemical protection of soil organic carbon in three agricultural soils with different contents of calcium carbonate // Australian Journal of Soil Research. 2000. V. 38. P. 1005–1016.

100. Deng W. Iannetta, Pietro P.M., Hallett, P.D., Toorop P.E., Squire G.R., Jeng D.S. The rheological properties of the seed coat mucilage of *Capsella bursa-pastoris* L. Medik. (shepherd's purse) // Biorheology. 2013. V. 50. P. 57–67.

101. Duiker S.W., Rhoton F.E. Iron (hydr)oxide crystallinity effects on soil aggregation // Soil Science Society Of America Journal. 2003. V. 67. P. 606–611.

102. Elliotte E.T. Aggregate structure and carbon, nitrogen, and phosphorus in native and cultivated soils // Soil Science Society Of America Journal. 1986. V. 50. P. 627–633.

103. Encyclopedia of agrophysics / ed. J. Gliński, J. Horabik, J. Lipiec. Dordrecht: Springer, 2011. 1028 p.

104. Eremin D. Soils swelling as a regional feature of Western Siberia // MATEC Web of Conference. 2018. V. 170. P. 1-7.

105. Food security and soil quality / ed. R. Lal, B.A. Stewart. Boca Raton, USA: Taylor and Francis Group, LLC, 2010. 407 p.

106. Furukawa Y. и др. Aggregation of montmorillonite and organic matter in aqueous media containing artificial seawater // Geochemical Transactions. 2009. V. 11. P. 1–11.

107. Ghezzehei T.A., Or D. Rheological properties of wet soils and clays under steady and oscillatory stresses // Soil Science Society Of America Journal. 2001. V. 65. P. 624–637.

108. Govaerts B., Fuentes, M., Mezzalama M., Nicol J.M., Deckers J., Etchevers J.D., Figueroa-Sandoval B., Sayre K.D. Infiltration, soil moisture, root rot

and nematode populations after 12 years of different tillage, residue and crop rotation managements // *Soil & Tillage Research*. 2007. V. 94. P. 209–219.

109. Haas C., Lange, P., Holthusen D., Horn R. Biological alteration of flow properties of soil samples from two Bt horizons of a Haplic Luvisol determined with rheometry // *Frontiers in Environmental Science*. 2018. V. 110. P. 1–12.

110. Hallett P.D.,Caul S., Daniell T.J., Barré P., Paterson E. The rheology of rhizosphere formation by root exudates and soil microbes // *Proceedings of 19th 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World*. 2010. P. 110–112.

111. Hamblin A. Sustainable agricultural systems: what are the appropriate measures for soil structure // *Australian Journal of Soil Research*. 1991. V. 29. P. 709–715.

112. Harris R.F.G., Chesters G., Allen O.N. Dynamics of soil aggregation // *Advantages in Agronomy*. 1966. V. 18. P. 107–169.

113. Haynes R.J., Naidu R. Influence of lime, fertilizer and manure applications on soil organic matter content and soil physical conditions: a review // *Nutrient Cycling in Agroecosystems*. 1998. V. 51. P. 123–137.

114. Hempfling R., Schulten H.-R., Horn R. Revelance of humus composition to the phycical/mechanical stability oa agricultural soils:a study by direct pyrolysis-mass spectrometry // *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*. 1990. V. 17. P. 275–281.

115. Hinsinger P., Bengough A.G., Vetterlein D., Young I.M. Rhizosphere: Biophysics, biogeochemistry and ecological relevance // *Plant & Soil*. 2009. V. 321. P. 117–152.

116. Holthusen D. Fertilization induced changes in soil stability at the microscale revealed by rheometry // PhD dissertation. Department of Plant Nutrition and Soil Science. Christian-Albrechts-University. Kiel. 2010. 166 p.

117. Holthusen D., Jänicke M., Peth S., Horn R. Physical properties of a Luvisol for different long-term fertilization treatments: II. Microscale behavior and its relation to the mesoscale // *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*. 2012a. V. 175. P. 14–23.

118. Holthusen D., Peth S., Horn R., Kühn T. Flow and deformation behavior at the microscale of soils from several long-term potassium fertilization trials in Germany // *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*. 2012b. V. 175. P. 535–547.

119. Holthusen D., Jänicke M., Peth S., Horn R. Physical properties of a Luvisol for different long-term fertilization treatments: I. Mesoscale capacity and intensity parameters // *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*. 2012c. V. 175. № 1. P. 4–13.

120. Holthusen D., Pértile P., Reichert J.M., Horn R. Controlled vertical stress in a modified amplitude sweep test (rheometry) for the determination of soil microstructure stability under transient stresses // *Geoderma*. 2017. V. 295. P. 129–141.

121. Holthusen D., Pértile P., Reichert J.M., Horn R. Viscoelasticity and shear resistance at the microscale of naturally structured and homogenized subtropical soils under undefined and defined normal stress conditions // *Soil & Tillage Research*. 2019. V. 191. P. 282–293.

122. Holthusen D., Peth S., Horn R. Impact of potassium concentration and matric potential on soil stability derived from rheological parameters // *Soil & Tillage Research*. 2010. V. 111. P. 75–85.

123. Holthusen D., Reeb D., Horn R. Influence of potassium fertilization, water and salt stress, and their interference on rheological soil parameters in planted containers // *Soil & Tillage Research*. 2012. V. 125. P. 72–79.

124. Horn R., Peth S., Baumgarten W. Development of soil structure and functions: How can mechanical and hydraulic approaches contribute to quantify soil structure dynamics? // *Soil & Tillage Research*. 2012. V. 125. P. 1–2.

125. Keller T., Lamandé M., Peth S., Berli M., Delenne J. Y., Baumgarten W., Rabbel W., Radjaï F., Rajchenbach J., Selvadurai A.P.S. An interdisciplinary approach towards improved understanding of soil deformation during compaction // *Soil & Tillage Research*. 2013. V. 128. P. 61–80.

126. Khaydapova D., Klyueva V., Kholopov Yu., Chestnova V. The rheological approach in an assessment of interparticle interactions in soils // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2018. V. 201. No. 11. P. 1-4.

127. Lal R., Shukla M.K. Principles of soil physics. New York, Basel. Marcel Dekker, 2004. 682 p.
128. Markgraf W. Microstructural changes in soils rheological investigations in soil mechanics // PhD dissertation. Department of Plant Nutrition and Soil Science. Christian-Albrechts-University. Kiel. 2006. 167 p.
129. Markgraf W., Bellmann C., Caspari A., Horn R. Quantifying microstructural stability of South-Brazilian soils by the application of rheological techniques and zeta potential measurements // Proceeding of 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World. 2010. P. 88–91.
130. Markgraf W., Watts C., Whalley R., Horn R. Influence of mineralogical compounds and organic matter on rheological properties: Classifying stiffness degradation in soils // Extended Abstracts – 21st Australian Clay Minerals Conference. Brisbane. 2010. P. 121–124.
131. Markgraf W., Watts C.W., Whalley W.R., Hrkac T., Horn R. Influence of organic matter on rheological properties of soil // Applied Clay Science. 2012a. V. 64. P. 25–33.
132. Markgraf W., Horn R. Rheometry in soil mechanics: Microstructural changes in a calcareic gleysol and a dystric planosol // Advantages in Geocology. 2006a. V. 38. P. 47–58.
133. Markgraf W., Horn R. Rheological-stiffness analysis of K<sup>+</sup>-treated and CaCO<sub>3</sub>-rich soils // Journal of Plant Nutrition and Soil Science. 2006b. V. 169. P. 411–419.
134. Markgraf W., Horn R. Scanning Electron Microscopy–Energy Dispersive Scan Analyses and Rheological Investigations of South-Brazilian Soils // Soil Science Society of America Journal. 2007. V. 71. P. 851–859.
135. Markgraf W., Horn R. Rheological Investigations on Soil Micro Mechanics: Measuring Stiffness Degradation and Structural Stability on a Particle Scale // Progress in Management Engineering / ed. Gragg et al. New York: Nova Science Publishers. 2009. P. 237–278.
136. Markgraf W., Horn R., Peth S. An approach to rheometry in soil

mechanics-Structural changes in bentonite, clayey and silty soils // *Soil & Tillage Research*. 2006. V. 91. P. 1–14.

137. Markgraf W., Moreno F., Horn R. Quantification of Microstructural Changes in Salorthidic Fluvaquents Using Rheological and Particle Charge Techniques // *Vadose Zone Journal*. 2012. V. 11. P. 1–11.

138. Mezger T.G. *The Rheology Handbook*. Hanover: Vincentz Network GmbH & Co. KG, 2011. 3rd revised edition. 432 p.

139. Mitchell J.K., Soga K. *Fundamentals of soil behavior*. Hoboken: John Wiley & Sons, 2005. 3rd edition. 577 p.

140. Munkholm L.J. и др. Relationship between soil aggregate strength, shape and porosity for soils under different long-term management // *Geoderma*. 2016. V. 268. P. 52–59.

141. Naveed M., Schjønning P., Keller T., de Jonge L.W., Moldrup P., Lamandé M. Quantifying vertical stress transmission and compaction-induced soil structure using sensor mat and X-ray computed tomography // *Soil & Tillage Research*. 2016. V. 158. P. 110–122.

142. Oades J.M. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management // *Plant and Soil*. 1984. V. 76. P. 319–337.

143. Olphen van H. *An introduction to clay colloid chemistry*. New York, London, Sydney, Toronto: John Wiley & Sons, 1977. 318 p.

144. Peng X., Yan X., Zhou H., Zhang Y.Z., Sun H. Assessing the contributions of sesquioxides and soil organic matter to aggregation in an Ultisol under long-term fertilization // *Soil & Tillage Research*. 2015. V. 146. P. 89–98.

145. Pértile P., Reichert J.M., Gubiani P. I., Holthusen D., da Costa A. Rheological parameters as affected by water tension in subtropical soils // *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*. 2016. V. 40. P. 2–14.

146. Pértile P., Holthusen D., Gubiani P. I., Reichert J.M. Microstructural strength of four subtropical soils evaluated by rheometry: properties, difficulties and opportunities // *Scientia Agricola*. 2018. V. 75. P. 154–162.

147. Peth S., Nellesen J., Fischer G., Horn R. Non-invasive 3D analysis of local soil deformation under mechanical and hydraulic stresses by m CT and digital image correlation // *Soil & Tillage Research*. 2010. V. 111. P. 3–18.
148. Pöhlitz J., Rücknagel J., Koblenz B., Vogel H.-J., Christen O. Computed tomography and soil physical measurements of compaction behaviour under strip tillage , mulch tillage and no tillage // *S Soil & Tillage Research*. 2018. V. 175. P. 205–216.
149. Pöhlitz J., Rücknagel J., Schlüter S., Vogel H.-J., Christen O. Computed tomography as an extension of classical methods in the analysis of soil compaction, exemplified on samples from two tillage treatments and at two moisture tensions // *Geoderma*. 2019. V. 346. P. 52–62.
150. Prasad C.R.V., Reddy P. H., Prasad M., Murthy V.R., Sivapullaiah P.V. Swelling characteristics of soils subjected to acid contamination // *Soils and Foundations*. 2018. V. 58. P. 110–121.
151. Quirk J.P. Particle interaction and soil swelling // *Israel Journal of Chemistry*. 1968. V. 6. P. 213–234.
152. Santamarina J.C. Soil behavior at the microscale: particle forces // *Proceedings of Symp. Soil Behavior and Soft Ground Construction, in honor of Charles C. Ladd, MIT*. 2001. P. 1–32.
153. Sarker T.C., Incerti G., Spaccini R., Piccolo A., Mazzoleni S., Bonanomi G. Linking organic matter chemistry with soil aggregate stability: Insight from <sup>13</sup>C NMR spectroscopy // *Soil Biology and Biochemistry*. 2018. V. 117. P. 175–184.
154. Schäffer B., Stauber M., Müller R., Schulin R. Changes in the macro-pore structure of restored soil caused by compaction beneath heavy agricultural machinery : a morphometric study // *European Journal of Soil Science*. 2007. V. 58. P. 1062–1073.
155. Schäffer B., Mueller T. L., Stauber M., Müller, R., Keller M., Schulin R. Soil and macro-pores under uniaxial compression. II. Morphometric analysis of macro-pore stability in undisturbed and repacked soil // *Geoderma*. 2008a. V. 146. P. 175–182.
156. Schäffer B. и др. Soil and macro-pores under uniaxial compression. I. Mechanical stability of repacked soil and deformation of different types of macro-pores // *Geoderma*. 2008b. T. 146. № 1–2. С. 183–191.



157. Schäffer B., Mueller T. L., Stauber M., Müller, R., Keller M., Schulin R. Soil and macro-pores under uniaxial compression. II. Morphometric analysis of macro-pore stability in undisturbed and repacked soil // *Geoderma*. 2008c.
158. Šimanský V., Kolenčík M., Puškel'ová L. Effect of carbonates and bivalent cations and their relationships with soil organic matter from the view point of aggregate formation // *Agriculture*. 2014. V. 60. P. 77–86.
159. Six J., Bossuyt H., Degryze S., Denef K. A history of research on the link between (micro) aggregates , soil biota , and soil organic matter dynamics // *Soil & Tillage Research*. 2004. V. 79. P. 7–31.
160. SkyScan CTvox Quick Start Guide: Bruker microCT, 2014. 16 p.
161. SkyScan NRecon User Manual: Bruker microCT, 2016. 27 p.
162. SkyScan Morphometric parameters measured by Skyscan CTanalyser software. User Guide: Bruker microCT, 2017. 49 p.
163. Stoppe N., Horn R. How far are rheological parameters from amplitude sweep tests predictable using common physicochemical soil properties? // *Journal of Physics: Conference Series*. 2016. V. 790. P. 1–10.
164. Stoppe N., Horn R. Microstructural strength of tidal soils - A rheometric approach to develop pedotransfer functions // *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2018. V. 66. P. 87–96.
165. Terzaghi K., Peck R.B., Nesri G. *Soil Mechanics in Engineering Practice*. New York-Chichester-Brisbane-Toronto-Singapore: John Wiley & Sons, 1996. Third Edition. 417 p.
166. Tisdall J.M., Oades J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils // *Journal of Soil Science*. 1982. V. 33. P. 141–163.
167. Wu X., Wei Y., Wang J., Wang D., She L., Wang J., Cai C. Effects of soil physicochemical properties on aggregate stability along a weathering gradient // *Catena*. 2017. V. 156. P. 205–215.
168. Zenero M.D.O., Grimaldi M., Cooper M. Variability in soil shrinkage along forest and pasture toposequences in Amazonia // *Geoderma*. 2019. V. 338. P. 291–301.

169. Zhang B., Horn R. Mechanisms of aggregate stabilization in Ultisols from subtropical China // *Geoderma*. 2001. V. 99. P. 123–145.
170. Zhang H.Q., Hartge K.H. Cohesion in unsaturated sandy soils and the influence of organic matter // *Soil Technology*. 1990. V. 3. P. 311–326.
171. Zhang X.C., Norton L.D. Effect of exchangeable Mg on saturated hydraulic conductivity, disaggregation and clay dispersion of disturbed soils // *Journal of Hydrology*. 2002. V. 260. P. 194–205.

## ПРИЛОЖЕНИЯ

### Приложение 1. Значимость различий средних реологических показателей в образцах дерново-подзолистых почв и черноземов типичных (программа STATISTICA)

Таблица 15. Значимость различий средних деформации диапазона линейного вязкоупругого поведения монолитных образцов дерново-подзолистых почв и черноземов типичных тестом Тьюки

Tukey HSD test, variable LVE-Range, deformation (Monolity 14.08)																							
Approximate Probabilities for Post Hoc Tests																							
Error: Between MS = .00000, df = 110,00																							
Cell No.	Horizon/Soil/Profile	{1}	{2}	{3}	{4}	{5}	{6}	{7}	{8}	{9}	{10}	{11}	{12}	{13}	{14}	{15}	{16}	{17}	{18}	{19}	{20}	{21}	{22}
1	mon A1 DP E		0,000164	0,000164	0,000297	0,000769	0,002996	0,000165	0,000164	0,000170	0,000234	0,354556	0,081027	0,000164	0,844541	0,000170	0,000263	0,000170	0,000260	0,998463	0,998425	0,000451	0,000266
2	mon A2 DP E	0,000164		0,682492	0,018979	0,000169	0,000170	0,013578	0,006243	0,003301	0,003214	0,000164	0,000164	0,049522	0,000164	0,003331	0,000441	0,003183	0,000450	0,000164	0,000164	0,000177	0,000433
3	mon A2B DP E	0,000164	0,682492		0,991621	0,291454	0,244717	0,998472	0,996165	0,973862	0,945004	0,008021	0,019019	0,999986	0,000164	0,974217	0,749476	0,972401	0,754062	0,000170	0,000170	0,394051	0,744852
4	mon B1 DP E	0,000297	0,018979	0,991621		0,999979	0,999847	1,000000	1,000000	1,000000	1,000000	0,707942	0,892393	1,000000	0,000164	1,000000	1,000000	1,000000	0,026824	0,027015	0,999996	1,000000	
5	mon B2 DP E	0,000769	0,000169	0,291454	0,999979		1,000000	0,991934	0,991393	0,999853	0,999999	0,991982	0,999847	0,916233	0,000164	0,999848	1,000000	0,999871	1,000000	0,139733	0,140616	1,000000	1,000000
6	mon Ap1 DPP	0,002996	0,000170	0,244717	0,999847	1,000000		0,979899	0,978473	0,999187	0,999979	0,999021	0,999996	0,866735	0,000165	0,999166	1,000000	0,999266	1,000000	0,283616	0,285021	1,000000	1,000000
7	mon Ap2 DPP	0,000165	0,013578	0,998472	1,000000	0,991934	0,979899		1,000000	1,000000	1,000000	0,268151	0,476741	1,000000	0,000164	1,000000	0,999996	1,000000	0,999996	0,001402	0,001414	0,998074	0,999995
8	mon A2B DP P	0,000164	0,006243	0,996165	1,000000	0,991393	0,978473	1,000000		1,000000	1,000000	0,240435	0,442101	1,000000	0,000164	1,000000	0,999997	1,000000	0,999997	0,000918	0,000926	0,998041	0,999996
9	mon B1 DP P	0,000170	0,003301	0,973862	1,000000	0,999853	0,999187	1,000000	1,000000		1,000000	0,515391	0,758513	1,000000	0,000164	1,000000	1,000000	1,000000	0,005632	0,005681	0,999987	1,000000	
10	mon B2 DP P	0,000234	0,003214	0,945004	1,000000	0,999999	0,999979	1,000000	1,000000	1,000000		0,753374	0,924380	0,999996	0,000164	1,000000	1,000000	1,000000	1,000000	0,023999	0,024178	1,000000	1,000000
11	mon A1 CHT D	0,354556	0,000164	0,008021	0,707942	0,991983	0,999021	0,268151	0,240435	0,515391	0,753374		1,000000	0,111065	0,001181	0,513655	0,879551	0,522349	0,876384	0,996816	0,996886	0,976312	0,882669
12	mon A1B CHT D	0,081027	0,000164	0,019019	0,892393	0,999847	0,999996	0,476741	0,442101	0,758513	0,924380	1,000000		0,228421	0,000211	0,756926	0,979591	0,764818	0,978643	0,910399	0,911309	0,998947	0,980507
13	mon Bca CHT D	0,000164	0,049522	0,999986	1,000000	0,916233	0,966735	1,000000	1,000000	1,000000	0,999996	0,111065	0,228421		0,000164	1,000000	0,999100	1,000000	0,999166	0,000400	0,000402	0,962946	0,999030
14	mon A1 CHT L	0,844541	0,000164	0,000164	0,000164	0,000164	0,000165	0,000164	0,000164	0,000164	0,000164	0,001181	0,000211	0,000164		0,000164	0,000164	0,000164	0,000164	0,000164	0,000164	0,000164	0,000164
15	mon A1B CHT L	0,000170	0,003331	0,974217	1,000000	0,999848	0,999166	1,000000	1,000000	1,000000	1,000000	0,513655	0,756926	1,000000	0,000164		1,000000	1,000000	1,000000	0,005584	0,005632	0,999987	1,000000
16	mon A1B CHT L	0,000263	0,000441	0,749476	1,000000	1,000000	1,000000	0,999996	0,999997	1,000000	1,000000	0,879551	0,979591	0,999100	0,000164	1,000000		1,000000	1,000000	0,038866	0,039156	1,000000	1,000000
17	mon Bca CHT L	0,000170	0,003183	0,972401	1,000000	0,999871	0,999266	1,000000	1,000000	1,000000	1,000000	0,522349	0,764818	1,000000	0,000164	1,000000	1,000000		1,000000	0,005829	0,005880	0,999988	1,000000
18	mon Bca CHT L	0,000260	0,000450	0,754062	1,000000	1,000000	1,000000	0,999996	0,999997	1,000000	1,000000	0,876384	0,978643	0,999166	0,000164	1,000000	1,000000		1,000000	0,038005	0,038290	1,000000	1,000000
19	mon Ap1 CHT P	0,998463	0,000164	0,000170	0,026824	0,139733	0,283616	0,001402	0,000918	0,005632	0,023999	0,996816	0,910399	0,000400	0,095532	0,005584	0,038866	0,005829	0,038005		1,000000	0,089822	0,039743
20	mon Ap2 CHT P	0,998425	0,000164	0,000170	0,027015	0,140616	0,285021	0,001414	0,000926	0,005681	0,024178	0,996886	0,911309	0,000402	0,094907	0,005632	0,039156	0,005880	0,038290	1,000000		0,090441	0,040040
21	mon A1B CHT P	0,000451	0,000177	0,394051	0,999998	1,000000	1,000000	0,998074	0,998041	0,999987	1,000000	0,976312	0,998947	0,962948	0,000164	0,999987	1,000000	0,999989	1,000000	0,089822	0,090441		1,000000
22	mon Bca CHT P	0,000266	0,000433	0,744852	1,000000	1,000000	1,000000	0,999995	0,999996	1,000000	1,000000	0,882669	0,980507	0,999030	0,000164	1,000000	1,000000	1,000000	1,000000	0,039743	0,040040	1,000000	











Приложение 2. Морфометрические показатели ненарушенных образцов дерново-подзолистой почвы и дерново-подзолистой пахотной почвы, полученные методом томографической съемки

Таблица 24. Морфометрические показатели ненарушенных образцов дерново-подзолистой почвы и дерново-подзолистой пахотной почвы.

Показатель (анг)	Показатель (рус)	Обозначение	Размерность	ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТАЯ ПОЧВА				ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТАЯ ПАХОТНАЯ ПОЧВА			
				A1	A2	A2B	B1	Ap1	A2B	B1	B2
Horizon	горизонт			5-8	26-29	40-43	61-64	18-21	40-43	70-73	91-94
Depth	глубина		cm								
Number of layers	кол-во задействованных горизонтальных срезов (количество срезов в объемной модели)		-	611	611	611	611	611	611	611	611
Pixel size	разрешение		um	15,84	15,84	15,84	15,84	15,84	15,84	15,84	15,84
Total VOI volume	общий объем считаеваемой области	TV	mm <sup>3</sup>	1827,16	1827,16	1827,16	1827,16	1827,16	1827,16	1827,16	1827,16
Object volume	объем твердой фазы	Obj.V	mm <sup>3</sup>	1433,22	1755,86	1661,86	1723,46	1694,85	1730,57	1743,69	1756,73
Percent object volume	процент объема тв. фазы от общего объема	Obj.V/TV	%	78,44	96,10	90,95	94,32	92,76	94,71	95,43	96,15
Object surface	общая площадь поверхности объектов тв. фазы	Obj.S	mm <sup>2</sup>	21310,09	4000,09	4846,17	3307,84	9472,45	4542,35	4871,95	4468,41
Structure linear density	кол-во объектов на условной линии (в 1 мм)	St.Li.Dn	1/mm	5,29	1,96	1,78	1,59	3,16	2,31	2,34	2,35
Number of objects	общее кол-во объектов твердой фазы	Obj.N	-	54302	12994	26337	31694	15152	39132	14690	13071
	кол-во объектов твердой фазы в 1 мм <sup>3</sup>		-	29,72	7,11	14,41	17,35	8,29	21,42	8,04	7,15
Connectivity	количество контактов между объектами тв. фазы	Conn	-	367863	30591	39057	24259	245312	62356	47205	45246
Connectivity density	кол-во контактов в 1 мм <sup>3</sup>	Conn.Dn	1/mm <sup>3</sup>	201,33	16,74	21,38	13,28	134,26	34,13	25,84	24,76



Таблица 24. Морфометрические показатели ненарушенных образцов дерново-подзолистой почвы и дерново-подзолистой пахотной почвы (продолжение).

Показатель (анг)	Показатель (рус)	Обозначение	Размерность	ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТАЯ ПОЧВА				ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТАЯ ПАХОТНАЯ ПОЧВА			
				A1	A2	A2B	B1	Ap1	A2B	B1	B2
Horizon	горизонт			5-8	26-29	40-43	61-64	18-21	40-43	70-73	91-94
Depth	глубина		cm								
Number of closed pores	кол-во закрытых пор	Po.N(cl)		721405	183860	123108	136030	453105	249932	233389	230619
Number of closed pores	кол-во закрытых пор в 1 мм <sup>3</sup>		1/мм <sup>3</sup>	394,82	100,63	67,38	74,45	247,98	136,79	127,73	126,22
Volume of closed pores	объем закрытых пор	Po.V(cl)	мм <sup>3</sup>	45,91	34,18	24,53	39,13	24,74	15,99	30,60	30,50
Surface of closed pores	площадь поверхности закрытых пор	Po.S(cl)	мм <sup>2</sup>	6256,07	2020,85	1542,42	1538,76	3005,73	1443,14	2140,03	2144,94
Closed porosity (percent)	закрытая пористость	Po(cl)	%	3,10	1,91	1,45	2,22	1,44	0,92	1,72	1,71
Volume of open pore space	объем открытых пор	Po.V(op)	мм <sup>3</sup>	348,03	37,13	140,78	64,57	107,57	80,60	52,87	39,93
Open porosity (percent)	открытая пористость	Po(op)	%	19,05	2,03	7,70	3,53	5,89	4,41	2,89	2,19
Total volume of pore space	общий объем порового пространства	Po.V(tot)	мм <sup>3</sup>	393,94	71,31	165,31	103,70	132,32	96,59	83,47	70,43
Total porosity (percent)	общая пористость	Po(tot)	%	21,56	3,90	9,05	5,68	7,24	5,29	4,57	3,85
Connectivity	количество контактов между порами			589391	45189	43709	30599	298972	68474	66704	62368
Connectivity density	кол-во контактов в 1 мм <sup>3</sup>		1/мм <sup>3</sup>	322,57	24,73	23,92	16,75	163,63	37,48	36,51	34,13
Number of pores	кол-во пор общее			740931	203924	135996	152900	482694	275707	258277	255661
Number of pores	кол-во пор в 1 мм <sup>3</sup>		1/мм <sup>3</sup>	405,51	111,61	74,43	83,68	264,18	150,89	141,35	139,92
	связанность пор		%	87,24	21,00	70,52	11,28	77,29	69,06	9,39	9,86

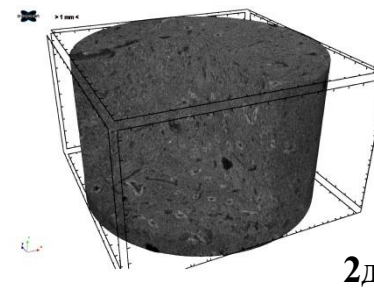
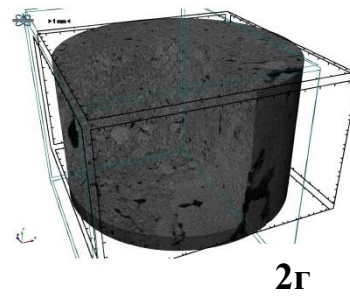
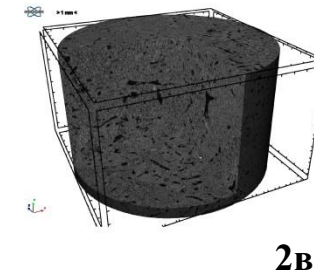
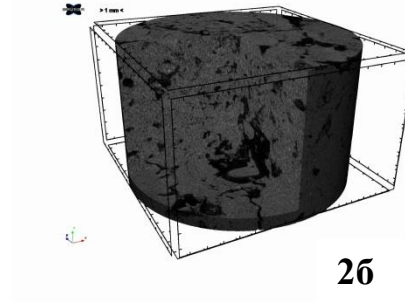
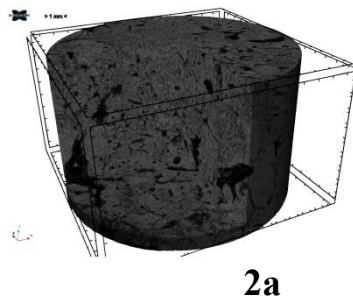
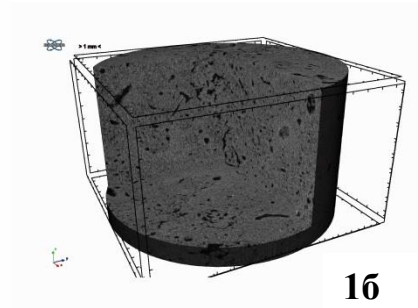
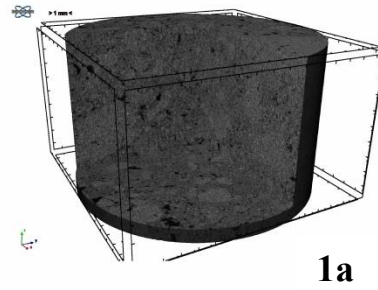
Таблица 25. Морфометрические показатели ненарушенных образцов чернозема типичного под лесополосой и дубравой и чернозема типичного пахотного.

Показатель (анг)	Показатель (рус)	Обозначение	Размерность	ЧЕРНОЗЕМ ТИПИЧНЫЙ ПОД ЛЕСОПОЛОСОЙ						ЧЕРНОЗЕМ ТИПИЧНЫЙ ПОД ДУБРАВОЙ			ЧЕРНОЗЕМ ТИПИЧНЫЙ ПАХОТНЫЙ		
				A1`	A1``	A1B`	A1B``	Bca	BCca	A1	A1B	BCca	Ap1	Ap2	A1B
Horizon	горизонт														
Depth	глубина		cm	7-10	40-43	73-76	95-98	120-123	155-158	40-43	74-77	150-153	10-13	20-23	77-80
Number of layers	кол-во задействованных горизонтальных срезов (количество срезов в объемной модели)			611	611	611	611	611	611	611	611	611	611	611	611
Pixel size	разрешение		um	15,84	15,84	15,84	15,84	15,84	15,84	15,84	15,84	15,84	15,84	15,84	15,84
Total VOI volume	общий объем считаемой области	TV	mm <sup>3</sup>	1827,163	1827,163	1827,163	1827,163	1827,163	1827,163	1827,163	1827,163	1827,163	1827,163	1827,163	1827,163
Object volume	объем твердой фазы	Obj.V	mm <sup>3</sup>	1642,29	1554,90	1569,42	1712,53	1768,97	1713,97	1549,39	1760,08	1754,46	1717,40	1682,18	1606,76
Percent object volume	процент объема тв. фазы от общего объема	Obj.V/TV	%	89,88	85,10	85,89	93,73	96,82	93,81	84,80	96,33	96,02	93,99	92,07	87,94
Object surface	общая площадь поверхности объектов тв. фазы	Obj.S	mm <sup>2</sup>	7658,20	6442,85	9837,27	7560,01	4619,13	9921,39	10177,69	6141,37	5195,13	6574,54	7013,42	7714,86
Structure linear density	кол-во объектов на условной линии (в 1 мм)	St.Li.Dn	1/mm	2,64	2,12	3,14	3,31	2,81	4,63	2,84	3,26	2,42	2,46	2,53	2,70
Number of objects	общее кол-во объектов твердой фазы	Obj.N		53755	119464	62850	25073	12989	18006	87903	10184	11782	21938	41816	74675
	кол-во объектов твердой фазы в 1 мм <sup>3</sup>			29,42	65,38	34,40	13,72	7,11	9,85	48,11	5,57	6,45	12,01	22,89	40,87
Connectivity	количество контактов между объектами тв. фазы	Conn		105700	71857	101633	80450	39944	101995	111770	41038	79466	81439	85454	63348
Connectivity density	кол-во контактов в 1 мм <sup>3</sup>	Conn.Dn	1/mm <sup>3</sup>	57,85	39,33	55,62	44,03	21,86	55,82	61,17	22,46	43,49	44,57	46,77	34,67

Таблица 25. Морфометрические показатели ненарушенных образцов чернозема типичного под лесополосой и дубравой и чернозема типичного пахотного (продолжение).

Показатель (анг)	Показатель (рус)	Обозначение	Размерность	ЧЕРНОЗЕМ ТИПИЧНЫЙ ПОД ЛЕСОПОЛОСОЙ						ЧЕРНОЗЕМ ТИПИЧНЫЙ ПОД ДУБРАВОЙ			ЧЕРНОЗЕМ ТИПИЧНЫЙ ПАХОТНЫЙ		
				A1`	A1``	A1B`	A1B``	Bca	BCca	A1	A1B	BCca	Ap1	Ap2	A1B
Horizon	горизонт			7-10	40-43	73-76	95-98	120-123	155-158	40-43	74-77	150-153	10-13	20-23	77-80
Depth	глубина		cm												
Number of closed pores	кол-во закрытых пор	Po.N(cl)		327610	234891	482885	459407	408699	921388	352138	570356	232720	288833	287875	429898
Number of closed pores	кол-во закрытых пор в 1 мм <sup>3</sup>		1/мм <sup>3</sup>	179,30	128,56	264,28	251,43	223,68	504,27	192,72	312,15	127,37	158,08	157,55	235,28
Volume of closed pores	объем закрытых пор	Po.V(cl)	mm <sup>3</sup>	19,47	19,60	40,60	38,06	34,58	60,43	19,25	44,64	25,03	33,82	29,87	46,21
Surface of closed pores	площадь поверхности закрытых пор	Po.S(cl)	mm <sup>2</sup>	1918,80	1608,55	3936,23	3568,81	2948,84	6760,73	2082,27	4375,58	2212,34	2658,73	2401,70	3565,93
Closed porosity (percent)	закрытая пористость	Po(cl)	%	1,17	1,25	2,52	2,17	1,92	3,41	1,23	2,47	1,41	1,93	1,74	2,80
Volume of open pore space	объем открытых пор	Po.V(op)	mm <sup>3</sup>	165,40	252,66	217,15	76,57	23,61	52,76	258,52	22,45	47,67	75,95	115,11	174,20
Open porosity (percent)	открытая пористость	Po(op)	%	9,05	13,83	11,88	4,19	1,29	2,89	14,15	1,23	2,61	4,16	6,30	9,53
Total volume of pore space	общий объем порового пространства	Po.V(tot)	mm <sup>3</sup>	184,87	272,27	257,75	114,63	58,19	113,19	277,77	67,08	72,70	109,77	144,98	220,41
Total porosity (percent)	общая пористость	Po(tot)	%	10,12	14,90	14,11	6,27	3,18	6,19	15,20	3,67	3,98	6,01	7,93	12,06
Connectivity	количество контактов между порами			142836	83174	199064	137075	91052	101995	150034	136641	97862	111189	105778	132605
Connectivity density	кол-во контактов в 1 мм <sup>3</sup>		1/мм <sup>3</sup>	78,17	45,52	108,95	75,02	49,83	55,82	82,11	74,78	53,56	60,85	57,89	72,57
Number of pores	кол-во пор общее			370735	265585	523661	509023	458448	18006	391736	629989	260198	322995	326363	476367
Number of pores	кол-во пор в 1 мм <sup>3</sup>		1/мм <sup>3</sup>	202,90	145,35	286,60	278,59	250,91	9,85	214,40	344,79	142,41	176,77	178,62	260,71
	связанность пор		%	85,93	90,40	81,60	56,80	4,29	20,45	91,82	4,13	1,70	47,02	69,97	63,54

Приложение 3. Объёмные изображения внутренней структуры и порового пространства горизонтов черноземов типичных и дерново-подзолистых почв при разрешении съёмки 16 мкм (микротомограф Bruker SkyScan, программа CTvox).



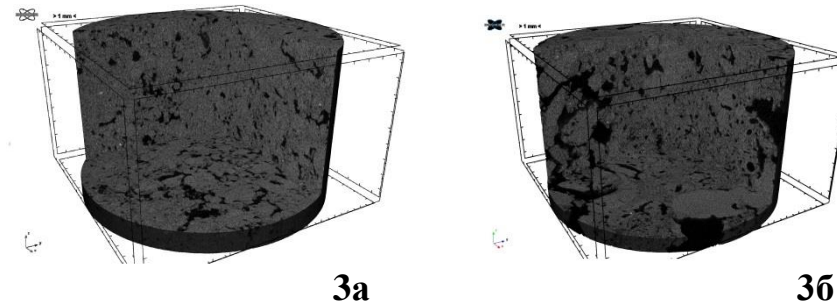


Рисунок 28. Объёмные изображения внутренней структуры и порового пространства горизонтов черноземов типичных:  
*под дубравой*  $1a$  – гор. A1B,  $1б$  – гор. Bca;  
*под лесополосой*  $2a$  – гор. A1<sup>''</sup>,  $2б$  – гор. A1B<sup>^</sup>,  $2в$  – гор. A1B<sup>''</sup>,  $2г$  – гор. Bca,  $2д$  – гор. BCca;  
*пахотного чернозема типичного*  $3a$  – гор. Ap2,  $3б$  – гор. A1B

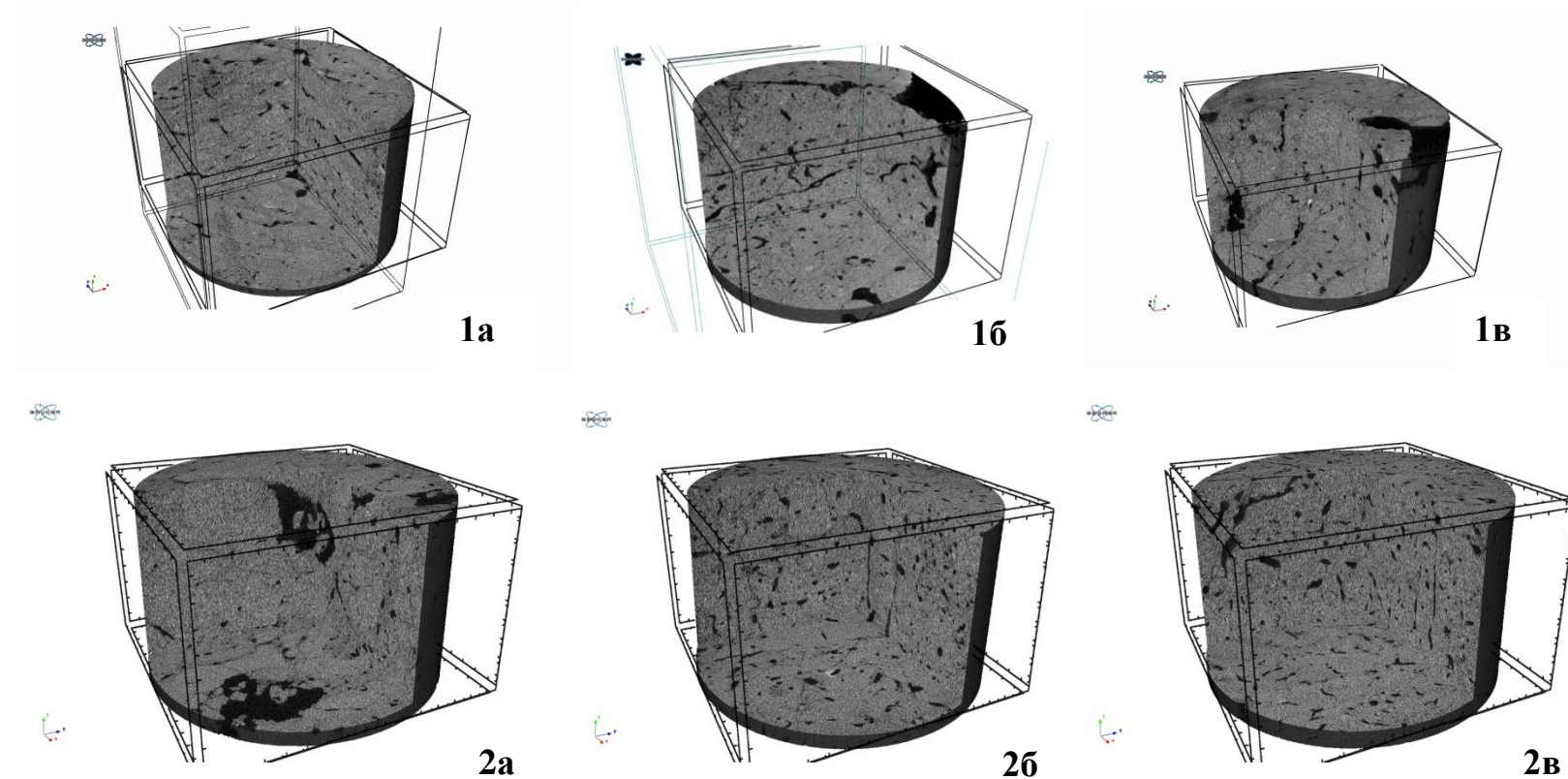


Рисунок 29. Объёмные изображения внутренней структуры и порового пространства горизонтов дерново-подзолистых почв:

*под сложным ельником*

*пахотной дерново-подзолистой почвы*

*1а – гор. А2, 1б – гор. В1, 1в – гор. В2,*

*2а – гор. А2В, 2б – гор. В1, 2в – гор. В2*