

**МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. М.В. ЛОМОНОСОВА**

ФАКУЛЬТЕТ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

На правах рукописи

Панина София Сергеевна

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ И МОДЕЛИРОВАНИЕ
ПЕРЕДВИЖЕНИЯ ВЛАГИ В ПОЧВЕ ПРИ МАЛОНАПОРНОЙ
И БЕЗНАПОРНОЙ ИНФИЛЬТРАЦИИ**

Специальность 06.01.03 – агрофизика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание учёной степени
кандидата биологических наук

Научный руководитель:
доктор биологических наук, профессор
Е.В. Шейн

Москва – 2015

Содержание

Содержание.....	2
Введение	4
Глава 1	9
Водный режим почв	9
1.1. Основная гидрофизическая характеристика.....	9
1.2. Водопроницаемость.....	13
1.3 Малонапорная и безнапорная инфильтрация	15
1.3. Использование педотрансферных функций (ПТФ).....	17
Глава 2	24
Математическое моделирование	24
2.1. Современные подходы к математическому моделированию	24
2.2. Современные подходы к математическому моделированию режима влажности почвы	26
2.3. Математическое моделирование режимов почв (HYDRUS-1D)	30
Глава 3	37
Объекты исследования.....	37
3.1. Серая лесная почва.....	37
3.2. Дерново-подзолистая почва.....	42
Глава 4	47
Методы исследования.....	47
4.1. Экспериментальное изучение движения влаги	47
4.1.1. Методика проведения эксперимента.....	47
4.1.2. Полевые методы.....	49
4.1.3. Лабораторные методы	50
4.2. Расчетное изучение движения влаги.....	55
Глава 5	57

Результаты и обсуждение	57
5.1. Полевой эксперимент	57
5.2. Модельный эксперимент	63
5.2.1. Получение ОГХ капилляриметрическим методом в зондовом варианте	64
5.2.2. Получение ОГХ методом тензиостатов.....	70
5.2.3. Получение ОГХ методом центрифугирования	74
5.2.4. Получение ОГХ по программе Agrootool	79
5.2.5. Получение ОГХ методом «секущих» по Воронину	82
5.2.6. Получение ОГХ по базе данных ROSETTA (в HYDRUS 1D)	88
5.2.7. Получение ОГХ по региональной ПТФ	94
5.3. Анализ ошибок моделирования	100
5.4. Выбор наиболее адекватного экспериментального обеспечения математической модели HYDRUS 1D	107
Выводы.....	108
Список литературы	111
Приложение	133

Введение

Проблемы детального изучения и прогноза передвижения веществ в почвах в настоящее время являются чрезвычайно актуальными. Это связано прежде всего с тем, что на современном этапе развития агрофизики необходимо точно знать и количественно прогнозировать развитие того или иного природного процесса, чтобы своевременно и точно решить вопрос об управлении им. Вопросы управления всегда опираются на предварительные прогнозные расчеты, которые выполняются на основании математических моделей. Сейчас процедура прогнозного моделирования является обязательной при регистрации пестицидов (Шеин и др., 2009; Шеин, Губер, Кухарук, 1995), при прогнозе явлений затопления, разработке систем городского и сельскохозяйственного водоснабжения, управлении водными ресурсами и пр. (Зайдельман, 2009). Считается, что на данный момент управление водопользованием направлено не на строительство новых систем, а на точное управление существующими (Шеин, 2010), где основным элементом является прогнозное математическое моделирование гидрологических процессов.

Основные трудности в применении математических физически обоснованных моделей связаны, прежде всего, с получением адекватного экспериментального материала по гидрофизическим свойствам почв (Шеин и др., 1995; Шеин, Гудима, Мокеичев, 1993,). Именно поэтому в настоящее время наиболее актуальны вопросы,

связанные с получением и применением экспериментального обеспечения для такого рода моделей.

В качестве экспериментального обеспечения модели используются гидрофизические свойства почв, прежде всего, основная гидрофизическая характеристика (ОГХ) или функция водоудерживания, а также функция влагопроводности. Современная физика почв использует разнообразный набор методов для определения ОГХ: это и прямые экспериментальные определения с помощью различных методов (Вадюнина, Корчагина, 1986; Глобус, 1969; Шеин и др., 2007; Шеин и др., 1995), и различные расчетные методы (педотрансферные функции) (Pachepsky, Rawls, 1999; Шеин и др., 2001; Bouma, 2006; Wilding, Lin, 2006). Поэтому важно выбрать наиболее адекватный и в тоже время общедоступный метод получения экспериментального обеспечения модели.

Цель работы – экспериментальное количественное исследование и описание влагопереноса в почвах с помощью физически обоснованных моделей (программа HYDRUS 1D) при различном экспериментальном почвенном обеспечении и различных условиях на верхней границе.

Задачи исследования:

- экспериментальное исследование физических, гидрофизических свойств почв, необходимых для количественного описания влагопереноса и расчета педорансферных функций (ПТФ);
- полевые экспериментальные исследования динамики влажности почвы при малонапорной и безнапорной ин-

фильтрации при впитывании, перераспределении влаги в почве и последующем испарении;

- описание процесса влагопереноса с помощью физически обоснованной модели HYDRUS при использовании различного почвенного экспериментального обеспечения: лабораторные определения ОГХ разными методами, применение ПТФ;
- анализ ошибок моделирования;
- обоснование оптимального способа получения гидрофизического экспериментального обеспечения для прогнозных математических моделей.

Научная новизна. На основании полевых и лабораторных экспериментов, статистического анализа данных расчетных и экспериментальных опытов рекомендовано экспериментальное обеспечение для наилучшего описания этого процесса и моделирования его в программе HYDRUS. Доказано, что адекватным экспериментальным обеспечением математической модели HYDRUS 1D для описания процессов безнапорной и малонапорной инфильтрации и последующего перераспределения влаги в почвенном профиле является использование экспериментальных ОГХ, полученных капилляриметрическим методом в зондовом варианте, и ПТФ, рассчитанных на основе региональной базы данных.

Практическая значимость. Проведенные исследования могут являться основой при выборе экспериментального обеспечения для адекватного физически обоснованного моделирования процесса переноса влаги и растворенных веществ при наличии малых напо-

ров и при безнапорной инфильтрации и движения влаги в структурных почвах.

Апробация работы. Материалы по теме диссертации были доложены автором на Международной научной конференции «XIV Докучаевские молодежные чтения» (Санкт-Петербург, 2011), XVIII международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» (Москва, 2011), Международной научной конференции «XV Докучаевские молодежные чтения» (Санкт-Петербург, 2012), VI Съезде общества почвоведов им. В. В. Докучаева» (Петрозаводск, 2012) и на заседаниях кафедры физики и мелиорации почв.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 10 работ, в том числе 6 статей (из них четыре статьи в издании, включенном в список ВАК) и 4 тезисов.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, обзора литературы, описания объектов и методов исследования, изложения результатов экспериментов и их обсуждения, заключения, выводов и списка цитируемой литературы.

Материалы диссертации изложены на 138 страницах текста, содержит 35 рисунков и 28 таблиц. Список литературы включает 183 источников, в том числе 79 на иностранном языке.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю д.б.н., профессору Шеину Е. В., а также сотрудникам факультета почвоведения МГУ за помощь, оказанную на разных этапах выполнения работы: к.б.н., доценту Шварову А. П., д.б.н., доценту Умаро-

вой А. Б., к.б.н., с.п. Початковой Т. Н. Особую благодарность автор
выражает к.б.н. Медко Н. А., к.б.н. Шуршину К. А.

Глава 1

Водный режим почв

В настоящее время считается, что движение влаги в почве происходит под действием градиента капиллярно-сорбционного (матричного) давления почвенной влаги. Основным алгоритмом описания передвижения влаги, основанный на использовании термодинамического аппарата почвенной влаги, связан с основной гидрофизической характеристикой почв – зависимостью капиллярно-сорбционного давления влаги от влажности почв (Шеин, 2005).

1.1. Основная гидрофизическая характеристика

А.Д. Воронин на основании большого количества экспериментов с почвами разного генезиса, гранулометрического и структурного состава установил связь давления влаги с содержанием ее в почве, энергетические пределы гидрологических характеристик – основную гидрофизическую характеристику (ОГХ) (Воронин, 1984).

По современным представлениям ОГХ – это количественная характеристика водоудерживающей способности почв. Водоудерживание можно определить как способность почвы удерживать влагу капиллярно-сорбционными силами; это выражается в величине влажности почвы при определенном давлении. Чем выше влажность почвы при одном и том же давлении, тем выше водоудержи-

вающая способность почвы. Поэтому нередко ОГХ называют кривой водоудерживания почвы (англоязычный термин – «water retention curve»).

Следует отметить несколько важных моментов, касающихся физической сути и формы выражения ОГХ (Шеин, 2005):

- ОГХ – это зависимость между парами равновесных значений давление влаги – влажность. Равновесная влажность означает, что при поддержании в почве определенного капиллярно-сорбционного давления влажность почвы остается постоянной достаточно длительное время, т. е. достигнуто состояние равновесия между давлением влаги и влажностью.
- ОГХ - это зависимость между капиллярно-сорбционной (или матричным давлением) составляющей полного давления почвенной влаги и влажностью. В гидрофизике выделяют полное давление влаги и его составляющие (Глобус, 1969). ОГХ определяются только для капиллярно-сорбционного давления влаги.
- В этой зависимости область давлений влаги от 0 до примерно -30 см водного столба называется областью насыщения почвы водой, так как в почвенные капилляры не входит воздух; от -30 до -1000 см водного столба называется капиллярной или капилляриметрической; от -1000 до -30000 – область пленочной влаги (или область мембранного пресса); область давлений ниже -30000 см водного столба – гигроскопической, или адсорбционной. Названия

эти качественно отражают состояние влаги и соответствуют используемым методам получения ОГХ.

Для описания ОГХ наиболее часто используется уравнение ван Генухтена (van Genuchten, 1980):

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{[1 + (\alpha P_{k-c})^n]^m},$$

$$m = 1 - \frac{1}{n},$$

Se – приведенная влажность,

θ – влажность,

θ_r – остаточная влажность,

θ_s – влажность насыщения,

α – величина, обратная давлению входа воздуха (параметр аппроксимации ОГХ),

P_{k-c} – капиллярно-сорбционное давление,

n – отражает распределение пор по размерам (параметр аппроксимации ОГХ).

В основу описания положены представления о почве как о капиллярно-пористом теле, а также о вероятностном распределении эффективных радиусов почвенных пор в соответствии с логнормальным законом. Применен закон Юнга-Лапласа для описания изменения давления воды под ее искривленной поверхностью в почвенном капилляре. И, кроме того, использованы представления о «давлении входа воды», «давлении входа воздуха» (барботирование воздуха), «защемленном воздухе», «краевом угле смачивания водой поверхности твердой фазы почвы» (в зависимости от процесса). Соединив их в некую целостную систему и выполнив определенные математические преобразования, удастся получить соотно-

шения, по форме совпадающие с функцией, которая ранее была использована Ахью, Хаверкампом и др. авторами для описания ОГХ и которую позже Ван Генухтен (в 1980 году) преобразовал введением дополнительного параметра m исключительно из удобства интегрирования этой (но теперь уже модифицированной) ОГХ-функции для расчета гидравлической проводимости почвы по методу Муалема.

Попутно надо заметить следующее. В литературе имеются свидетельства о попытках «разобраться» с физическим смыслом параметра m . Этого смысла пока никто не нашел, да и не мог найти. Сам Ван Генухтен (van Genuchten, 1980) отметил, что без параметра m (т.е. до того как им - Ван Генухтенем - была предложена связь между m и n , или формально при $m=1$) приведенная в данной статье форма представления ОГХ широко использовалась ранее. Интересно, что из литературных источников можно почерпнуть и то, что при расчете параметров VG-модели с использованием данных прямых ОГХ-измерений (например, методом Марквардта в программе RETC) отмечаются физически абсурдные результаты (например, отрицательная остаточная влажность): это когда в ОГХ-модели присутствует параметр m . А когда его нет (опять же формально при $m=1$, т.е. без учета предложенной Ван Генухтенем связи между m и n), те же расчеты приводят к более физически допустимым результатам, и, кроме того, точность аппроксимации экспериментальных данных оказывается выше.

1.2. Водопроницаемость

Водопроницаемость – это способность почвы воспринимать воду, подаваемую с ее поверхности, проводить эту воду от слоя к слою (Качинский, 1979). Процесс водопроницаемости включает в себя две стадии: впитывание воды в не насыщенную влагой почву и, при заполнении всего порового пространства водой, - фильтрацию. Итак, инфильтрация (впитывание) - перемещение свободной воды в не насыщенную влагой почву - первая стадия водопроницаемости. Вторая стадия водопроницаемости - движение воды в насыщенной влагой почве – фильтрация (Шеин, 2005).

При описании процесса фильтрации считают, что по всем порам вода движется с одинаковой скоростью, формируя фильтрационный фронт в насыщенной водой почве. Такие условия в почве бывают нечасто и в основном характерны для движения грунтовых вод, верховодки, для условий весеннего снеготаяния. Именно фильтрация воды в почве является основой для понимания процессов движения воды в почве. Закономерность движения воды при этом процессе была изучена Анри Дарси (Глобус, 1969). В этом случае движущей силой является гидравлический градиент. Зависимость между потоком и гидравлическим градиентом называют законом Дарси (Воронин, 1986).

Закон Дарси: поток влаги (q_w) в насыщенной почве пропорционален коэффициенту фильтрации (K_f) и градиенту гидравлического напора ($\Delta h/l$):

$$q_w = K_\phi \left(\frac{\Delta h}{l} \right),$$

где гидравлический напор (Δh) и длина колонки (l) имеют одинаковые размерности длины; размерности K_ϕ и q_w также одинаковы - [длина/время], например м/сут, см/сут.

Коэффициент фильтрации (K_ϕ) - это способность почвы проводить насыщенный поток влаги под действием градиента гидравлического давления. Обычно при градиенте гидравлического давления, близком к единице (Шеин, 2005).

В любой момент времени мы можем рассчитать поток влаги в почву как количество воды (Q , см³), прошедшее в почву в единицу времени (t , мин) через единицу площади экспериментального цилиндра (S , см²): $q_w = Q/St$ [см/мин]. Для соответствующих стадий этот поток будет равен коэффициенту впитывания ($K_{впит}$) и коэффициенту фильтрации (K_ϕ), так как градиент гидравлического давления близок к единице. Оба они будут иметь ту же размерность, что и поток влаги q_w . Как правило, конечно, $K_{впит}$ заметно больше K_ϕ (Сенников, 1986).

Движение в не насыщенной влагой почве описывается модифицированным законом Дарси (Шеин, 2005):

$$q_w = K_{вл}(P_{к-с}) \left(\left(\frac{\partial P_{к-с}}{\partial z} \right) - 1 \right)$$

Закон гласит: поток влаги (q_w) в ненасыщенной почве пропорционален коэффициенту влагопроводности ($K_{вл}$), соответствующему величине давления влаги и градиенту давления влаги ($((dP_{к-с}/dz)-1)$).

1.3 Малонапорная и безнапорная инфильтрация

Безнапорная фильтрация - фильтрационный поток ограничен поверхностью, давление на которую равно (близко) атмосферному. В этом случае фильтрация происходит при гидравлическом градиенте, близком к 1. Это классический случай фильтрации воды, на нем основаны все определения потока воды и $K\phi$ (Шеин, 2005).

Напорная фильтрация происходит при повышенном гидростатическом или газовом давлении. Этот вид фильтрации в почвах встречается редко, он характерен для гидрогеологических и инженерно-гидротехнических задач (фильтрация воды под плотинами и пр.).

Для расчета движения влаги используют уравнение Ричардса (Richards, 1931):

$$C(\theta, P_k - c) \frac{\partial P_k - c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{вл}(P_k - c) \left(\frac{\partial P_k - c}{\partial z} + 1 \right) \right] \pm I_w,$$

$C(\theta, P_k - c)$ – дифференциальная влагоемкость,

I_w – объем воды, удаляемый (или прибавляемый) из единицы объема почвы за единицу времени за счет процессов внутреннего испарения, потребления корнями растений, конденсации влаги за счет перепада температур и пр.

При малонапорной фильтрации проявляются преимущественные потоки влаги. Преимущественный перенос веществ – это обобщенное понятие разнообразных почвенных процессов, характеризующихся заметным отличием движения влаги и веществ от «идеальных», описываемых классическими уравнениями Дарси и др.

Впервые это явление описали Лайвес, Гилберт и Уорингтон (Lawes, Gilbert, Warington, 1882). Они отметили различие в движении воды в хорошо структурированных почвах с ярко выраженной межагрегатной порозностью и в бесструктурной почве. Многие авторы указывают на доминантное значение макропор а переносе веществ (Beven, Germann, 1982). Боума отметил, что макропоры, занимаю меньше 1% от общего объема порового пространства, проводят до 80% воды (Bouma, 2006).

Появилось большое количество работ, в которых отмечаются специфические особенности движения влаги в почве (Jarvis, Jansson, Dik, 1991; Flury, Fluhler, Jury, Leuenberger, 1994; Simunek, Jarvis, van Genuchten, 2005). Выделяется несколько групп специфических явлений переноса почвенной влаги: быстрый перенос по «проводящим» зонам порового пространства, а последующим обменом с застойными зонами; движение по макропорам (Шеин, Губер, Кухарук, 1995); неравномерность движения почвенной влаги, связанная с вариабельностью почвенных свойств; формирование отдельных водных каналов, линий преимущественного потока (preferential flow) (Шеин, Марченко, 2001).

Недостаточно изучена необходимость для формирования преимущественных потоков влаги, кроме наличия макропор, трещин и других особенностей порового пространства почв, наличия на поверхности почвы дополнительного гидравлического напора.

1.3. Использование педотрансферных функций (ПТФ)

Начало изучения вопросами возможности достоверного предсказания одних свойств по другим относится к началу прошлого века. Простые взаимосвязи позволяли получить расчетные оценки для трудноопределяемых свойств почвы, нередко способствовали ориентации в особенностях многообразия почв, но в целом не привлекали пристального внимания. За последнее время ситуация изменилась. Новый интерес к этим проблемам связан с тем, что в современном почвоведении возникает новое количественное прогнозное, расчетное направление. Это направление связано с развитием моделей, управлением почвой, созданием почвенных конструкций. В основе же управления почвой лежит управление гидрологическим и термическим режимом. Оно реализовано в идее педотрансферных функций – ПТФ (Шеин, Архангельская, 2006).

Педотрансферные функции – это эмпирические зависимости, позволяющие восстанавливать основные гидрофизические функции почв, – прежде всего, основную гидрофизическую характеристику (ОГХ), – по традиционным, известным из материалов Почвенных служб или традиционно определяемым базовым свойствам почв (Шеин, Карпачевский, 2003). Термин «педотрансферная функция» (ПТФ) был введен Боума и ван Ланен (1987) чтобы подчеркнуть возможную связь между почвенным обследованием («педологией») и гидрологией почвы. ПТФ используются не только в гидрофизике, но и практически во всех областях почвоведения (Scheinost,

Schwertmann, 1995; Altfelder, 2007). При этом необходимо отметить, применение ПТФ для оценки гидрофизических свойств почвы доминирует. С помощью ПТФ представляется возможным устанавливать трудно определяемые свойства не только минеральных почв, но и органогенных (Korus, 2007; Wiess, 1998).

В настоящий момент известно несколько подходов определения ПТФ, из которых наиболее известные следующие:

1. Метод физически обоснованной модели (Haverkamp, Parlange, 1986; Arya, Paris, 1981; Tyier, Wheatcraft, 1989). В основу этих методов положены представления о капиллярном строении порового пространства, образуемого почвенными частицами различного размера.

2. Точечно-регрессионный метод (Gupta, Larson, 1979; Rawls et al., 1982; Korus, 2007; Ghanbarian-Alavijeh, Millan, 2010). Этот метод наиболее распространен в современных исследованиях. Этим методом предсказывают влагосодержание в почве, соответствующее определенному матричному потенциалу по базовым свойствам почвы. Обычно находят влажность, соответствующую матричным давлениям -10, -33, и -1500 кПа (характерные точки ОГХ) (Kern, 1995).

3. Функционально-параметрический регрессионный метод (Rawls, Brakensiek, 1985; Bachmann, Hartge, 1991, Архангельская, 2008). Используя этот метод, предсказывают параметры аппроксимации ОГХ (или других зависимостей) по традиционным физическим свойствам почвы. ПТФ этого типа обычно предсказывают параметры в гидрологических моделях, описывающих полные гид-

равлические соотношения θ - P - K . Такой подход является предпочтительным для использования результатов в имитационных моделях.

В основе точечно-регрессионного метода и функционально-параметрического регрессионного метода лежит уравнение множественной регрессии (термин впервые был использован в работе К. Пирсона). Общее назначение множественной регрессии состоит в анализе связи между несколькими независимыми переменными (называемыми также регрессорами или предикторами) и зависимой переменной. Общая вычислительная задача, которую требуется решать при анализе рассматриваемым методом, состоит в подгонке прямой линии к некоторому набору точек. Процедуры множественной регрессии оценивают параметры линейного уравнения вида:

$$Y = a + b_1 * X_1 + b_2 * X_2 + \dots + b_p * X_p,$$

где переменная Y выражается через константу (a) и угловые коэффициенты (b), умноженные на соответствующую переменную X . Регрессионные коэффициенты (или b -коэффициенты) представляют независимые вклады каждой независимой переменной в предсказание зависимой переменной. Отклонение отдельной точки от линии регрессии (от предсказанного значения) называется остатком. Степень зависимости независимых переменных с зависимой выражается с помощью коэффициента множественной корреляции R . Ограничение метода регрессионного анализа состоит в том, что он позволяет обнаружить только числовые зависимости, а не лежащие в их основе причинные связи (Дмитриев, 1995).

Одним из преимуществ этого анализа является то, что он позволяет исключать из рассмотрения несущественные свойства - пре-

дикторы и сокращать число независимых переменных при наличии взаимозависимостей между ними. Наиболее явным недостатком регрессионного анализа является необходимость априорного вида регрессионных зависимостей. Этот недостаток учтен в других современных методах ПТФ. Среди них метод искусственных нейросетей, который позволяет имитировать поведение сложных систем, варьируя степень взаимовлияния составных частей сети и меняя структуру связей между этими частями. Этот метод широко используется для предсказания различных гидрологических свойств почв (Акбулут, 2005; Pachepsky et.al., 1996; Schaap et.al., 1998, 2001; Tamari, 1996). Недостатком нейросетей является то, что они, по сути, являются черным ящиком и не позволяют анализировать работающие внутри ящика алгоритмы.

Наиболее известны ПТФ Rosetta, полученные методом нейронных сетей. Они применяются для нахождения параметров уравнения Ван Генухтена и значений коэффициентов фильтрации для любых типов почв (Schaap et.al., 2001). ПТФ Rosetta используют следующие входные данные:

1. класс почвы по гранулометрическому составу по международной классификации (всего 12 классов);
2. процентное содержание песка, глины и пыли;
3. процентное содержание песка, глины, пыли и плотность почвы;
4. процентное содержание песка, глины, пыли, плотность почвы и значение наименьшей влагоемкости;

5. процентное содержание песка, глины, пыли, плотность почвы, значения наименьшей влагоемкости и влаги завядания.

Таким образом, Rosetta предлагает иерархический подход для установления параметров уравнения ван Генухтена (θ_r , θ_s , α , n) и коэффициента фильтрации, используя минимальное количество информации или более расширенный набор входных данных (Schaap et.al., 1998). Чем больше входных данных, тем точнее предсказание значений параметров (Schaap and Bouten, 1996; Schaap et.al., 1998). Самая простая модель, основанная на классе почвы по гранулометрическому составу, показывает усредненные данные гидравлических параметров. Остальные модели основаны на методе нейронных сетей. Представленные модели предложены на основании данных сельскохозяйственных почв и не вовлеченных в сельское хозяйство почв Европы и США (Schaap et.al., 1998).

Медун Хасан (Хасан Мердун, 2010), сравнивая метод множественной линейной регрессии, метода внешне несвязанных регрессионных уравнений и метода каскадной сети с прямой передачей сигнала (один из методов искусственных нейронных сетей), показал, что методы на основе регрессионных уравнений более точны в предсказании точечных значений свойств/показателей почвы, тогда как параметрические функции лучше предсказываются с помощью методов искусственных нейронных сетей. В качестве точечных оцениваемых свойств/показателей выступили полевая влагоемкость, влажность устойчивого завядания растений, запас доступной влаги и коэффициент фильтрации. Для оценки предсказания параметров функций были использованы параметры ОГХ почв по модели ван

Генухтена. Среди рассмотренных точечных свойств/показателей почвы коэффициента фильтрации характеризуется относительно низкой точностью предсказания с помощью всех трех методов педотрансферных функций. Наиболее «проблемными» параметрами оказались минимальная влажность почвы θ_r и α . Тем не менее различия трех методов ПТФ в точности предсказаний не были статистически значимы ($p > 0.05$), за исключением параметров θ_r и α ($p < 0.05$).

В качестве базовых свойств в ПТФ наиболее часто используются экспериментальные данные по фундаментальным свойствам почв, а именно: данные по гранулометрическому, плотность почвы, содержание органического вещества, общая порозность, отдельные критические водоудерживания, микроагрегатный состав, химические параметры. На водоудерживающую способность почвы существенное влияние оказывает содержание органического вещества (Смагин и др., 2004, Dexter, 2004; Rawls et al., 2004). Органическое вещество почвы очень хорошо сохраняет воду и не дает свободно стекать (Walczak et al., 2004), а также влияет на распределение пор по размерам через почвенную структуру (Nemes et al., 2005). Rajkai et al. (2004) показал, что точность предсказаний параметров ОГХ повысится на 25%, если в качестве одного из предикторов использовать влажность, соответствующую определенному матричному давлению. В основном для этих целей используется значение влажности устойчивого завядания растений (1500 кПа) и/или наименьшей влагоемкости (-33 кПа) (Schaap et al., 2001; Ghanbarian-Alavijeh, Millan, 2010). Таким образом, для получения наиболее точ-

ных предсказаний показателей водоудерживающей способности почв следует использовать в качестве предикторов наряду с плотностью почвы и данными гранулометрического состава содержание органического вещества и водоудерживающий параметр, полученный экспериментальным путем.

Единого критерия сравнения различных ПТФ и выбора лучшей модели не существует. Точность полученных моделей ПТФ оценивают по величине коэффициента детерминации и/или сравнением рассчитанной с помощью этой функции почвенной характеристики и экспериментальными данными. Критерии точности педотрансферных функций подробно рассмотрены в работах М. G. Scaar (2004) и Ю.А. Пачепского (1999).

Для повышения точности предсказания почвенных свойств с помощью ПТФ необходимо иметь большой массив данных базовых свойств и провести предварительную группировку данных по выбранным априори критериям в однородные подмножества. При минимизации количества предикторов ПТФ становятся более удобными в практическом отношении.

В настоящее время ПТФ являются единственной возможностью перехода от масштаба почвенного разреза к масштабам ландшафта, водосбора. До сих пор еще пока неизвестно физически обоснованного способа такого рода перехода с одного масштаба исследования на другой, более высокий. В ограниченном числе точек опробования проводят прямые измерения почвенных свойств, а для остальной части интересующей территории эти свойства оцениваются с помощью процедур пространственной интерполяции.

Глава 2

Математическое моделирование

2.1. Современные подходы к математическому моделированию

В последние десятилетия одним из основных подходов к количественному описанию и прогнозированию почвенных процессов становится применение математического моделирования в сочетании с более традиционными методами исследований (Пачепский, 1992). Математическое моделирование описывает природные процессы на основе математических соотношений (уравнений, неравенств и т.д.) или программы, описывающие некоторые характеристики этой системы. Для создания математической модели (уравнения), необходимо знать физическую основу исследуемого процесса. Только если используются всеобщие физические законы и физические описания явлений, модель применима для широкого класса явлений и природных ситуаций (Шеин, 2005). Математическое моделирование используется в почвоведении для решения широкого спектра задач: оптимизация почвенных режимов, прогноз различного рода загрязнителей, рациональное использование природных ресурсов и др. (Глобус, 1987; Пачепский, 1992). Длительность и сложность в получении режимных данных температуры и влажности диктуют необходимость математического моделирования ре-

жима влажности и температуры. С помощью математических моделей можно достаточно быстро определять результаты изменения внешних факторов, влияющих на почву, таких как осадки, орошение, температура воздуха и т.д. Для экспериментального обеспечения моделей водного режима необходимо установить только основные гидрофизические свойства почвы, которые могут вводиться в модель непосредственно в виде пар значений (для ОГХ- введение влажности и соответствующего значения давления, модель сама осуществляет процедуру аппроксимации), в виде параметров аппроксимации (ОГХ), с помощью ПТФ. Исследовать гидротермический режим на ландшафтном уровне представляется возможным только с помощью методов математического моделирования.

Все математические модели, применяемые в почвоведении, можно разделить на эмпирические (статистические, регрессионные) и полуэмпирические (дедуктивные, процессные, механистические) (Пачепский, 1992).

В основе эмпирических моделей лежит формула, устанавливающая связь между искомой величиной и показателями действия фактора. Преимущество этих моделей заключается в простоте формул, с помощью которых легко производить расчеты. Главным недостатком этих моделей является небольшое число входных показателей, отражающих действие влияющих факторов. Поэтому точность таких моделей невысока. Также эмпирические модели не вскрывают механизма изучаемого явления и, следовательно, их обычно нельзя применять в условиях, отличных от тех, в которых они были получены.

В основе полуэмпирических моделей лежит формула, выражающая фундаментальные законы природы. Формулы дополняются эмпирическими показателями отдельных почвенных микропроцессов, и таким образом составляется «синтетическая модель», описывающее изучаемое явление в целом. С помощью этих моделей можно рассчитать детальное распределение показателя протекания изучаемого процесса во времени и по глубине. Слабым местом полуэмпирических моделей является отсутствие гарантии того, что в модель включены все почвенные процессы, существенные при протекании рассматриваемого явления. Для описания долгосрочных почвенных процессов (оглеение, разложение гумуса) применяют эмпирические модели, а для описания быстрых процессов, к которым относятся перенос воды и тепла в почве, используют полуэмпирические модели. Через призму этой классификации моделей почвенных процессов рассмотрим современные подходы к математическому моделированию режимов влажности и температуры почв.

2.2. Современные подходы к математическому моделированию режима влажности почвы

Понимание водного режима включает следующие условия (Шейн и др, 1995):

- Условия на верхней границе (все процессы влагообмена, происходящие на поверхности почвы: испарение, выпадение осадков, поливы, транспирация растений);

- Условия на нижней границе (процессы оттока и притока влаги, происходящие на нижней границе почвенной толщи: свободный гравитационный отток влаги, отсутствие потока - водоупор на нижней границе, заданный поток влаги);
- Начальные условия (распределение влажности по профилю почвы или давления влаги в момент с которого начинается рассмотрение водного режима);
- Гидрофизические свойства, определяющие перераспределение поступившей на верхнюю границу почвы влаги внутри почвенной толщи.

Для описания переноса воды в почвах используют полуэмпирические балансовые и дифференциальные модели. Балансовые модели основаны на сведении баланса для каждого слоя почвы (Шеин, Капинос, 1994). В последнее время наиболее широко распространены дифференциальные модели, в наибольшей мере учитывающие закономерности влагопереноса. В качестве описания движения влаги в этом случае используется дифференциальное уравнение Ричардса (Пачепский, 1992; Šimůnek et.al., 2005; Глобус, 1987; Чебатаев, 1980; и др.):

$$C(\theta, P_{k-c}) \frac{\partial P_{k-c}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{\text{вп}}(P_{k-c}) \left(\frac{\partial P_{k-c}}{\partial z} + 1 \right) \right] \pm I_w$$

Основное уравнение движения воды (уравнение Ричардса) представляет собой приведенную запись уравнения неразрывности, установленного из балансовых соотношений: $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q_w}{\partial z} \pm I_w$ и уравнения Дарси.

В уравнении Ричардса $C(\theta, P_{k-c}) = \frac{d\theta}{dP_{k-c}}$ - дифференциальная влагоёмкость, которая может быть получена из основной гидрофизической характеристики (ОГХ), $K_{вл}$ - коэффициент влагопроводности, точнее функция влагопроводности $K_{вл}(P_{k-c})$ (см/сут), z - вертикальная координата от поверхности почвы при положительном направлении вверх, P_{k-c} - гидравлический напор в случае насыщенных почв (фильтрации) или всасывающее давление (абсолютная величина капиллярно-сорбционного давления почвенной влаги) в не насыщенной влагой почвах, θ - объемная влажность, выраженная в долях, t - время, I_w - объем воды, удаляемой (или прибавляемой) из единицы объема почвы в единицу времени («источник/сток»). В связи с тем, что аналитическое решение такого рода уравнений практически невозможно, поэтому его решают численными методами, например с помощью сеточной схемы (Шеин, 2005).

Экспериментальным обеспечением дифференциальной модели влагопереноса являются основные гидрофизические функции (Глобус, 1987):

- зависимость влажности почвы от капиллярно-сорбционного давления (основная гидрофизическая характеристика, ОГХ);
- функция, связывающая коэффициент влагопроводности с влажностью почвы.

Эмпирические модели для расчета влагопроводности почв без учета связи влагопроводности и водоудерживания предложены Гарднер, Хиллел, Аверьяновым и Головановым, Брукс и Кори и др., для расчета влагопроводности почв с учетом связи влагопроводности

сти и ОГХ предложены ван Генухтенем и Муалемом, Нерпиным, Пачепским и Щербаковым и др. (Пачепский, 1992). Для описания функции влагопроводности наиболее часто используют физически обоснованный подход ван Генухтена-Муалема (van Genuchten, 1980; Mualem, 1976), который получил уравнение взаимосвязи между ОГХ и функцией влагопроводности на основе рассмотрения капиллярной модели ОГХ. Для использования этого уравнения необходимы экспериментальные данные по ОГХ и коэффициенту фильтрации для каждого слоя почвы (Шеин, 2005; Глобус, 1987).

При моделировании водного режима почв возникает задача задания краевых условий, адекватно отражающих реальные условия на верхней и нижней границе моделируемого слоя. Эмпирические модели влагопереноса на верхней (испарение с поверхности, осадки, поливы) и нижней границах (переток через отдельный слой, сток с заданным градиентом, действие дренажа) рассмотрены Пачепским (1992). Часто современных моделей используют так называемый «погодный указатель». «Погодный указатель» настраивается на погодные условия местности (по координатам точки наблюдения и метеопараметрам исследуемого периода - скорость ветра, осадки, испаряемость) и рассчитывает эвапотранспирацию на основании полуэмпирических уравнений. Для начала работы модели необходимо ввести начальные условия по влажности.

Качественных математических моделей в настоящее время представлено очень много. Одной из первых российских моделей переноса влаги является модель MOIST (Пачепский, 1992). Также широко известны модель влаго-, соле- и теплопереноса HYDRUS

(Šimůnek et.al., 2005) и модель «почва-вода-растение-атмосфера» SWAP, разработанная голландскими учеными (Van Dam et.al., 1997).

Моделирование поля влажности возможно с применением двух и трехмерных моделей, таких как HYDRUS-2D и HYDRUS (2D/3D) (Šimůnek et al., 2008; Skaggs et.al., 2004; Hopp et. al., 2009). Е.В. Шеин и О.А. Салимгареева (Салимгареева, 1995; Шеин, Салимгареева, 1997) исследовали пространственную вариабельность водного режима чернозема типичного с помощью программы прогнозного поливариантного расчета водного режима MOIST.

2.3. Математическое моделирование режимов почв (HYDRUS-1D)

Примером математической модели различно насыщенного водного потока, движения тепла и транспорта солей в гомогенной/гетерогенной почве является HYDRUS. Модель предложена ван Генухтенем и Шимунеком (Šimůnek и др, 2005). В настоящее время представлены программные пакеты HYDRUS-1D, HYDRUS-2D и HYDRUS (2D/3D) (Šimůnek et al., 2008). HYDRUS-1D решает одномерные задачи, связанные, например, с почвенными колоннами, лизиметрами, почвенными профилями. С помощью HYDRUS-1D Хилтен и др. (2008) исследовали влияние растительности на уменьшение ливневого стока, Бадфорд и др. (2002, 2003) моделировал транспорт коллоидных частиц в гомогенных почвенных колоннах. HYDRUS-2D рассматривает двумерные или симметричные относительно вертикальной оси трехмерные задачи полевого масштаба.

Скагс и др. (2004) с помощью двумерной модели исследовал перераспределение влаги в почве при капельном орошении. Модель HYDRUS (2D/3D) считает двумерные и трехмерные задачи. HYDRUS (2D/3D) - это улучшенный и расширенный вариант HYDRUS-2D. Так, например, с помощью двумерной модели HYDRUS 2D/3D Венмин (2009) выявил влияние корней растений на перенос хлоридов, Вышуэ и Чоу (2010) исследовали водные потоки в поперечном сечении реки и окружающем ее водоносном слое, Хасан и другие (2007) рассмотрел перенос нитратов по склону. Хопп и другие (2009) с помощью трехмерного моделирования движения воды в HYDRUS (2D/3D) выявили влияние угла наклона и высоты склона на боковые токи воды и распределение влажности почвы по склону. Кроме моделирования процессов переноса вода, тепла и солей, каждый программный пакет может решать дополнительные задачи. HYDRUS-1D считает транспорт преобладающего иона в солепереносе (Šimůnek, Suarez, 1993) и поведение CO₂ (Šimůnek и др, 2005; Gonçalves et al., 2006), а HYDRUS (2D/3D) может моделировать процессы в заболоченных почвах (Langergraber, Šimůnek, 2005).

При моделировании процессов переноса веществ в HYDRUS-2D и HYDRUS (2D/3D) необходимо иметь большую базу данных начальных и граничных условий для каждой точки опробования. Поэтому сбор информации для моделирования в двухмерном и трехмерном пространстве является весьма трудоемким, а само моделирование - на порядок более сложным по сравнению с моделированием переноса веществ и тепла в пределах профиля.

В модели HYDRUS численно решается уравнение Ричардса для различно насыщенного водного потока и конвективно-дисперсионные уравнения для теплопереноса и солепереноса в почве. Уравнение водного потока учитывает снижение воды за счет всасывания корнями растений. Уравнение теплопереноса считает как движение под действием кондукции так и под действием конвекции с водным потоком. Уравнение конвективно-дисперсионного солепереноса включает как нелинейные неравновесные реакции между твердой и жидкой фазами, так и линейные равновесные реакции между жидкой и газовой фазами. Также рассматривается адсорбция и эмиссия солей представленных пестицидами.

HYDRUS позволяет считать одновременно несколько почвенных процессов (Jacques et al, 2008). Так моделировать температурный режим почвы можно с учетом гидротермического режима.

Модель HYDRUS основана на основных уравнениях переноса веществ, учитывает свойства почвы с помощью параметров аппроксимационных функций, начальные и граничные условия. Начальные условия задаются в графическом редакторе в виде распределения рассматриваемого показателя в почвенном профиле в начальный момент времени ($T=0$). Начальные условия модели движения воды задаются в виде начального распределения влажности или давления.

Граничные значения для описания движения воды контролируются постоянным/переменным матричным давлением/потоком, атмосферными условиями с поверхностным стоком/образованием поверхностного слоя осадков на верхней границе, свободным дре-

нажом/горизонтально расположенными дренами на нижней границе (Šimůnek и др, 2005).

Гидрофизические свойства почвы являются постоянными только для однородной по составу и структуре почвы. Наиболее часто моделируются процессы влагопереноса в неоднородной почве. В таких случаях гидрофизические свойства для каждого почвенного горизонта специфичны. При моделировании параметры функций влагопроводности задаются для каждого горизонта рассматриваемого профиля.

Программный пакет HYDRUS предлагает несколько моделей функции влагопроводности:

1. Модель ван Генухтена-Муалема (van Genuchten, 1980; Mualem, 1976)

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + |\alpha h|^n\right]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad K(h) = K_s S_e^l \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m\right]^2, \quad m = 1 - 1/n, \quad n > 1,$$

где

h – матричное давление [L];

θ_s – влажность полного насыщения (близка к водовместимости) [-];

θ_r – остаточная влажность, соответствующая влажности точки перегиба в сорбционной части [-];

a, m, n – эмпирические коэффициенты [1/L], [-], [-];

S_e – эффективное содержание воды [-];

K_s – коэффициент фильтрации [L/T]; параметр l для большинства почв принимается равным 0,5 (Mualem, 1976).

2. Модифицированная модель Вогель и Кисляровой, представляет собой уравнение ван Генухтена с измененными гидрофи-

зическими свойствами в области насыщения (Vogel, Císlerová, 1988).

В данной модели давление, которому соответствует полное насыщение почвы, равно величине h_s , отличной от нуля.

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} & h < h_s \\ \theta_s & h \geq h_s \end{cases}, K(h) = \begin{cases} K_s K_r(h) & h \leq h_k \\ K_s + \frac{(h - h_k)(K_s - K_k)}{h_s - h_k} & h_k < h < h_s \\ K_s & h \geq h_s \end{cases}$$

$$K_r = \frac{K_k}{K_s} \left(\frac{S_e}{S_{ek}} \right) \left[\frac{F(\theta_r) - F(\theta)}{F(\theta_r) - F(\theta_{kr})} \right]^2, F_r(\theta) = \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_\alpha}{\theta_m - \theta_\alpha} \right)^{1/m} \right]^m, S_{ek} = \frac{\theta_k - \theta_r}{\theta_s - \theta_r},$$

где

h – матричное давление [L],

θ_s – влажность полного насыщения (близка к водовместимости) при матричном давлении h_s [-],

θ_r – остаточная влажность, соответствующая влажности точки перегиба в сорбционной части [-];

K_s – коэффициент фильтрации [L/T];

a, m, n – эмпирические коэффициенты [1/L], [-], [-].

θ_m и θ_a – влажности, получаемые экстраполяцией ОГХ ван Генухтена. θ_m – экстраполированная влажность полного насыщения, $\theta_m > \theta_s$. θ_a – экстраполированная минимальная влажность, $\theta_a \leq \theta_r$. Значение θ_m оказывает существенное влияние на форму и значение функции влагопроводности хорошо структурированных почв в области высоких влажностей при относительно небольшом значении n ($1,0 < n < 1,3$).

K_k – коэффициент фильтрации экстраполированной функции влагопроводности при $K_k \leq K_s$, $K_k \leq K_s$, $K_k = K(K_k)$, S_{ek} – эффективное содержание воды [-]. Когда $K_m = K_r$, $K_m = K_k = K_s$, $K_k = K_s$, модель влагопроводности почвы Вогель и Кисляровой сокращается до первоначального уравнения ван Генухтена.

3. Модель Брукса-Кори (Brooks and Corey, 1964):

$$S_e = \begin{cases} |\alpha h|^{-n} & h < -1/\alpha \\ 1 & h \geq -1/\alpha \end{cases}, \quad K = K_s S_e^{2/n+1+2}, \quad S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r},$$

где

θ_r – минимальная влажность, соответствующая влажности точки перегиба в сорбционной части [-];

θ_s – влажность полного насыщения (близка к водовместимости) [-];

S_e – эффективное содержание воды [-];

K_s – коэффициент фильтрации [L/T];

m, n, l – эмпирические коэффициенты, влияющие на форму функций влагопроводности, a – коэффициент, обратный давлению входа воздуха (давлению борботирования), n – коэффициент, характеризующий распределение пор по размерам (наклон кривой ОГХ, и l – параметр, равный 2 по данным Brooks and Corey (1964).

5. Модель Косуги (Kosugi, 1996; Mualem, 1976). Модель адекватно предсказывает влагопроводность почвы в пяти случаях из шести.

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left\{ \frac{\ln(h/\alpha)}{\sqrt{2n}} \right\} & (h < 0) \\ 1 & (h \geq 0) \end{cases}$$

В указанных уравнениях применяется символ α вместо h_0 , n вместо σ , которые использовались первоначально у Косуги.

Параметры уравнений находят аппроксимацией экспериментальных данных ОГХ и функции влагопроводности в сопряженной программе RETC (Šimůnek et al., 2007). Эти параметры также можно установить на основе экспериментальных данных испарения, используя параметр инверсии. Оба подхода получения гидролитических параметров дают практически идентичный результат

(Šimůnek et al., 2005). В качестве альтернативного способа нахождения параметров уравнения ван Генухтена-Муалема программные пакеты RETC и HYDRUS предлагают педотрансферные функции Rosetta на основе метода нейронных сетей.

Модель HYDRUS позволяет учитывать при расчете влагопереноса в почве влияние всасывающей силы корней растений, явление гистерезиса, преимущественное движение воды по макропорам, дренаж.

В представленных моделях влаго- и теплопереноса М-единицы энергии, L-единицы длины, T- единицы времени.

Изменяя начальные и граничные условия в HYDRUS можно осуществлять поливариантные прогнозы водного режима почвы.

Глава 3 Объекты исследования

3.1. Серая лесная почва

Владимирское ополье расположено на Русской равнине северозападнее г.Владимира, на левом высоком берегу р.Клязьмы, на водоразделе рек Коклома и Нерль к юго-востоку от морфологически выраженной границы Московского оледенения. Оно занимает почти весь водораздел Нерли. Территория его вытянута с севера-запада на юго-восток в виде овала: длина ополья 70 км, ширина 30 км. Владимирское ополье оказалось объектом на котором были сделаны первые наблюдения и выводы о генезисе опольных почв.

Владимирское ополье относится к зоне достаточного увлажнения. Средняя многолетняя сумма осадков составляет 575 мм при испаряемости свыше 400 мм в год (таблица 1). С мая по сентябрь выпадает 290-315 мм, что в среднем обуславливает достаточную влагообеспеченность с-х культур.

Необходимо отметить, что варьирование приведенных в таблице 1 среднемноголетних данных весьма высоко. Кроме того, за последние годы гидротермический коэффициент для этой территории несколько вырос (до 1,5) за счет увеличения годовой суммы осадков (до 604 мм) при испаряемости около 500 мм в год.

Таблица 1

Среднемноголетние климатические показатели территории
Владимирского ополья (Кирюшин В. И., 2004)

Показатели	Единица измерения
Средняя температура воздуха за год	3,0-3,4 ⁰
Средняя температура января	-11 ⁰
Средняя температура июля	+17,5 ⁰
Переход температуры воздуха весной через 0 ⁰	3-5 апреля
-"- +5 ⁰	19-22 апреля
-"- +10 ⁰	7-9 мая
-"- +15 ⁰	7-11 июня
Переход температуры воздуха осенью через +15 ⁰	22-24 августа
-"- +10 ⁰	15-17 сентября
-"- +5 ⁰	8-9 октября
0 ⁰	31 октября - 2 ноября
зимой -5 ⁰	25 ноября
Сумма температур выше 0 ⁰	2350-2400
выше 5 ⁰	2250-2350
выше 10 ⁰	1900-2000
выше 15 ⁰	1150-1250
Продолжительность периода с температурой выше 0 ⁰ , дней	208-212
Продолжительность вегетационного периода, дней	168-172
Продолжительность периода с температурой выше 10 ⁰ , дней	128-132
-"- выше 15 ⁰ , дней	71-77
Абсолютный минимум температуры воздуха	-46 ⁰ , -47 ⁰
Абсолютный максимум температуры воздуха	+37 ⁰ , +38 ⁰
Сумма осадков за год, мм	575
Сумма осадков за апрель-сентябрь, мм	350
Средние запасы воды к концу зимы в снеге, мм	102
Среднее число дней со снежным покровом	140-150
Гидротермический коэффициент за вегетационный период (с температурой выше +10 ⁰)	1,4

Рельеф территории Владимирского ополья представлен обширными водораздельными холмами с выположенными вершинами и пологими склонами.

Ополье является территорией давнего, более чем тысячелетнего сельскохозяйственного освоения. Ранее развитие земледелия было обусловлено наличием сравнительно плодородных почв. Здесь в Среднерусской таежной провинции дерново-подзолистых среднегумусированных почв распространены серые лесные почвы на лесовидных покровных суглинках. Отличительной особенностью этих почв, так же является наличие второго гумусового горизонта (ВГГ), о происхождении которого ученые спорят до сих пор.

Своеобразие почв Владимирского ополья привлекало внимание исследователей еще в XIX столетии. Благодаря темной окраске их называли Юрьевскими черноземами (Докучаев, 1884). В работах Л.П. Рубцовой (1970), А.Н. Тюрюканова и Т.Л. Быстрицкой (1971), В.М. Алифанова (1986) и др. отмечается наличие отчетливо выраженных комплексов, связанных с наличием микрорельефа.

А.Н. Тюрюканов и Т.Л. Быстрицкая (1971) выделили ополец и ополицу – два самостоятельных, но генетически сопряженных типа почв в повышениях и по снижениях микрорельефа, происхождение которых связано с древними пойменными процессами. Владимирское ополье, по мнению указанных авторов, представляет собой останец палеопойменного ландшафта днепровского времени. Почвы на пониженных элементах рельефа развивались по дерново-лесному, или дерново-луговому типу почвообразования, тогда как в западинах, благодаря близкому залеганию грунтовых вод, формировались почвы лугового и лугово-болотного типа.

А.Л. Александровский (1983), используя данные радиоуглеродного анализа, рассматривал почвы со ВГГ как продукт сложной эво-

люции природной среды в голоцене – от стадии элювиально-иллювиальной дифференциации профиля до стадии аккумуляции гумуса с последующей деградацией темноцветного горизонта и вторичным оподзаливанием, приведшем к обособлению ВГГ в позднеголоценовое время.

По мнению В.М. Алифанова (1986) почвы центра Русской равнины прошли длительный этап гидроморфного развития и первые этапы формирования связаны с палеокриогенезом, когда происходило мерзлотно-гидроморфное почвообразование лугово-болотного типа с формированием темноцветного гумусового горизонта.

А.О. Макеевым и И.В. Дубровиной (1990) формирование палеокриогенных западинных комплексов связывается с заключительными этапами лессового осадконакопления. Текстульная дифференциация объясняется стадийным накоплением лессовой пыли. ВГГ рассматривается как реликт мерзлотно-гидроморфной стадии почвообразования позднеледникового времени. Его положение в профиле объясняется не деградацией верхней части, а погребением в процессе финального осадконакопления.

А.А. Величко, Т.Д. Морозова и др. (1996) вскрыли реликтовые мерзлотные структуры позднеледникового времени. По их мнению, палеокриогенный микрорельеф предопределяет смену типов почв на высоком таксономическом уровне на расстоянии нескольких десятков метров. ВГГ являются реликтами западинных почв и развиты в понижениях реликтового криогенного микрорельефа. Характерную для них языковатую нижнюю границу можно объяснить за счет

процессов морозобойного растрескивания и усыхания сезонного характера во время суббореального похолодания.

Высказывается также точка зрения о современной иллювиальной природе ВГГ, связанной с высокой подвижностью при определенных условиях гуминовых кислот второй фракции (Пономарева, Плотникова, 1980).

В почвенном покрове Владимирского ополья представлен комплекс серых лесных почв, включающий серые лесные, серые лесные остаточного карбонатные, серые лесные с 2-м гумусовым горизонтом разной степени оподзоленности. Физические свойства этих почв достаточно хорошо изучены. В данной работе изучалась серая лесная среднесуглинистая почва.

Некоторые физические свойства, которые использовались в дальнейшем для расчета педотрансферных функций, представлены в таблице 2

Таблица 2

Физические свойства серой лесной почвы

Глубина	Гранулометрический состав			Плотность, г/см ³	НВ, %	Коэффициент фильтрации, см/сут	Содержание С _{орг} , %
	<0.002	0.002-0.05	>0.05				
0-5	17,39	80,66	1,95	1,10	37,34	60	1,91
5-10	17,35	80,21	2,44	1,16	37,21	58	1,86
10-20	17,21	80,00	2,79	1,21	37,08	52	1,78
20-30	17,63	81,62	0,75	1,33	38,58	26	1,76
30-40	16,00	82,43	1,57	1,36	38,20	32	1,63
40-50	17,35	81,76	0,89	1,33	37,37	35	1,42
50-60	17,32	82,09	0,59	1,39	35,26	35	0,72

Ниже приведено описание профиля серой лесной среднесуглинистой почвы на карбонатных лессовидных суглинках Владимирского ополья (рисунок 1):



- Апах (0-20 см) – пахотный, темный серо-бурый, влажноватый, среднесуглинистый, комковатый, уплотненный с щелевидными и трубчатymi порами, граница ровная, резкая по цвету;
- А (20-30 см) – темный серо-бурый, влажноватый, среднесуглинистый, комковатый, уплотненный с щелевидными и трубчатymi порами, граница волнистая, резкая по цвету;
- Вt (30-60 см) – желтовато-бурый, влажноватый, среднесуглинистый, призматическо-ореховатый, уплотненный, с белесой скелетаной и тонкими прерывистыми серыми пленками, с редкими тонкими корнями.

Рисунок 1. Профиль серой лесной почвы Владимирского ополья.

3.2. Дерново-подзолистая почва

Вторым объектом была дерново-подзолистая почва Зеленоградского стационара Почвенного института имени В.В.Докучаева в

районе села Ельдигино (Зеленоградский опорный пункт Почвенного института имени В.В.Докучаева, Пушкинский р-н, Московская обл.).

Климат Пушкинского района умеренно континентальный с достаточно теплым летом и умеренно холодной зимой с устойчивым снежным покровом. Среднегодовая температура воздуха $+3,0 - +3,5$ С. Средняя температура января -11 ОС, среднее количество осадков в январе 35 мм, толщина снежного покрова от 40 сантиметров и более. Средняя дата образования снежного покрова 24-27 октября, средняя дата разрушение снежного покрова 3-7 апреля. Средняя температура июля $+17,8$, количество осадков 80 мм. Максимальная температура, наблюдающаяся на этой территории этого района $+37$, минимальная -45 . Годовое количество осадков 550-600 мм, умеренная увлажнённость, максимальное количество осадков приходится на осенне-весенний период. Величина относительной влажности в районе колеблется от сезона к сезону и от года к году. По средне-многолетним данным, она составляет 60 – 70 %. Максимум осадков, как правило, приходится на июль месяц, минимум – на февраль - апрель. Сумма активных температур выше $+10 - 1900-2100$. Средняя продолжительность безморозного периода 125–130 дней.

Гидротермический коэффициент (отношение количества осадков к испаряемости) 1,2-1,3 (Атлас Московской области, 1976). Однако в определенные месяцы вегетационного периода испаряемость может преобладать над осадками. Таким месяцем является май, нередко июнь. Майский дефицит атмосферного увлажнения обычно не сопровождается значительным иссушением почвы. К этому времени еще не успевают израсходоваться весенние влагоза-

пасы. Весной и особенно летом часто бывают ливневые дожди, что нередко вызывает линейную и площадную эрозию (Почвы Московской области и их использование, 2002).

Территория Пушкинского района сложена меловыми отложениями верхнего и нижнего отдела (трепелы, глинистые опоки, глины, пески и песчаники; пески с фосфоритами, песчаники, глины) и юрскими отложениями (темные глины и пески с фосфоритами). Четвертичные отложения представлены водно-ледниковыми и моренными отложениями Московского возраста, часто перекрытыми покровными суглинками мощностью 2-5 метра. Иногда морена выходит на поверхность, но только в сильно эродированных участках.

Пушкинский район относится к холмистой и полого-волнистой моренной равнине Клинско-Дмитровской гряды, для которой характерна эрозионно-балочная сеть. Рельеф слабохолмистый и мелкохолмистый, преобладают процессы овражной эрозии и оползни. Абсолютные высоты 150-200 м, на севере района могут достигать 250 м (Почвы Московской области и их использование, 2002).

Рельеф территории сельского поселения Ельдигинское Пушкинского района Московской области в целом спокойный, с общим уклоном в направлении на юго-запад к Пестовскому и Учинскому водохранилищам. Речная сеть принадлежит бассейнам реки Клязьмы, ее левых притоков Воря и Уча. Небольшой отрезок реки Клязьмы идет вдоль южной границы района. Восточную часть района ограничивает р.Воря с притоком речки Талицы. На севере берет начало р.Яхрома.

В составе почвенного покрова Пушкинского района преобладают дерново-подзолистые почвы (65%) разной степени оподзоленности, в основном средне- и сильноподзолистые, сформированные на тяжелых и средних суглинках. Болота и заболоченные почвы встречаются редко и небольшими массивами. Также распространены болотно-подзолистые почвы в юго-восточной части района (Атлас Московской области, 1976).

Территория достаточно высоко распахана и вовлечена в сельскохозяйственный оборот. Большинство пахотных почв относятся к группе освоенных. В передовых хозяйствах есть поля и с окультуренными почвами. Большинство полей на госсортучастках также представлены дерново-подзолистыми окультуренными почвами. Сильно окультуренные встречаются редко, обычно на огородных участках (Почвы Московской области и повышение их плодородия, 1974).

Некоторые физические свойства дерново-подзолистых почв представлены в таблице 4.

Таблица 4

Физические свойства дерново-подзолистой почвы

Глубина	Гранулометрический состав			Плотность, г/см ³	НВ, %	Коэффициент фильтрации, см/сут	Содержание С _{орг} , %
	<0.002	0.002-0.05	>0.05				
0-5	10,50	84,78	4,72	1,37	31,10	21,6	1,23
5-10	10,79	86,27	2,94	1,36	27,40	21,6	1,18
10-20	11,39	87,7	0,91	1,34	26,45	21,6	1,26
20-30	11,13	87,49	1,38	1,49	24,20	21,6	1,00
30-40	10,99	86,61	2,40	1,52	21,30	12	0,23
40-50	10,03	85,44	4,53	1,55	23,70	12	0,18
50-60	10,37	86,48	3,15	1,56	24,30	12	0,14

Описание профиля дерново-подзолистой суглинистой почвы на покровных суглинках, подстилаемых некарбонатной мореной на территории Зеленоградского опорного пункта Почвенного института имени В.В.Докучаева (рисунок 2):



- Апах (0-30 см) – пахотный, темный серо-бурый, влажноватый, среднесуглинистый, комковатый, уплотненный с щелевидными и трубчатыми порами, граница ровная, резкая по цвету;
- Ae (30-40 см) – темный серо-бурый, влажноватый, тяжелосуглинистый, комковатый, уплотненный с щелевидными и трубчатыми порами, граница волнистая, резкая по цвету;
- Bt (40-60 см) – желтовато-бурый, влажноватый, тяжелосуглинистый, призматическо-ореховатый, уплотненный, с белесой скелетаной и тонкими прерывистыми серыми пленками, с редкими тонкими корнями.

Рисунок 2. Профиль дерново-подзолистой почвы Зеленоградского опорного пункта.

Глава 4

Методы исследования

В рамках данного исследования проводилось экспериментальное (полевой опыт) и расчетное (использование прогнозной математической модели) изучение движения влаги в условиях малонапорной и безнапорной инфильтрации.

4.1. Экспериментальное изучение движения влаги

4.1.1. Методика проведения эксперимента

Было проведено по одинаковой методике два специальных заливочных эксперимента. В полевых условиях изучалось движение влаги по специальной методике на почвенных монолитах. Согласно схеме опыта были подготовлены два идентичных по размерам (диаметр 42 см) и почвам монолита. Боковые стенки монолитов были обернуты пленкой и покрыты монтажной пеной, затем закопаны для предотвращения боковых потерь влаги и тепла. Такая методика позволила точно соблюсти условие одномерного (вертикального) передвижения влаги в почвенном профиле и точно использовать все балансовые соотношения, так как за счет изоляции стенок были

ликвидированы трудноучитываемые потери влаги на боковое растекание.

Эксперимент ставился так, что одновременно в обоих монолитах проводилось впитывание воды с поверхности, но в одном случае на поверхности поддерживали постоянный напор 5 см, а в другом впитывание воды было безнапорным (мелкодисперсное дождевание без образования слоя воды на поверхности). Предполагается, что при наличии даже небольшого (3-6 см водного столба) напора возможно изменение типа переноса влаги от капиллярного фронтального при ненапорном впитывании до инфлюкционного, по отдельным преимущественным путям переноса, при малонапорном впитывании (Умарова, 2011). Различие условий на верхней границе (безнапорная и малонапорная инфильтрация) должно было подтвердить/опровергнуть отмеченный ранее факт (Шейн, 2005), что для формирования преимущественных потоков влаги, кроме наличия макропор, трещин и других присущих почве особенностей порового пространства, необходимым условием является наличие на поверхности почвы дополнительного гидравлического напора.

Для изучения динамики влажности в монолитах ежедневно проводили послойное бурение (на глубинах 0, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60 см). В конце эксперимента по горизонтальной сетке на указанных глубинах отбирали образцы (25 экспериментальных точек на каждый слой) для определения пространственного распределения влажности. Испаряемость и испарение с поверхности почвы за весь период эксперимента определяли с помощью небольших (около 83 см³) монолитов.

В случае дерново-подзолистой почвы поверхность монолитов поливали раствором бриллиантового голубого для визуализации путей миграции влаги.

Предполагается, что при наличии даже небольшого (3-6 см водного столба) напора возможно изменение типа переноса влаги от капиллярного фронтального при ненапорном впитывании до инфлюкционного, по отдельным преимущественным путям переноса, при малонапорном впитывании.

4.1.2. Полевые методы

В полевых условиях измерялись следующие свойства почв:

- Влажность почвы – термостатно-весовой метод;
- Температура почвы – с помощью программируемых термодатчиков Termochron;
- Плотность почвы – буровой метод;

Влажность почвы определяли стандартным термостатно-весовым методом. Он заключается в высушивании взвешенного образца почвы, помещенного в термоустойчивый стаканчик и фиксации потери веса почвенного образца в процессе сушки. Высушивание проводят в течение 6 часов при температуре 105°C (Шеин, 2009). Расчет влажности ведут по формуле:

$$W = \left(\frac{a}{P_c} \right) 100$$

где W – влажность, %; a – количество воды во взятой пробе, определяемая по разности массы стаканчика с сырой почвой до и

после высушивания, г; P_c – масса абсолютно сухой почвы, определяемая по разности массы стаканчика с почвой после сушки и массы пустого стаканчика.

Измерение температуры почвы проводили с помощью термодатчиков Termochron, предварительно запрограммированных на снятие показаний с интервалом 30 минут. Термодатчики были установлены по всему профилю почвы (с шагом 10 см).

Плотность почвы определяли буровым методом. Он основан на взятии образца почвы в ненарушенном сложении с помощью цилиндра-бура определенного объема (5,585 см³). Рассчитывается плотность почвы как отношение массы образца к его объёму. Это наиболее распространенный метод, разработанный Н. А. Качинским (Вадюнина, Корчагина, 1961).

4.1.3. Лабораторные методы

Были отобраны образцы для лабораторных исследований некоторых свойств почв, необходимых для экспериментального обеспечения математической модели HYDRUS 1D. В итоге были изучены следующие свойства:

- Определение ОГХ:
 - метод десорбции паров воды над солями;
 - с помощью капилляриметров в зондовом варианте;
 - метод тензиостатов;
 - метод центрифугирования;

- Гранулометрический состав – на лазерном дифракционном анализаторе размера частиц ANALYSETTE 22 Comfort;
- Определение содержания органического углерода;
- Определение пределов пластичности.

Основную гидрофизическую характеристику почв определяли различными способами: верхнюю часть определяли методом десорбции паров воды над насыщенными растворами солей, а нижнюю - несколькими методом.

Определение изотерм десорбции паров воды удобно проводить гравиметрическим методом путем взвешивания образцов почв на аналитических весах. Гравиметрические методы применяют в тех случаях, когда сорбционные измерения проводятся при температурах близких к комнатным, а в качестве адсорбатов используют вещества с низким давлением насыщенного пара, например, как вода. Целесообразно брать ряд их специфических величин, позволяющих найти на изотермах характерные перегибы. Наиболее удобными являются следующие соли: LiCl, MgCl₂*6H₂O, Ca(NO₃)₂*4H₂O, NH₄Cl, KCl, K₂SO₄, дающие сравнительно равномерную шкалу pF – 6,418; 6,182; 5,916; 5,512; 5,318; 4,445 (Шеин,2009). Влажность вычисляют по формуле:

$$W = \frac{m_2 - m_1}{m_3 - m_1} 100 \quad ,$$

где m_1 – масса стаканчика, г; m_2 – масса стаканчика с почвой после установления равновесия при определенном P/P_0 , г; m_3 – масса стаканчика с абсолютно сухой почвой, г.

Определение зависимости капиллярно-сорбционного потенциала от влажности почвы помощью капилляриметров: в этом методе

равновесие устанавливается между двумя жидкими фазами, отличающимися друг от друга тем, что одна из них представлена почвенной водой, а другая – водой в контрольном сосуде, где фиксируется внешнее давление. Равновесие достигается тем, что внешнее давление (P_p) воды в контрольном сосуде понижают до энергетического состояния почвенной влаги. Таким образом, их давления влаги сравниваются, т.е. капиллярно-сорбционное (матричное) давление почвенной влаги становится равным внешнему давлению воды в контрольном сосуде, $P = P_p$. Зная давление влаги, регистрируемое по вакуумметру, в почвенном образце определяют равновесную влажность. Затем снова понижают давление влаги в контрольном сосуде. Дожидаются установления равновесия, регистрируемого по прекращению потока влаги, и вновь определяют влажность. Таким образом, получают пары равновесных значений «давление влаги – влажность», т.е. ОГХ (Шеин, 2001).

Определение зависимости капиллярно-сорбционного потенциала от влажности почвы помощью тензиометрической установки: этот метод, также как и метод капилляриметров, основан на установлении равновесия влаги в почве с влагой, давление которой поддерживается на заданном, контролируемом уровне. Практическая же реализация несколько отличается от метода капилляриметров: создается ряд боксов (тениостатов), в каждом из которых поддерживается постоянное давление влаги. Например, в первом – $pF=1.0$, во втором – $pF=1.5$, в третьем – $pF=2.0$, и т.д. Почвенный образец после насыщения водой помещается на 1-й тензиостат с $pF=1.0$. После достижения равновесия на этом тензиостате, образец взве-

шивают и переставляют на 2-й тензиостат с $rF=1.5$. Затем снова взвешивают и переставляют на 3-й с $rF=2.0$, и т.д. Вплоть до последнего тензиостата, как правило, с $rF=2$. Здесь образец взвешивают, определяют равновесную влажность при последнем разрежении. А затем методом обратного пересчета определяют влажности при соответствующих разрежениях.

Определение основной гидрофизической характеристики почв методом центрифугирования: в данном методе удаление влаги из образца почвы происходит под действием центробежной силы. Развиваемое при этом давление на жидкую фазу можно определить по следующей формуле:

$$P = \frac{\rho_{ж} \omega^2}{2} (R_2^2 - R_1^2),$$

где ω – угловая скорость вращения, $R_{1,2}$ – расстояния от оси вращения до начала образца и до свободной поверхности удаляемой жидкости соответственно; $\rho_{ж}$ – плотность жидкости.

Определение давления (потенциала) почвенной влаги методом центрифугирования с учетом используемых констант и размерностей физических величин осуществляется по формулам:

Точечный образец:

$$P[\text{кПа}] = 10 P[\text{см.водн. ст}] = - (0,011n^2R \cos \alpha + g \sin \alpha)h,$$

Распределенный образец:

$$P[\text{кПа}] = 10 P[\text{см.водн. ст}] = -(0,0055n^2(R_2^2 - R_1^2)\cos\alpha + gh \sin \alpha).$$

Меняя высоту образца h или расстояние от верхней части образца до свободной поверхности удаляемой жидкости (R_2-R_1), а также скорость вращения центрифуги, можно исследовать ОГХ почвы практически во всем диапазоне ее варьирования. Для обычной лабораторной центрифуги n варьирует от 200 до 6000 об./мин, а диапазон измерения потенциала почвенной влаги при среднем радиусе вращения $R = 10$ см и высоте образца $h = 1-3$ см составляет $-0.5 < P < -650$ кПа или $-5 < P < -6500$ см водн. ст. (Смагин, 2004).

Гранулометрический состав почв определяли на лазерном дифракционном анализаторе размера частиц ANALYSETTE 22 Comfort. В этом приборе используется метод «обратной оптики Фурье» (система сходящегося лазерного луча, гелий-неоновый лазер с длиной волны 632,8 нм). Гранулометрический анализ состоял из двух этапов: (1) диспергация почвенной массы и (2) анализ содержания частиц различного размера. Диспергация почвы осуществлялась с помощью ультразвука в воде.

Содержание органического углерода в почве определяли методом сжигания навески ($<0,25$ мм) в печи при 1000°C . Количество выделившегося в результате разложения углекислого газа определяли гравиметрически.

Для определения ОГХ методом «секущих» по Воронину необходимо было определить гидрологические константы: влажность разрыва капилляров (ВРК) и капиллярную влагоемкость (КВ). Их определяли по пределам пластичности. Верхний предел пластичности (предел текучести) обусловлен максимальным количеством капиллярной влаги, он соответствует КВ. Предел определяется как влаж-

ность почвы, при которой конус весом 79 г погружается в почву на 10 мм за определенное время. Нижний предел пластичности связан с исчезновением капиллярной подвижной влаги, когда начинает доминировать влага в тонких капиллярах и пленках, почва теряет пластичность в этих условиях, он соответствует ВРК. Предел соответствует влажности, при которой образец при раскатывании в шнур диаметром 3 мм начинает распадаться на мелкие кусочки (Вадюнина, Корчагина, 1961).

4.2. Расчетное изучение движения влаги

Одной из задач работы является моделирование указанных процессов, сравнение расчетных и экспериментальных данных для того, чтобы характеризовать, какое экспериментальное обеспечение модели является наиболее адекватным: ОГХ, полученная экспериментально нижеперечисленными общепринятыми методами, либо использование ПТФ и какого типа из нижеприведенных (1-4) полуэмпирических подходов.

Расчётное изучение движения влаги в условиях малонапорной и безнапорной инфильтрации проводили с помощью математической модели влагопереноса HYDRUS 1D (van Genuchten et al., 1991; Simunek et al., 2009). Для получения экспериментального обеспече-

ния модели (прежде всего, ОГХ) использовались следующие методы (Шеин, 2007; Шеин, Гудима, Мокеичев, 1993):

I. Эмпирические методы:

1. Метод капилляриметров в зондовом варианте (Шеин и др., 2007);
2. Метод тензиостатов;
3. Метод центрифугирования (Смагин, 2005).

II. Полуэмпирические методы (восстановление ОГХ по гидрологическим константам и свойствам почв – педотрансферные функции, ПТФ):

1. ПТФ, используемая в программе Agrootool (Poluektov et al., 2002), основанная на экспериментальных данных по НВ и ВЗ;
2. ПТФ на основе метода «секущих» по Воронину (Шеин и др., 2007);
3. По ПТФ с использованием гранулометрического состава (база данных ROSETTA, используемая в HYDRUS);
4. По региональной ПТФ. Эта ПТФ была получена регрессионным методом на основании большого количества экспериментальных данных по комплексу данных почв. Для агросерых почв использовались данные по плотности почвы, содержания органического вещества и ОГХ, полученной капилляриметрическим методом (Трошина, 2009), а для дерново-подзолистых почв использовались еще и данные по гранулометрическому составу.

Глава 5

Результаты и обсуждение

5.1. Полевой эксперимент

В результате проведения полевого заливочного эксперимента была получена динамика влажности почвы по профилю монолитов.

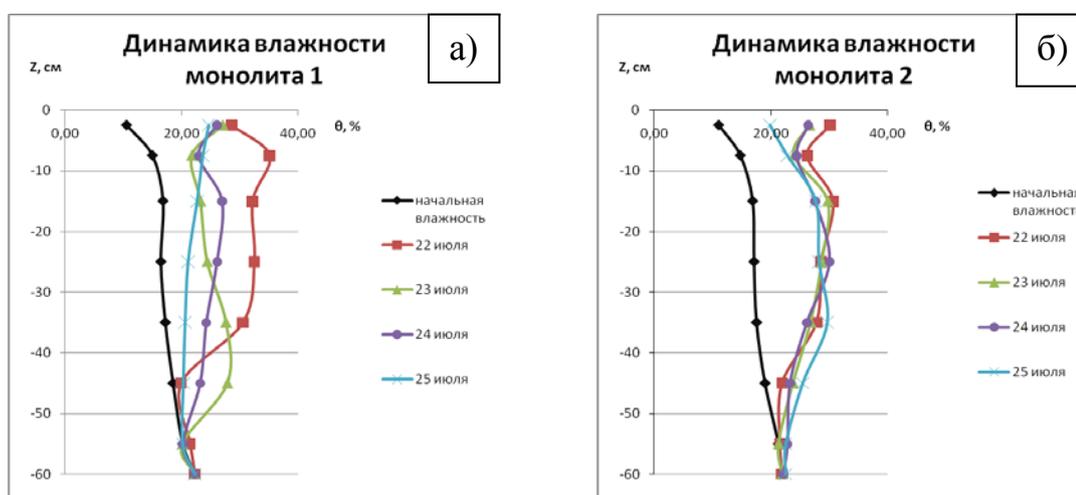


Рисунок 3. Распределение влажности по профилю серой лесной почвы до и после полива (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

Распределения влажности по профилю серой лесной почвы показали, что при отсутствии напора на поверхности почвы сначала увлажнились верхние слои, а затем вода постепенно переместилась вниз по профилю. На последние сутки после процесса инфильтрации влага продвинулась на глубину до 30 см (рисунок 3). А в монолите с напорной инфильтрацией не наблюдалось значительных изменений в показаниях влажности во времени. При наличии гидрав-

лического напора вода, по-видимому, быстрее двигалась по путям преимущественного потока, макропорам и трещинам. На графике видно, что уже на следующие сутки профиль увлажнился до 40 см. А в последующие дни влага уже незначительно перемещалась вниз по профилю.

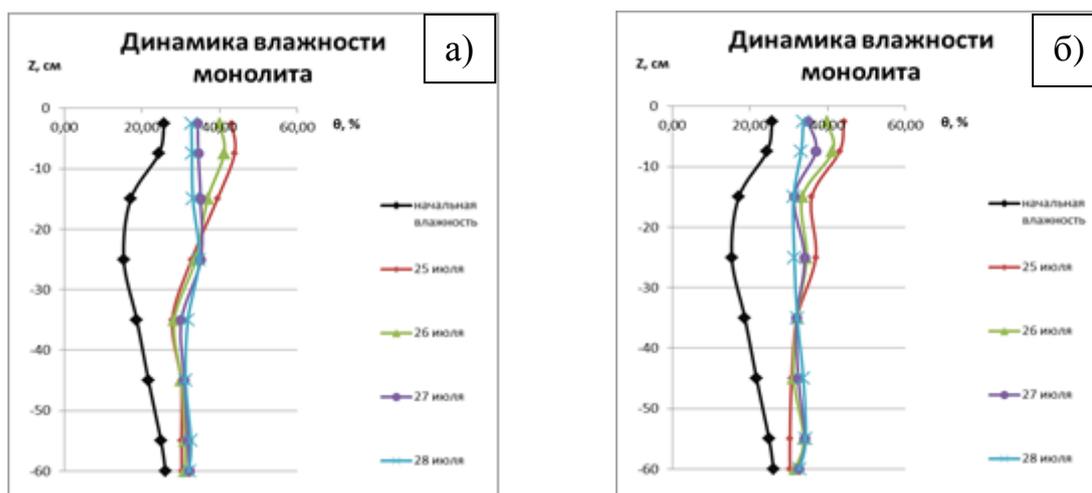


Рисунок 4. Распределение влажности по профилю дерново-подзолистой почвы до и после полива (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

Аналогичная ситуация наблюдалась и для дерново-подзолистой почвы (рисунок 4). В первые сутки при безнапорном поливе увлажнились только верхние слои, а затем вода постепенно уходила вниз. При наличии гидравлического напора на поверхности почвы влага продвинулась в первые же сутки до 30 см.

После проведения фильтрационного эксперимента послойно (на глубине 0, 5, 10, 20, 30, 40, 50 см) снимаются слои монолита и с помощью микробура снимаются по сетке (25 образцов с каждого слоя) показания влажности (микропробы) для исследования пространственного распределения влаги.

Мы исходили из предположения, что при напорной фильтрации, движение влаги будет осуществляться по макропорам и трещинам, которые при ненапорной фильтрации проявляться не будут. Вследствие проявления гидрологической роли макропор и трещин при напорной фильтрации вода будет распределена на определенных глубинах более неравномерно: будут проявляться зоны, приуроченные к преимущественным потокам, транспортные, которые должны быть увлажненными.

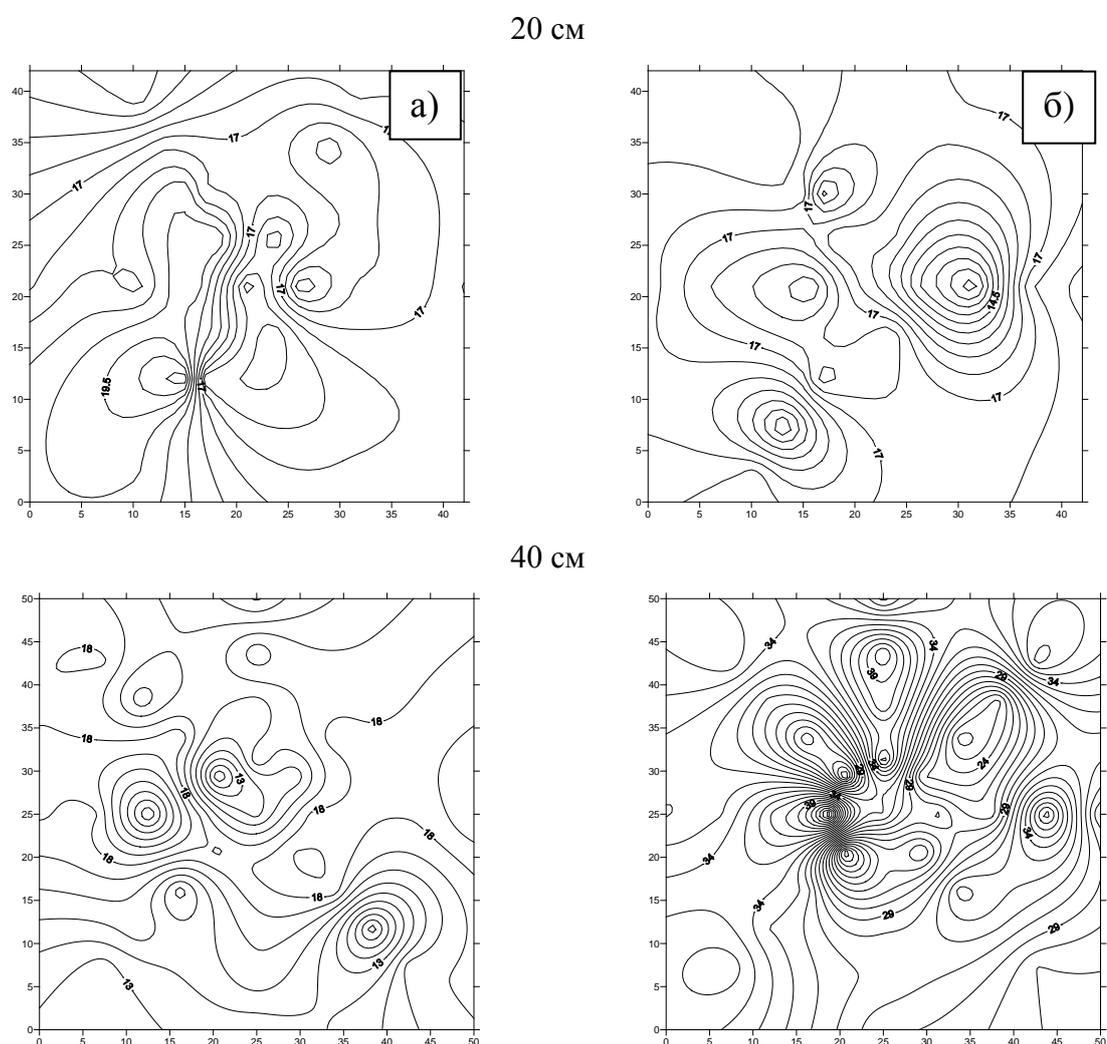


Рисунок 5. Пространственное варьирование влажности серой лесной почвы в масштабе почвенного монолита через 5 суток после полива (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации) на глубинах 20 см и 40 см.

Должны существовать и зоны более сухие, в которые влаги за счет горизонтального рассасывания проникала медленно. Они будут оставаться более сухими. Вследствие этих процессов варьирование влажности на соответствующих глубинах при малонапорной фильтрации должно быть большим.

Анализ топоизоплет значений влажности (рисунок 5) показал, что наибольшим варьированием значений влажности (особенно в нижних слоях) характеризуется монолит с наличием напора на поверхности, что связано с преимущественными потоками при малонапорной инфильтрации.

В случае дерново-подзолистой почвы после напорной инфильтрации наблюдаются большие участки увлажнения (голубая окраска) на глубине 20 см (рисунок 6). Это связано с формированием преимущественных путей при миграции, что и приводит к формированию увлажненных и сухих зон в почве.

При отсутствии напора на поверхности монолита влага увлажнила только верхние слои. На глубине 20-30 см влага незначительно продвинулась вниз.

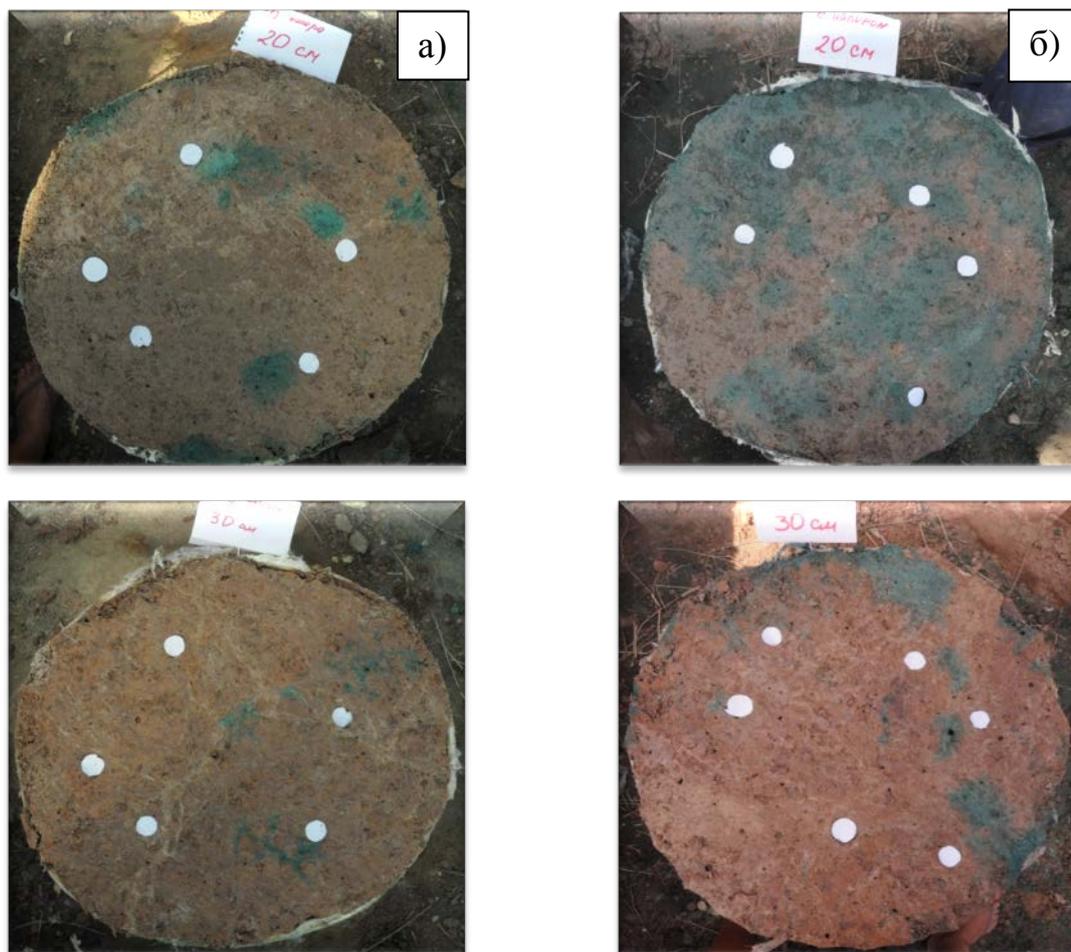


Рисунок 6. Пространственное варьирование влажности дерново-подзолистой почвы через 5 суток после полива (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации) на глубинах 20 и 30 см (синим цветом обозначены преимущественные пути миграции. Объяснение в тексте).

Пространственное распределение влажности по профилю серых лесных почв в конце эксперимента (рисунок 7) показывает, что при наличии напора наблюдается широкие характеристики варьирования влажности. Широкие характеристики минимума и максимума, особенно в нижней части профиля (на глубинах 50 и 60 см кватиль и размах составляли около 4-6 и 15-18%), свидетельствуют о том, что при малонапорной инфильтрации возникают преимущественные потоки влаги по отдельным, наиболее крупным порам. Поэтому

вода движется неравномерно, формируются участки с повышенным увлажнением и сухие зоны.

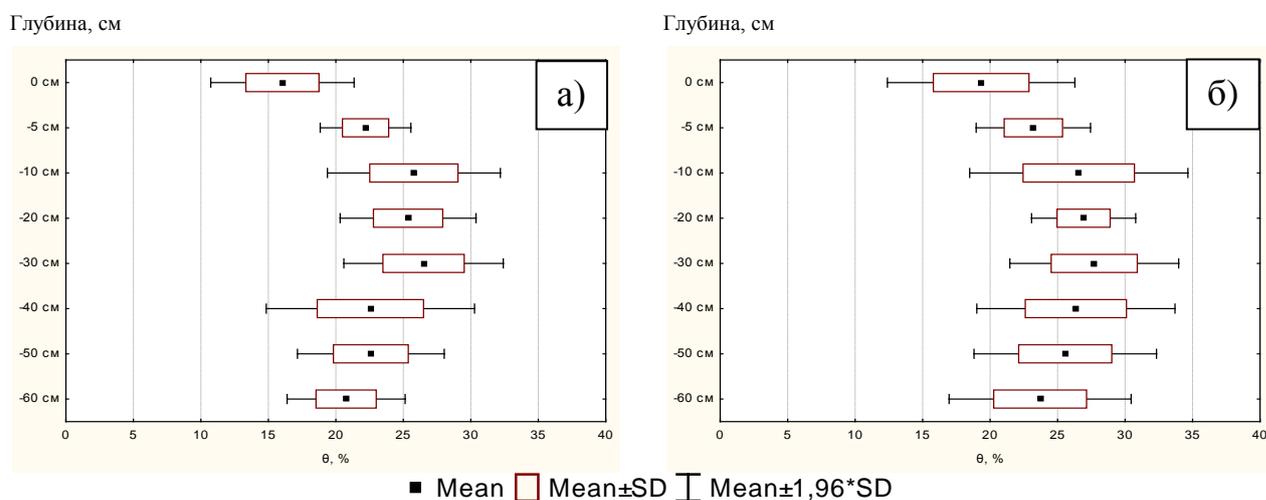


Рисунок 7. Статистики распределения влажности по слоям профиля серой лесной почвы через 5 суток после полива (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

При отсутствии напора на верхней границе наблюдается меньшее варьирование влажности по профилю почвы (на глубинах 50 и 60 см квантиль и размах составляли около 2-4 и 5-10%).

Для дерново-подзолистых почв пространственное распределение влажности по профилю так же показывает, что при малонапорной инфильтрации статистические показатели варьирования влажности более значительны (на глубинах 40 и 50 см размах составил около 15-17%). Это подтверждает, что при наличии напора на поверхности почвы проявляются преимущественные потоки влаги. При этом влага переносится по отдельным водным «тяжам», каналам макропор и трещинам. Формируется нестабильный фронт увлажнения, при котором движение воды является более быстрым, чем в основной массе почвы. Поэтому в нижней части профиля наблюдаются участки с повышенной влажностью.

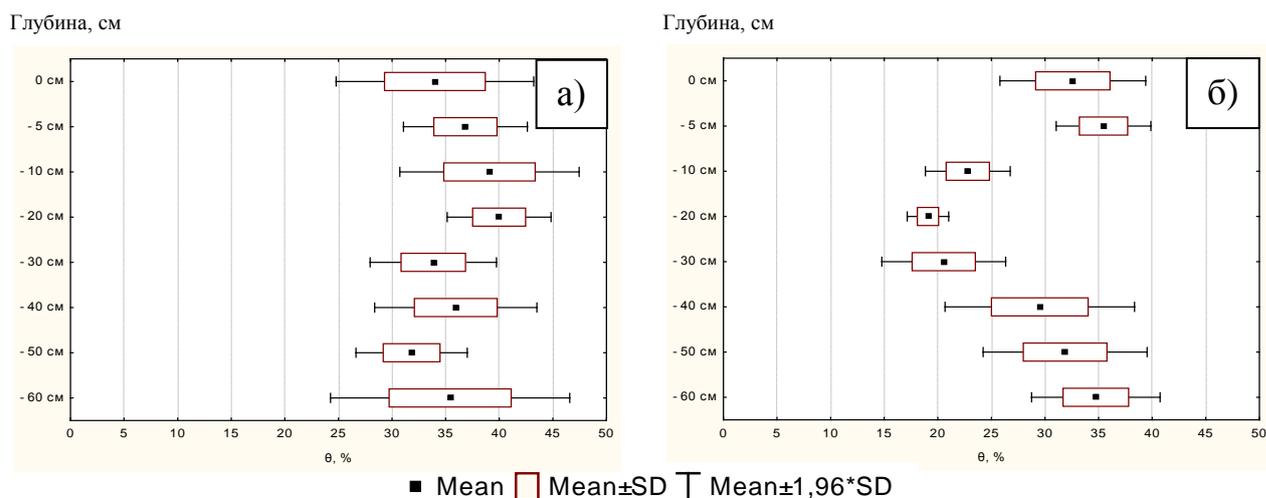


Рисунок 8. Статистики распределения влажности по слоям профиля дерново-подзолистой почвы через 5 суток после полива (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

При безнапорной инфильтрации наблюдается меньшее варьирование влажности (на глубине 50 см квартиль и размах составляли около 2-4 и 7-12%), так как вода медленнее и равномернее движется по толще почвы и промачивает весь профиль равномерно.

Сравнение влажности по слоям влажности для 2-х монолитов по t-критерию показало достоверность отличий между распределениями влаги после фильтрационного эксперимента при различных условиях на верхней границе.

5.2. Модельный эксперимент

В результате проведения лабораторных экспериментов были получены следующие свойства исследуемых почв: ОГХ, гидрологи-

ческие константы, данные по гранулометрическому составу, содержанию углерода и плотности почвы.

Далее, в качестве экспериментального обеспечения модели использовали семь вариантов получения данных ОГХ, описанных выше (см. гл.4).

Для решения задачи исследования необходимо выяснить, какое экспериментальное обеспечение даст наилучшую сходимость с полевыми данными.

5.2.1. Получение ОГХ капилляриметрическим методом в зондовом варианте

Была получена основная гидрофизическая характеристика почв (рисунок 9, 10) на глубинах 0, 10, 20, 30, 40 и 50 см. Верхняя часть ОГХ была получена методом десорбции паров воды над солями (K_2SO_4 , KCl , NH_4Cl , $Ca(NO_3)_2$, $MgCl_2$).

Нижняя часть ОГХ в первом случае была получена с помощью капилляриметров в зондовом варианте. Этот метод определения ОГХ, как указывают некоторые авторы, дает наилучшую сходимость модели и эксперимента (Шеин, Гудима, Мокеичев, 1993). В результате лабораторного определения свойств исследуемых почв были получены зависимости влажности от давления почв (рисунок 9, 10).

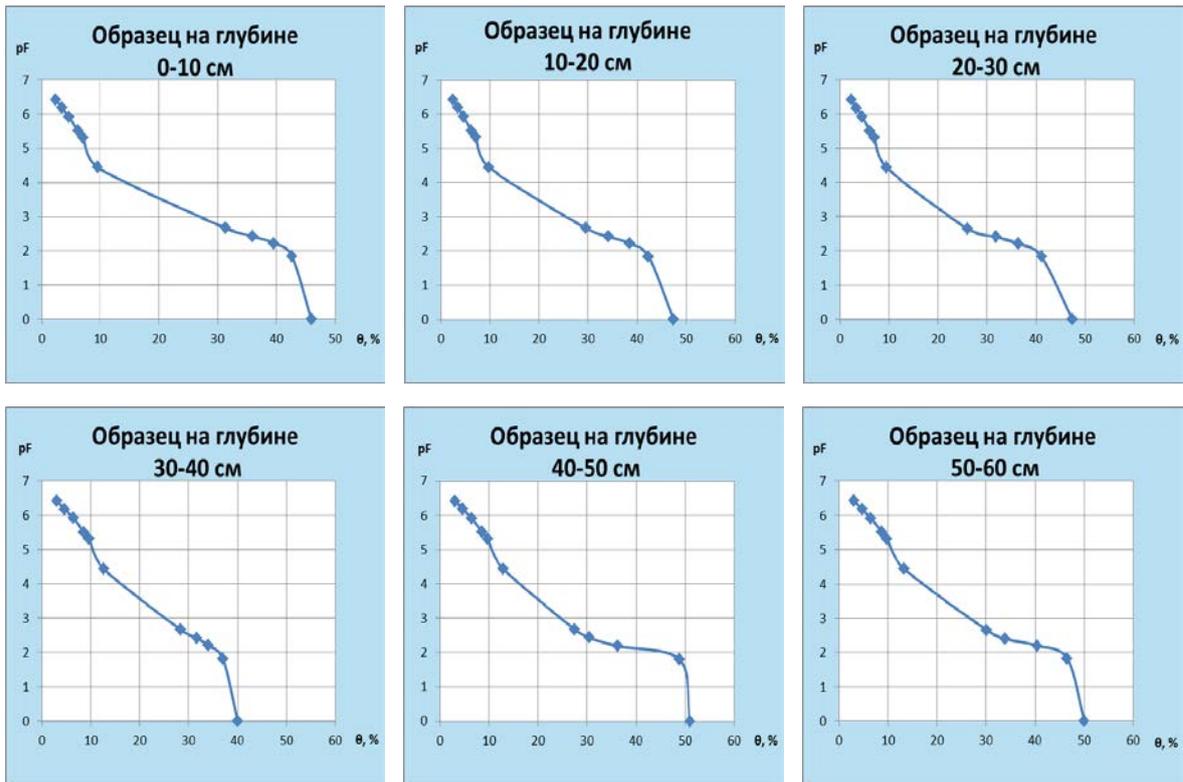


Рисунок 9. Определение основной гидрофизической характеристики серой лесной почвы методом капилляриметров.

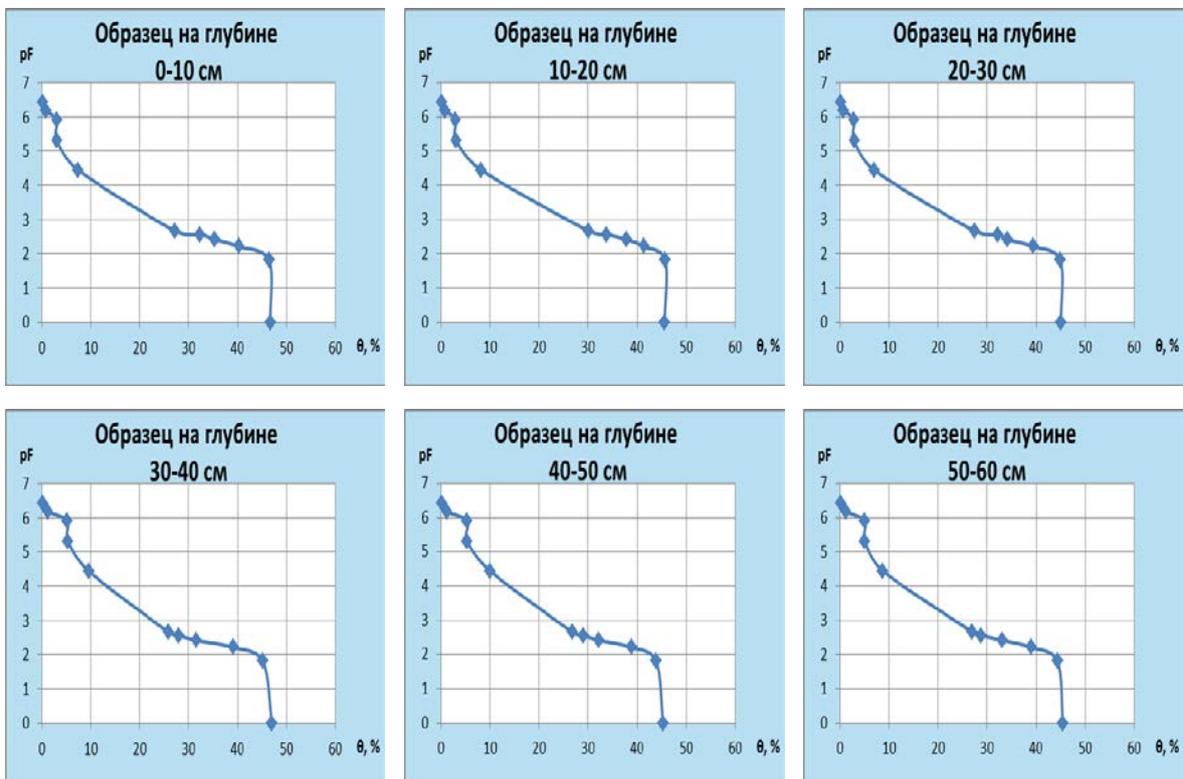


Рисунок 10. Определение основной гидрофизической характеристики дерново-подзолистой почвы методом капилляриметров.

Для использования данных ОГХ, полученной данным методом, для математического моделирования в программе HYDRUS 1D следует посчитать параметры ван Генухтена. Для этого необходимо ее аппроксимировать данные ОГХ для серой лесной и дерново-подзолистой почв в программе RET C (van Genuchten, Leij, Yates, 1991) (рисунок 11, 12).

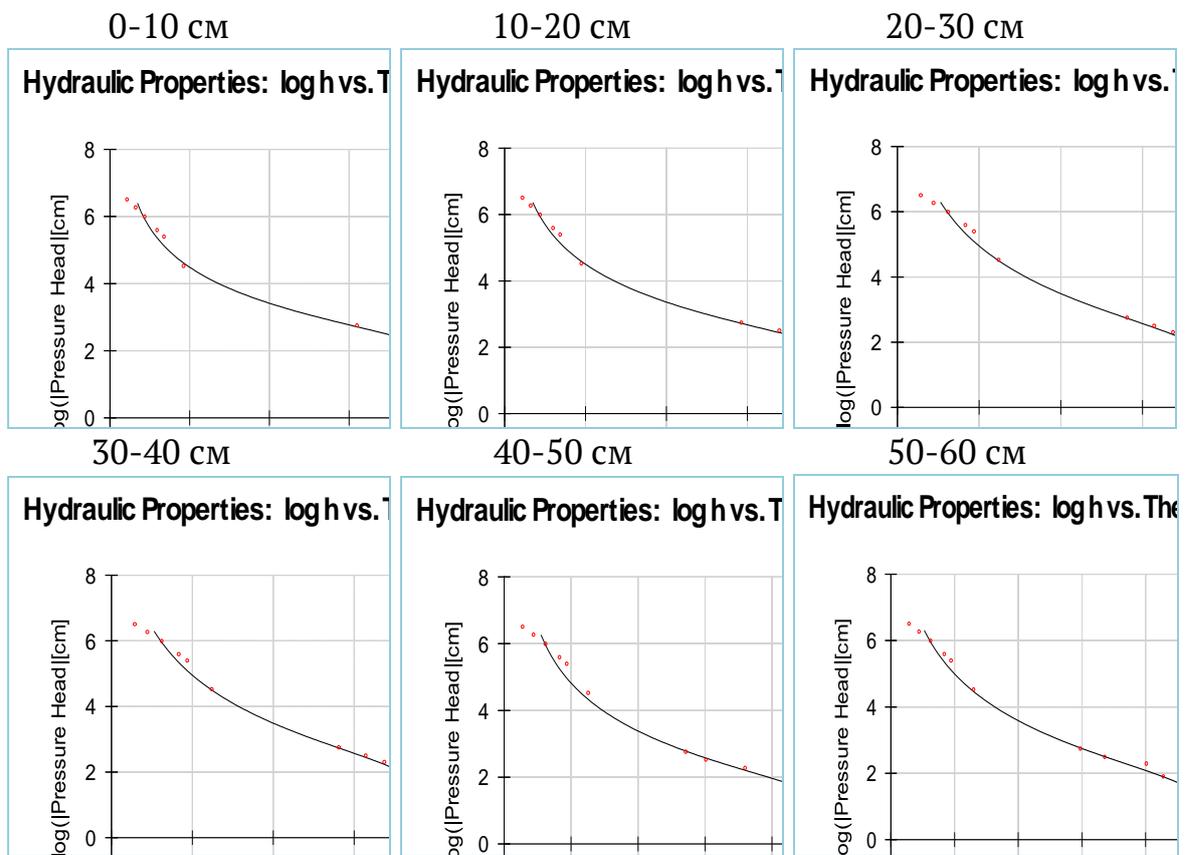


Рисунок 11. Аппроксимация основной гидрофизической характеристики серой лесной почвы, полученной методом капилляриметров в программе RET C.

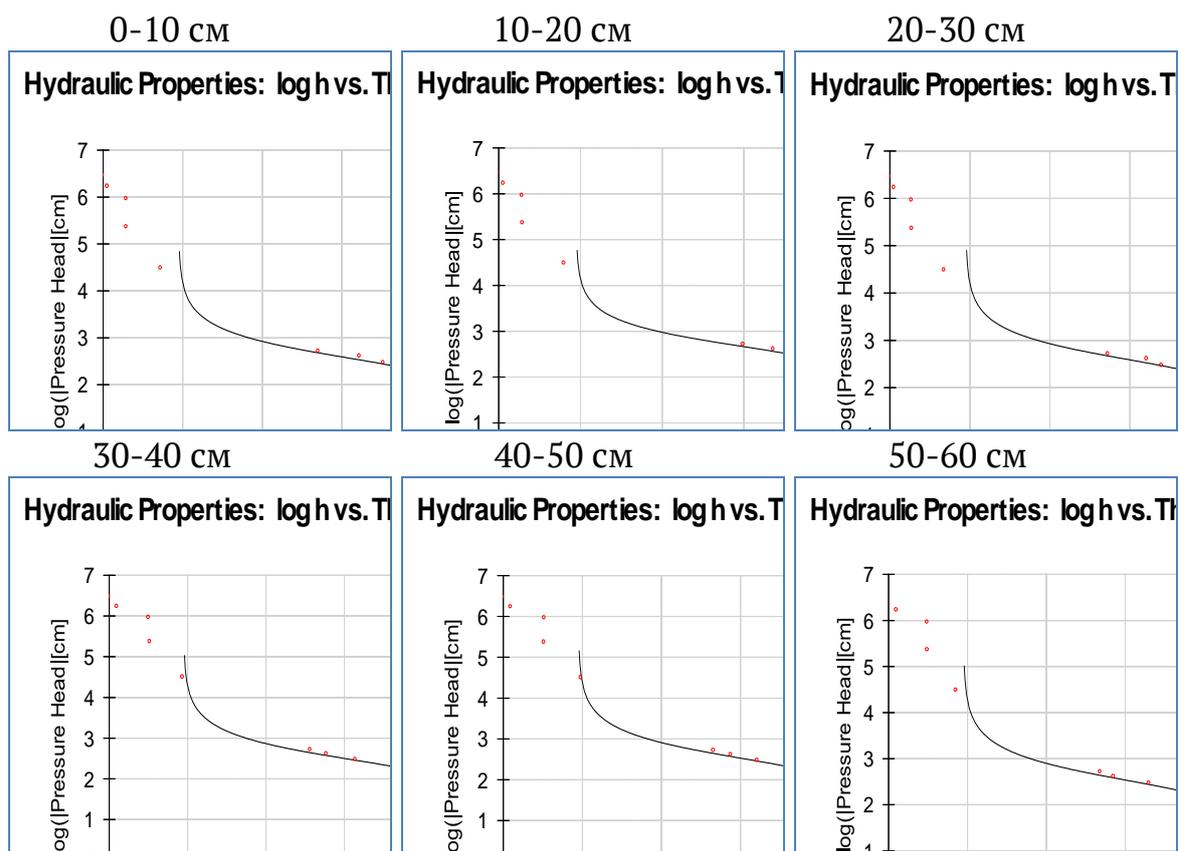


Рисунок 12. Аппроксимация основной гидрофизической характеристики дерново-подзолистой почвы, полученной методом капилляриметров в программе RET C.

Параметры аппроксимации ОГХ (параметры ван Генухтена), полученной методом капилляриметров, использовались для первого варианта модели (таблица 6, 7).

Таблица 6

Параметры аппроксимации ОГХ, полученной методом капилляриметров, для серой лесной почвы.

Глубина/параметр	θ_r	θ_s	α	n
0-10 см	0,0118	0,4596	0,0062	1,3096
10-20 см	0,0064	0,4744	0,0103	1,2781
20-30 см	-	0,4005	0,0092	1,2068
30-40 см	-	0,4005	0,0092	1,2068
40-50 см	0,0192	0,5260	0,0282	1,2439
50-60 см	-	0,5173	0,0220	1,2138

Параметры аппроксимации ОГХ, полученной методом капилляриметров, для дерново-подзолистой почвы.

Глубина/параметр	θ_r	θ_s	α	n
0-10 см	0,4672	0,0037	2,0784	0,4672
10-20 см	0,4564	0,0029	2,1661	0,4564
20-30 см	0,4511	0,0036	2,0604	0,4511
30-40 см	0,4707	0,0050	1,9520	0,4707
40-50 см	0,4533	0,0045	1,9250	0,4533
50-60 см	0,4549	0,0042	1,9844	0,4549

В результате математического моделирования движения влаги по профилю почвы с использованием данных ОГХ, полученной методом капилляриметров, получились следующие графики (рисунок 13, 14):

а)

б)

Profile Information: Water Conte

Profile Information: Water Conter

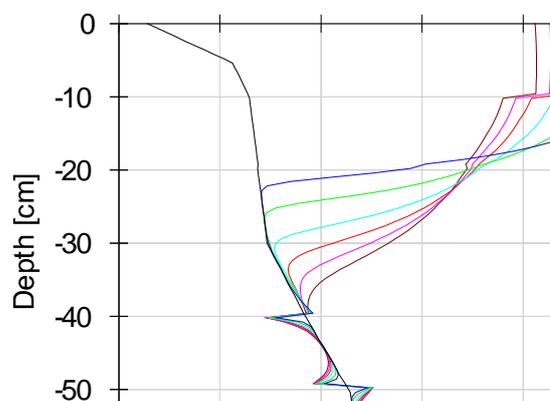
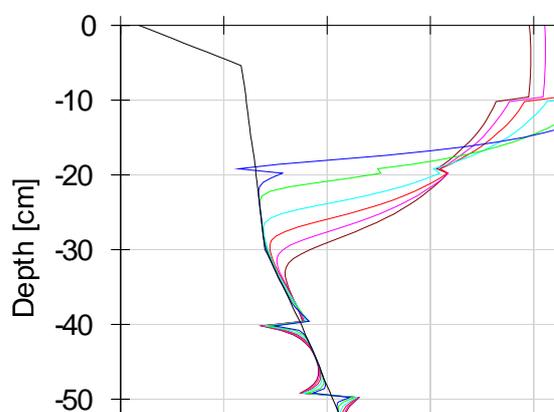


Рисунок 13. Распределение рассчитанной по программе HYDRUS влажности по профилю серой лесной почвы при использовании ОГХ, полученной методом капилляриметров (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

В случае моделирования инфильтрации по профилю серой лесной почвы на графике видно, что не было полного насыщения верхнего слоя почвы. Она равномерно увлажнялась, фронт насыщения

дошел почти до 35 см при отсутствии напора (рисунок 13а) и до 40 см - при наличии напора 5 см (рисунок 13б).

При сравнении распределения влажности в полевом эксперименте (рисунок 3) и полученного в результате математического моделирования в программе HYDRUS (рисунок 13) оказалось, что они сильно различаются. Расчетные данные оказались ниже экспериментальных. Увлажнение монолитов происходило по всему профилю, а программа этого не учла.

Среднеквадратическая ошибка для первого монолита составила 0,0586, а для второго монолита – 0,0541.

а)

б)

Profile Information: Water Conte Profile Information: Water Conter

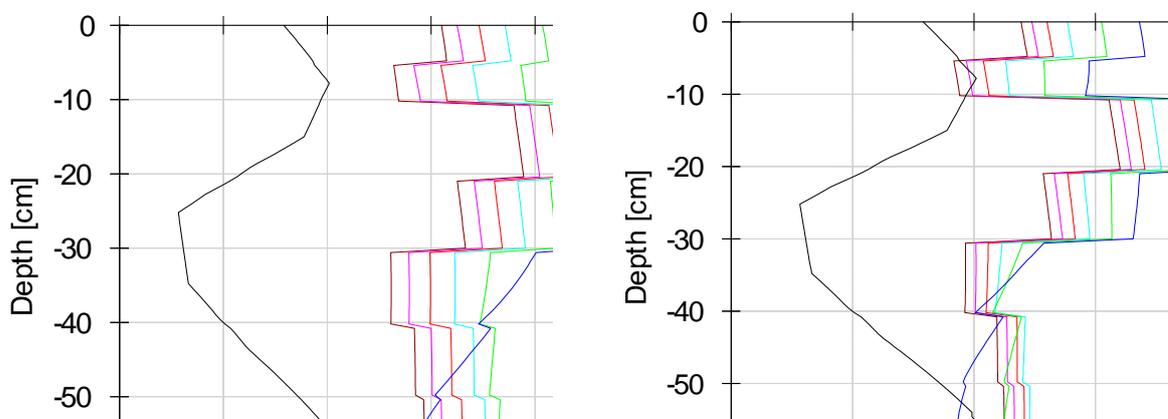


Рисунок 14. Распределение рассчитанной по программе HYDRUS влажности по профилю дерново-подзолистой почвы при использовании ОГХ, полученной методом капилляриметров (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

При моделировании процесса инфильтрации по профилю дерново-подзолистой почвы видно, что отсутствию напора на поверхности почвы монолита верхние слои достигли полного насы-

щения. Она равномерно увлажнялась, фронт насыщения дошел почти до 30 см (рисунок 14а).

При напорной фильтрации дерново-подзолистые почвы влага проскочила верхние слои и прошла по всему профилю почвы (рисунок 14б).

При сравнении распределения влажности в полевом эксперименте (рисунок 4) и полученного в результате математического моделирования в программе HYDRUS (рисунок 14) оказалось, что они различаются не существенно. Расчетные данные оказались схожи с экспериментальными.

Среднеквадратическая ошибка для первого монолита составила 0,0418, а для второго монолита – 0,0696.

5.2.2. Получение ОГХ методом тензиостатов

Во втором случае верхняя часть ОГХ также была получена методом десорбции паров воды над солями, а нижняя часть ОГХ была получена методом тензиостатов.

Для использования полученных данных ОГХ при математическом моделировании в программе HYDRUS 1D также была проведена процедура аппроксимации в программе RET C (рисунок 15).

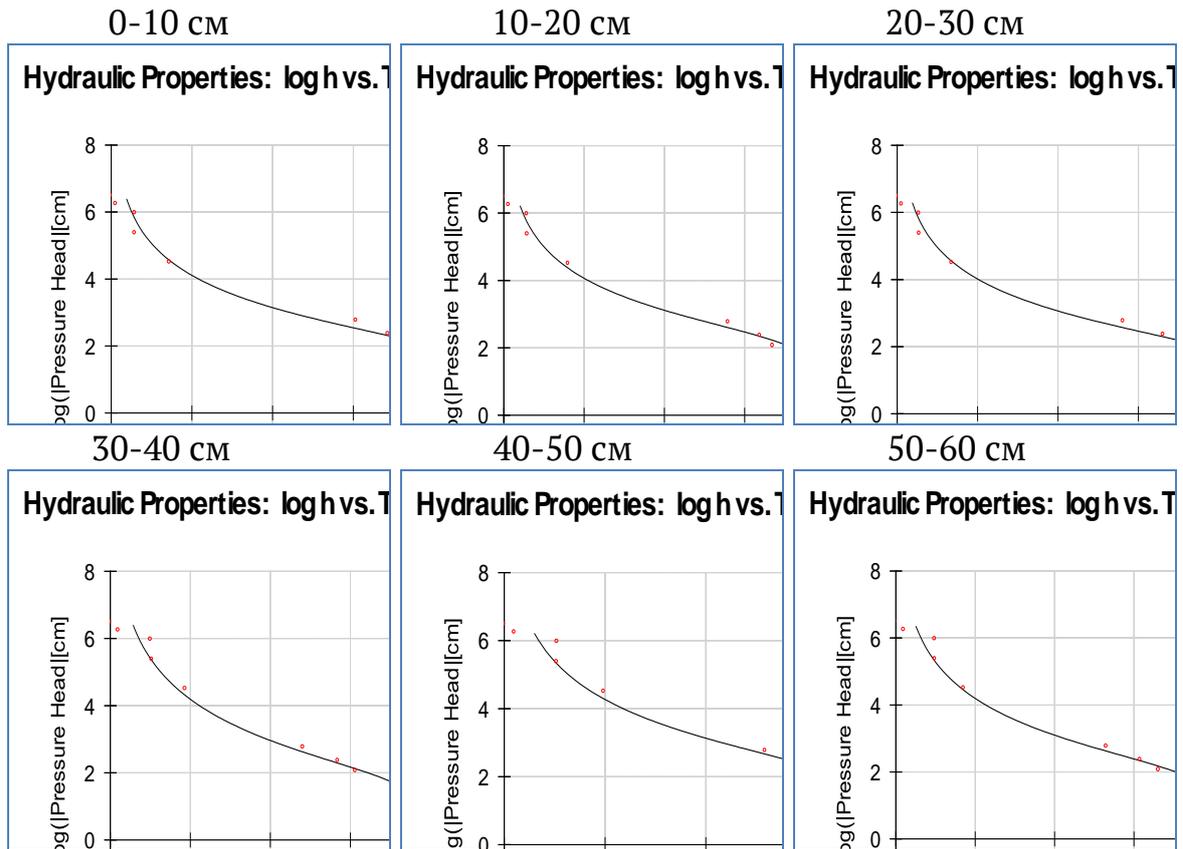


Рисунок 15. Аппроксимация основной гидрофизической характеристики дерново-подзолистой почвы, полученной методом тензиостатов в программе RET C.

Параметры аппроксимации ОГХ (параметры ван Генухтена), полученной методом тензиостатов, использовались для второго варианта модели (таблица 8, 9).

Таблица 8
Параметры аппроксимации ОГХ, полученной методом тензиостатов, для серой лесной почвы.

Глубина/параметр	θ_r	θ_s	α	n
0-10 см	-	0,3441	0,0077	1,3279
10-20 см	-	0,3441	0,0077	1,3279
20-30 см	-	0,3891	0,0146	1,2630
30-40 см	-	0,3891	0,0146	1,2630
40-50 см	-	0,3891	0,0146	1,2630
50-60 см	-	0,3891	0,0146	1,2630

Параметры аппроксимации ОГХ, полученной методом тензиостатов, для дерново-подзолистой почвы.

Глубина/параметр	θ_r	θ_s	α	n
0-10 см	-	0,4680	0,0010	1,3162
10-20 см	-	0,3995	0,0062	1,3235
20-30 см	-	0,4652	0,0119	1,3192
30-40 см	-	0,4008	0,0176	1,2476
40-50 см	-	0,3691	0,0069	1,2693
50-60 см	-	0,4140	0,0107	1,2775

Математическое моделирование движения влаги по профилю почвы с использованием данных ОГХ, полученной методом тензиостатов, дало следующие результаты (рисунок 16, 17):

а)

б)

Profile Information: Water Conte

Profile Information: Water Conte

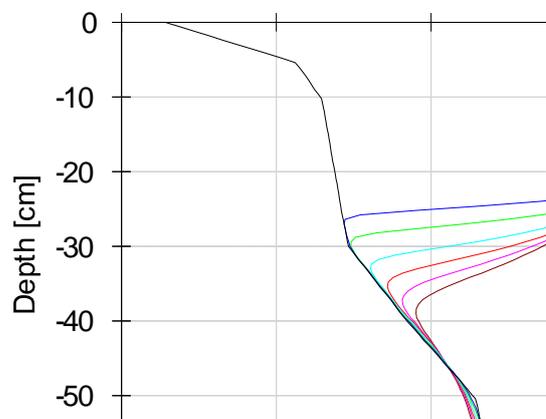
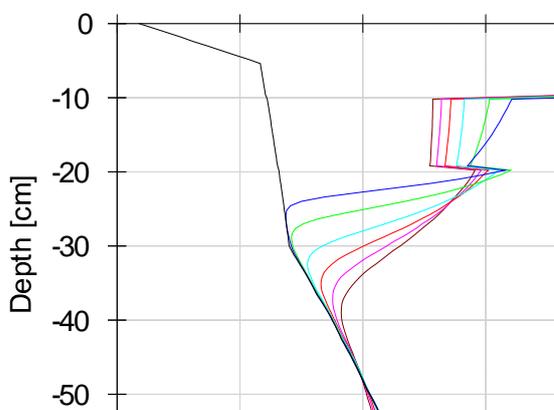


Рисунок 16. Распределение рассчитанной по программе HY-DRUS влажности по профилю серой лесной почвы при использовании ОГХ, полученной методом тензиостатов (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

При малонапорной инфильтрации серой лесной почвы было полное насыщение верхнего слоя почвы. Она равномерно увлажнялась, фронт насыщения дошел сначала до 10 см при отсутствии

напора, а затем влага продвинулась до 40 см (рисунок 16а). При наличии напора воды на поверхности почва увлажнилась в первые сутки до 25 см, а затем до 40 см (рисунок 16б).

Среднеквадратическая ошибка для первого монолита составила 0,0536, а для второго монолита – 0,0335.

При малонапорной инфильтрации дерново-подзолистой почвы было полное насыщение верхнего слоя почвы. Она равномерно увлажнялась, фронт насыщения дошел сначала до 5 см при отсутствии напора, а затем влага продвинулась до 25 см (рисунок 17а). При наличии напора воды на поверхности верхние слои почвы также полностью увлажнились, вода быстро прошла вниз по макропорам, фронт насыщения дошел до 40 см (рисунок 17б).

а)

б)

Profile Information: Water Conte Profile Information: Water Center

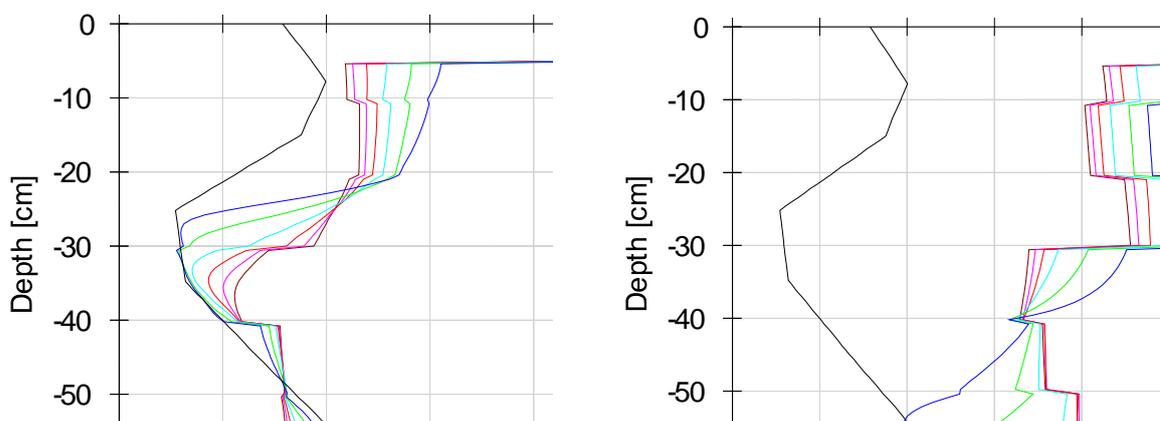


Рисунок 17. Распределение рассчитанной по программе HY-DRUS влажности по профилю дерново-подзолистой почвы при использовании ОГХ, полученной методом тензиостатов (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

При сравнении распределения влажности в полевом эксперименте (рисунок 4) и полученного в результате математического мо-

делирования в программе HYDRUS (рисунок 17) оказалось, что они значительно различаются. Расчетные данные оказались выше экспериментальных.

Среднеквадратическая ошибка для первого монолита составила 0,0918, а для второго монолита – 0,0814.

5.2.3. Получение ОГХ методом центрифугирования

В третьем случае верхняя часть ОГХ была также получена методом десорбции паров воды над солями, а нижняя часть ОГХ была получена методом центрифугирования (рисунок 18, 19).

В результате лабораторных исследований получились следующие графики ОГХ для исследуемых типов почв (рисунок 18, 19):



Рисунок 18. Определение основной гидрофизической характеристики серой лесной почвы методом центрифугирования.

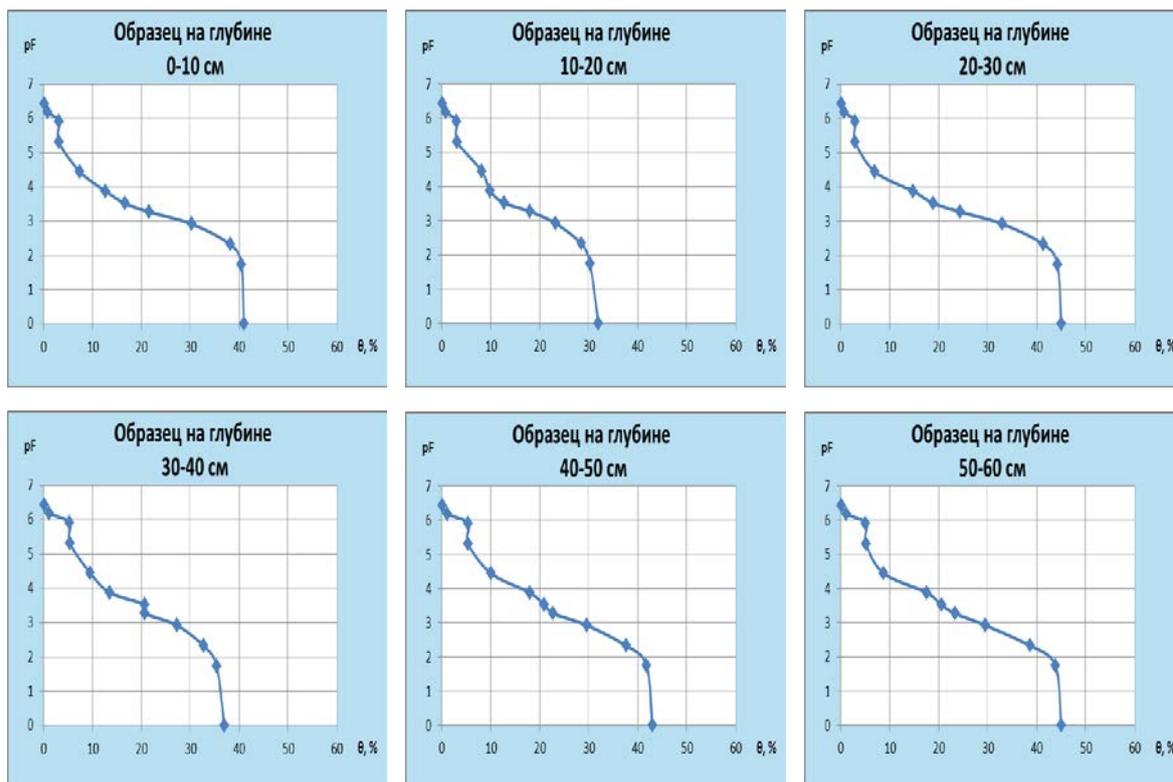


Рисунок 19. Определение основной гидрофизической характеристики дерново-подзолистой почвы методом центрифугирования.

Для использования полученных данных ОГХ при моделировании в программе HYDRUS 1D необходима аппроксимация в программе RET C (рисунок 20, 21).

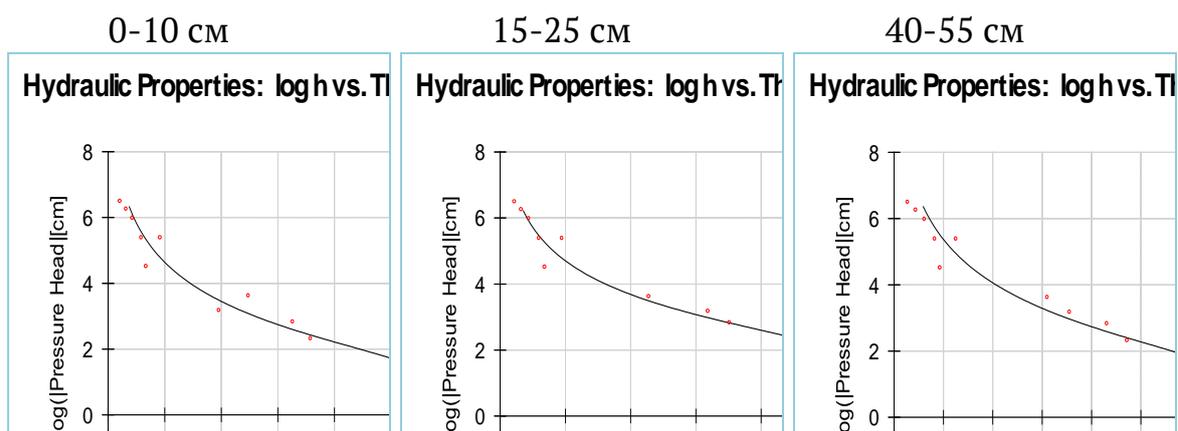


Рисунок 20. Аппроксимация основной гидрофизической характеристики серой лесной почвы, полученной методом центрифугирования в программе RET C.

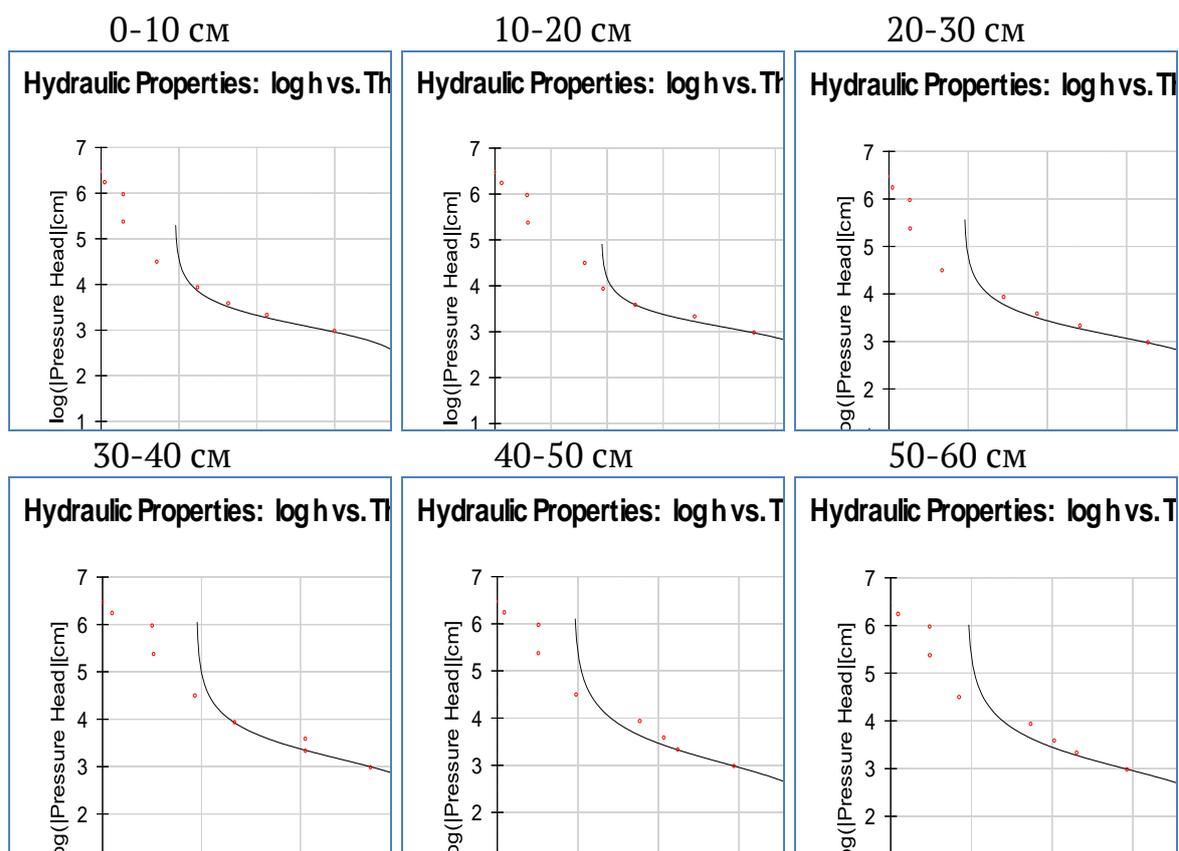


Рисунок 21. Аппроксимация основной гидрофизической характеристики дерново-подзолистой почвы, полученной методом центрифугирования в программе RET C.

Параметры аппроксимации ОГХ (параметры ван Генухтена), полученной методом капилляриметров, использовались для третьего варианта модели (таблица 10, 11).

Таблица 10

Параметры аппроксимации ОГХ, полученной методом центрифугирования, для серой лесной почвы.

Глубина/параметр	θ_r	θ_s	α	n
0-10 см	-	0,6119	0,0295	1,2529
10-20 см	-	0,5807	0,0075	1,2964
20-30 см	-	0,7244	0,0234	1,2300
30-40 см	-	0,7244	0,0234	1,2300
40-50 см	-	0,7244	0,0234	1,2300
50-60 см	-	0,7244	0,0234	1,2300

Таблица 11

Параметры аппроксимации ОГХ, полученной методом центрифугирования, для дерново-подзолистой почвы.

Глубина/параметр	θ_r	θ_s	α	n
0-10 см	-	0,3968	0,0012	2,1042
10-20 см	-	0,3459	0,0012	2,2689
20-30 см	-	0,2944	0,0010	2,3538
30-40 см	-	0,4318	0,0011	1,9941
40-50 см	-	0,3428	0,0011	1,8445
50-60 см	-	0,4073	0,0016	1,6964

Математическое моделирование движения влаги по профилю почвы с использованием параметров ван Генухтена для ОГХ, полученной методом центрифугирования, дало результаты, показанные на графиках (рисунок 22, 23).

а)

б)

Profile Information: Water Conte

Profile Information: Water Conte

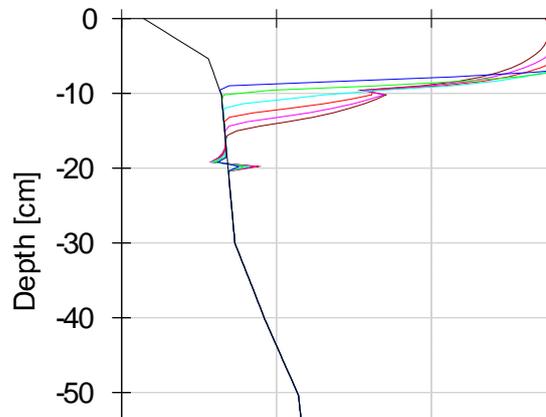
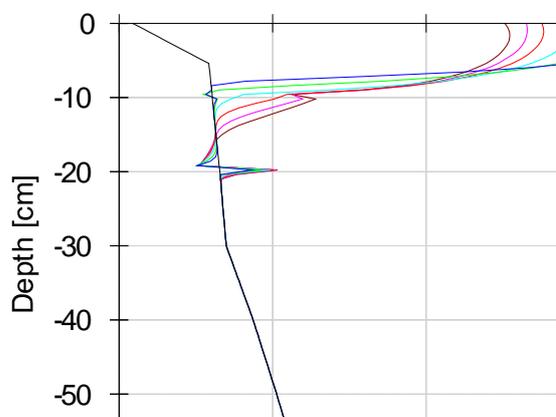


Рисунок 22. Распределение рассчитанной по программе HY-DRUS влажности по профилю серой лесной почвы при использовании ОГХ, полученной методом центрифугирования (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

В случае моделирования инфильтрации по профилю серой лесной почвы на видно, что было полное насыщение верхнего слоя почвы. Она равномерно увлажнялась, фронт насыщения дошел по-

чти до 20 см. При наличии напора вода быстрее проникла в ниже-лежащие слои (рисунок 22).

Среднеквадратическая ошибка для первого монолита составила 0,0856, а для второго монолита – 0,0862.

При моделировании процесса инфильтрации по профилю дерново-подзолистой почвы видно, что при отсутствии напора на поверхности почвы монолита верхние слои достигли полного насыщения. Она равномерно увлажнялась, фронт насыщения дошел до конца исследуемого слоя почвы (рисунок 23а).

а)

б)

Profile Information: Water Content

Profile Information: Water Content

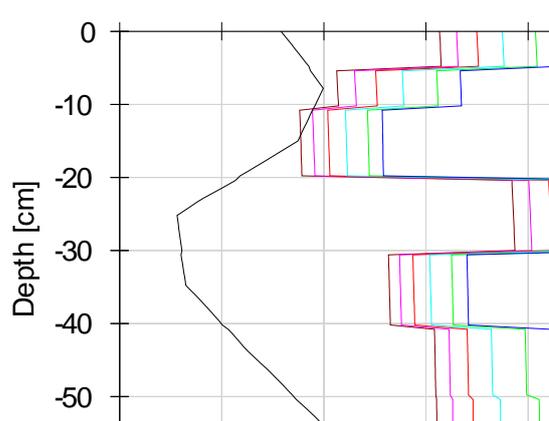
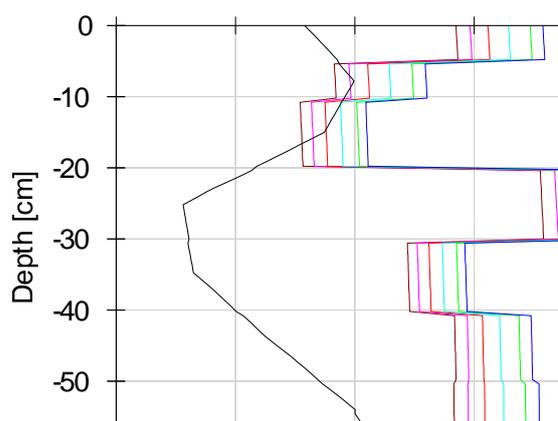


Рисунок 23. Распределение рассчитанной по программе HY-DRUS влажности по профилю дерново-подзолистой почвы при использовании ОГХ, полученной методом центрифугирования (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

При напорной фильтрации дерново-подзолистые почвы влага быстрее проскочила верхние слои и прошла по всему профилю почвы (рисунок 23б).

При сравнении распределения влажности в полевом эксперименте (рисунок 4) и полученного в результате математического мо-

делирования в программе HYDRUS (рисунок 23) оказалось, что они различаются. Расчетные данные оказались выше экспериментальных.

Среднеквадратическая ошибка для первого монолита составила 0,0651, а для второго монолита – 0,0739.

5.2.4. Получение ОГХ по программе Agrootool

В данном варианте случае нижняя часть ОГХ была получена восстановлением кривой по гидрологическим константам НВ и ВЗ, а верхняя часть также получена методом десорбции паров воды над солями.

Гидрологические константы определяли в полевых условиях. По уравнениям программы Agrootool восстановили данные давления почвенной влаги, соответствующие полученным почвенным константам.

Аппроксимацию парных значений влажность-давление почвенной влаги также проводили с помощью программы RET C.

Параметры аппроксимации ОГХ (параметры ван Генухтена), полученной по программе Agrootool, использовались для четвертого варианта модели (таблица 12, 13).

Таблица 12

Параметры аппроксимации ОГХ, полученной по программе Agrootool, для серой лесной почвы.

Глубина/параметр	θ_r	θ_s	α	n
0-10 см	-	0,5344	0,0088	1,5709
10-20 см	-	0,4413	0,0059	1,5890
20-30 см	-	0,4304	0,0015	1,5509
30-40 см	-	0,4210	0,0007	1,5165
40-50 см	-	0,4276	0,0018	1,5260
50-60 см	-	0,4665	0,0111	1,6104

Таблица 13

Параметры аппроксимации ОГХ, полученной по программе Agrootool, для дерново-подзолистой почвы.

Глубина/параметр	θ_r	θ_s	α	n
0-10 см	-	0,4951	0,0037	1,4994
10-20 см	-	0,4962	0,0070	1,3386
20-30 см	-	0,4971	0,0401	1,4383
30-40 см	-	0,4987	0,0041	1,6789
40-50 см	-	0,5014	0,0044	2,4898
50-60 см	-	0,4952	0,0037	3,4415

Математическое моделирование движения влаги по профилю почвы с использованием параметров ван Генухтена для ОГХ, полученной в программе Agrootool, дало результаты, показанные на графиках (рисунок 24, 25).

На рисунках видно, что влага, увлажнив верхние слои почвы, сразу проскочила в глубокие слои (рисунок 24). В течение следующих дней вода постепенно перемещалась вниз по профилю. Условия на верхней границе практически не повлияли на характер передвижения воды.

а)

б)

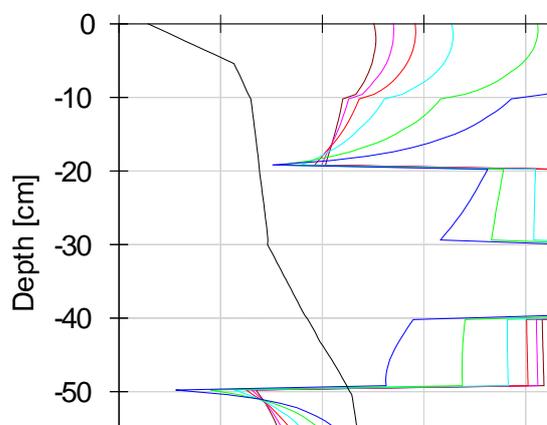
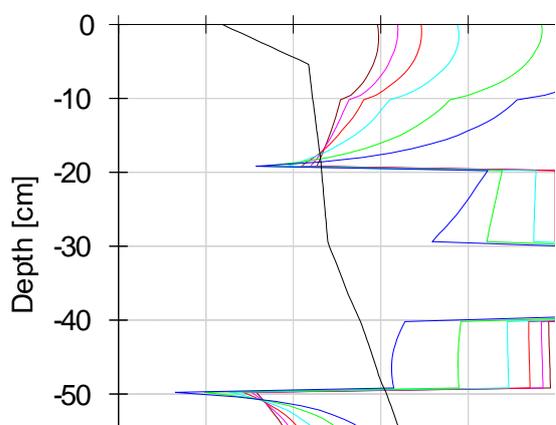
Profile Information: Water Content**Profile Information: Water Content**

Рисунок 24. Распределение рассчитанной по программе HY-DRUS влажности по профилю серой лесной почвы при использовании ОГХ, полученной по программе Agrotool (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

Среднеквадратическая ошибка для первого монолита составила 0,0649, а для второго монолита – 0,0541.

При моделировании процесса инфильтрации по профилю дерново-подзолистой почвы видно, что при отсутствии напора на поверхности почвы монолита верхние слои достигли полного насыщения. Она равномерно увлажнялась, фронт насыщения дошел до 30 см (рисунок 25а).

При напорной фильтрации дерново-подзолистые почвы влага глубже проникла в нижние слои почвы по трещинам и макропорам (рисунок 25б).

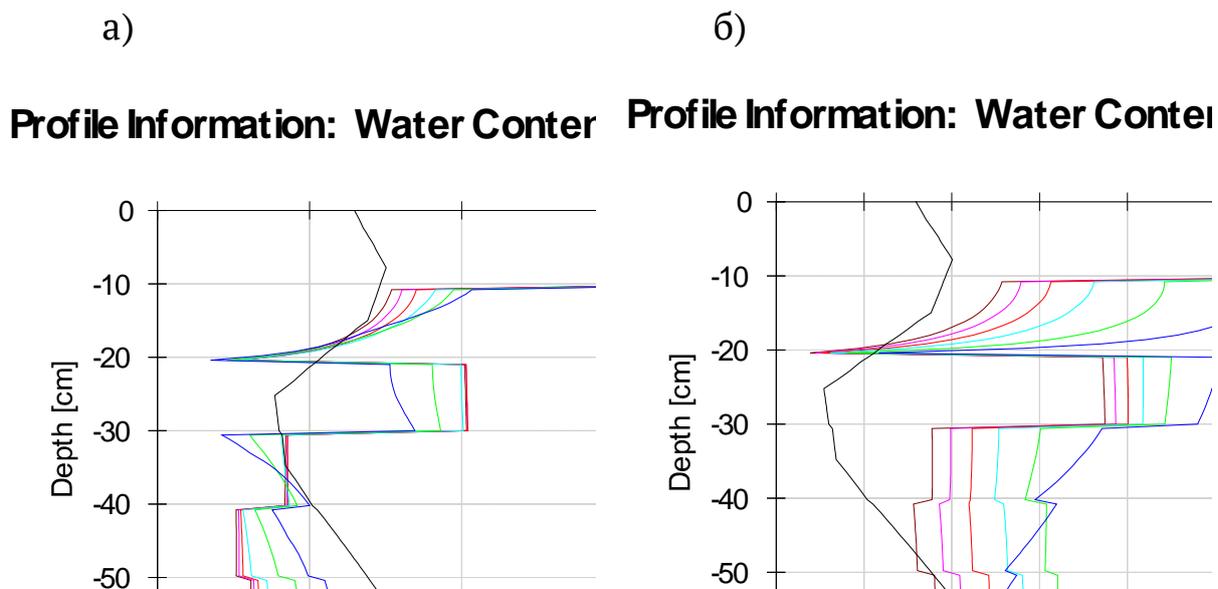


Рисунок 25. Распределение рассчитанной по программе HYDRUS влажности по профилю дерново-подзолистой почвы при использовании ОГХ, полученной по программе Agrotool (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

При сравнении распределения влажности по профилю дерново-подзолистой почвы в полевом эксперименте (рисунок 4) и полученного в результате математического моделирования в программе HYDRUS (рисунок 25) оказалось, что они различаются. Расчетные данные оказались значительно выше экспериментальных.

Среднеквадратическая ошибка для первого монолита составила 0,0986, а для второго монолита – 0,1054.

5.2.5. Получение ОГХ методом «секущих» по Воронину

В пятом случае нижняя часть ОГХ была получена путем восстановления кривой по гидрологическим константам КВ, НВ и ВРК.

Гидрологические константы определялись на основании пределов пластичности. Пределы Аттерберга связаны с состоянием воды в почве (Шеин, 2009). Верхний предел (предел текучести) обусловлен максимальным количеством капиллярной влаги, капиллярно-подпертой влагой. Он соответствует такой почвенно-гидрологической константе, как капиллярная влагоемкость (КВ). А нижний предел пластичности связан с исчезновением капиллярной подвижной влаги, когда начинает доминировать влага в тонких капиллярах и пленках, почва теряет пластичность в этих условиях. Он соответствует влажности разрыва капиллярной связи (ВРК).

Воронин предположил, что каждой энергетической константе, которая выделяет определенную форму воды, должно соответствовать конкретное капиллярно-сорбционное давление влаги (Воронин, 1984) Он выделил три константы: максимальная молекулярная влагоемкость (соответствует ВРК), максимальная капиллярно-сорбционная влагоемкость (соответствует НВ), капиллярная влагоемкость (КВ). С помощью уравнений Воронина, на основании его метода «секущих», по данным полученных гидрологических констант были восстановлены значения соответствующих давлений влаги (таблица 14):

$$pF_{KB} = 2,17,$$

$$pF_{HB} = 2,17 + W_{HB},$$

$$pF_{BPK} = 2,17 + 3W_{BPK},$$

где pF – отрицательный логарифм давления влаги, соответствующий определенной влажности,

W_{HB} – влажность, соответствующая наименьшей влагоемкости

W_{BPK} – влажность, соответствующая влажности разрыва капилляров.

Таблица 14

Парные значения данных по влажности и давлению для определения параметров ОГХ методом «секущих» по Воронину для дерново-подзолистой почвы.

КВ

Глубина	W, %	ср. θ	pF	см.водн.ст.
-2,50	31,81	0,4436	2,1700	147,91
-7,50	31,98	0,4461	2,1700	147,91
-15,00	34,32	0,4706	2,1700	147,91
-25,00	31,86	0,4992	2,1700	147,91
-35,00	31,13	0,4877	2,1700	147,91
-45,00	31,43	0,4798	2,1700	147,91
-55,00	30,05	0,4588	2,1700	147,91
-60,00	30,00	0,4580	2,1700	147,91

НВ

Глубина	W, %	ср. θ	pF	см.водн.ст.
-2,50	31,10	0,4337	2,4810	302,69
-7,50	27,40	0,3821	2,4440	277,97
-15,00	26,45	0,3627	2,4345	271,96
-25,00	24,20	0,3792	2,4120	258,23
-35,00	21,30	0,3337	2,3830	241,55
-45,00	23,70	0,3618	2,4070	255,27
-55,00	24,30	0,3710	2,4130	258,82
-60,00	24,20	0,3694	2,4120	258,23

ВРК

Глубина	W, %	ср. θ	pF	см.водн.ст.
-2,50	22,81	0,3181	2,8543	714,99
-7,50	22,98	0,3205	2,8594	723,50
-15,00	22,86	0,3135	2,8558	717,42
-25,00	20,24	0,3171	2,7771	598,50
-35,00	16,08	0,2519	2,6523	449,04
-45,00	14,46	0,2208	2,6039	401,70
-55,00	14,44	0,2204	2,6032	401,05
-60,00	14,44	0,2204	2,6032	401,05

Для использования данных ОГХ, полученной методом «секущих» по Воронину, в программе HYDRUS 1D необходима их аппроксимация в программе RET C.

Параметры аппроксимации ОГХ (параметры ван Генухтена) использовались для пятого варианта модели (таблица 15, 16).

Таблица 15

Параметры аппроксимации ОГХ, полученной методом «секущих» по Воронину, для серой лесной почвы.

Глубина/параметр	θ_r	θ_s	α	n
0-10 см	-	0,5572	0,0030	5,2781
10-20 см	-	0,4706	0,0032	9,8204
20-30 см	-	0,4480	0,0333	27,0721
30-40 см	-	0,4329	0,0034	30,2483
40-50 см	-	0,4442	0,0034	19,5403
50-60 см	-	0,5092	0,0035	10,2800

Таблица 16

Параметры аппроксимации ОГХ, полученной методом «секущих» по Воронину, для дерново-подзолистой почвы.

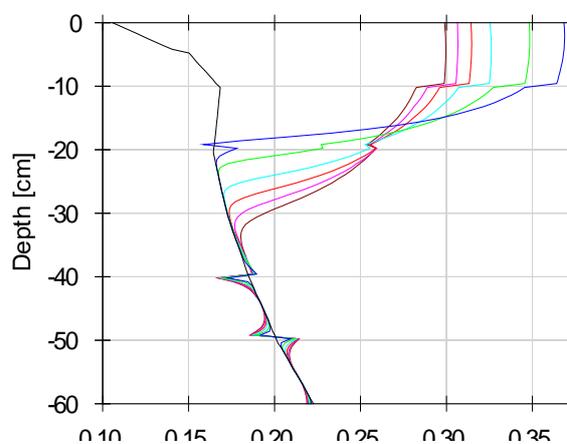
Глубина/параметр	θ_r	θ_s	α	n
0-10 см	-	0,5131	0,0039	1,5194
10-20 см	-	0,5212	0,0080	1,3586
20-30 см	-	0,5247	0,0406	1,4593
30-40 см	-	0,5285	0,0042	1,6969
40-50 см	-	0,5300	0,0045	2,4858
50-60 см	-	0,5192	0,0038	3,4645

Математическое моделирование движения влаги по профилю почвы с использованием параметров ван Генухтена для ОГХ, полученной методом «секущих» по Воронину, дало следующие результаты (рисунок 26, 27).

На графике видно, что было почти полное насыщение верхнего слоя серой лесной почвы. При малонапорной инфильтрации почва равномерно увлажнялась, фронт насыщения за первые сутки дошел почти до 20 см (рисунок 26а). В последующие дни влага продвинулась вниз по профилю и достигла 35 см.

а)

Profile Information: Water Content



б)

Profile Information: Water Content

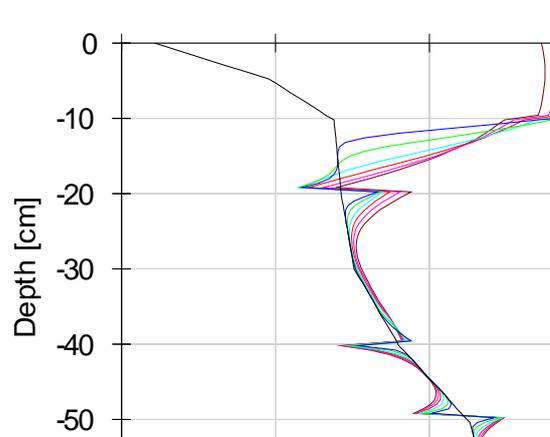


Рисунок 26. Распределение рассчитанной по программе HYDRUS влажности по профилю серой лесной почвы при использовании ОГХ, полученной методом «секущих» по Воронину (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

При напорной инфильтрации влага продвинулась в первые сутки до 12 см (рисунок 26б).

При сравнении распределения влажности по профилю серой лесной почвы в полевом эксперименте (рисунок 3) и полученного в результате математического моделирования в программе HYDRUS (рисунок 26) оказалось, что они значительно различаются. Расчетные данные оказались ниже экспериментальных. Увлажнение монолитов происходило по всему профилю, а программа этого не учла.

Среднеквадратическая ошибка для первого монолита составила 0,0863, а для второго монолита – 0,0794.

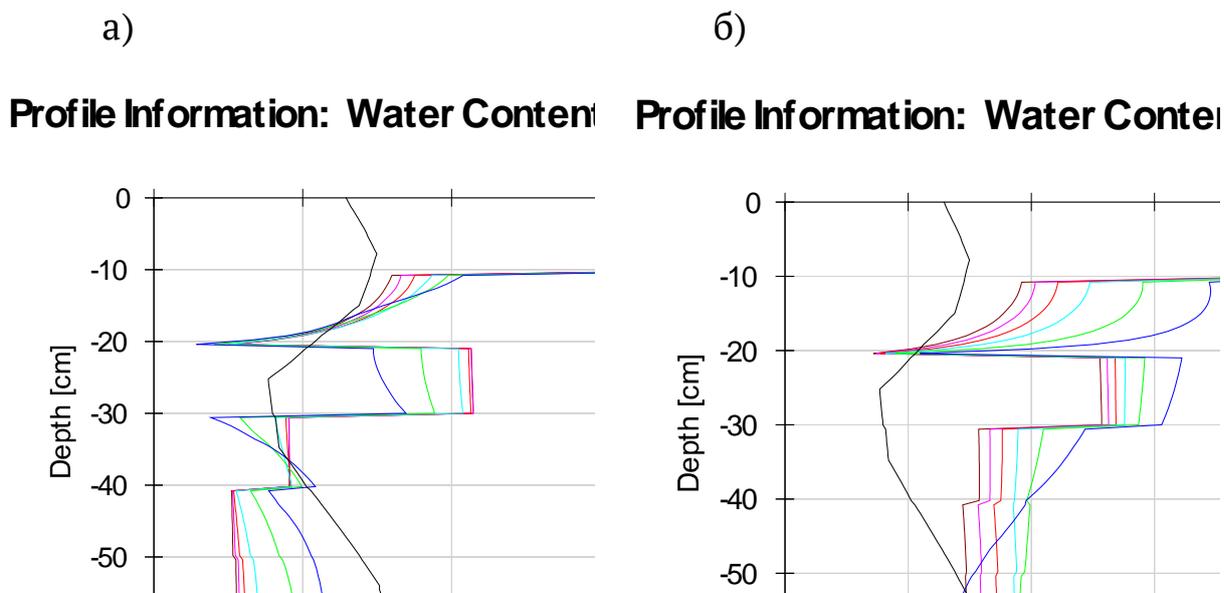


Рисунок 27. Распределение рассчитанной по программе HYDRUS влажности по профилю дерново-подзолистой почвы при использовании ОГХ, полученной методом «секущих» по Воронину (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

При моделировании движения воды по профилю дерново-подзолистой почвы при наличии напора на поверхности монолита получилось, что влага наполнила верхние слои и проскочила в средние на глубину 30 см (рисунок 27б).

При безнапорной инфильтрации увлажнился только верхний слой почвы (рисунок 27а). Также вода незначительно увлажнила элювиальный горизонт.

При сравнении распределения влажности по профилю дерново-подзолистой почвы в полевом эксперименте (рисунок 4) и полученного в результате математического моделирования в программе HYDRUS (рисунок 27) оказалось, что они значительно различаются. Расчетные данные оказались существенно ниже экспериментальных.

Среднеквадратическая ошибка для первого монолита составила 0,1104, а для второго монолита – 0,1145.

5.2.6. Получение ОГХ по базе данных ROSETTA (в HYDRUS 1D)

В шестом случае нижняя часть ОГХ была получена из ПТФ на основании гранулометрического состава по базе данных ROSETTA, встроенной в программу HYDRUS 1D.

Для экспериментального обеспечения этого варианта модели был послойно (на глубинах 0, 10, 20, 30, 40 и 50 см) исследован гранулометрический состав изучаемых почв (рисунок 28, 29, таблица 17, 18).

Гранулометрический состав определяли по международной классификации, так как именно она используется в программе HYDRUS 1D.

Таблица 17
Гранулометрический состав серой лесной почвы

Глубина	Гранулометрический состав			Название по международной классификации
	<0.002	0.002-0.05	>0.05	
0-5	17,39	80,66	1,95	silt loam
5-10	17,35	80,21	2,44	silt loam
10-20	17,21	80,00	2,79	silt loam
20-30	17,63	81,62	0,75	silt loam
30-40	16,00	82,43	1,57	silt loam
40-50	17,35	81,76	0,89	silt loam
50-60	17,32	82,09	0,59	silt loam

Лабораторное изучение механического состава серой лесной почвы показало, что она не дифференцирована по профилю и относится к легкому суглинку (таблица 17).

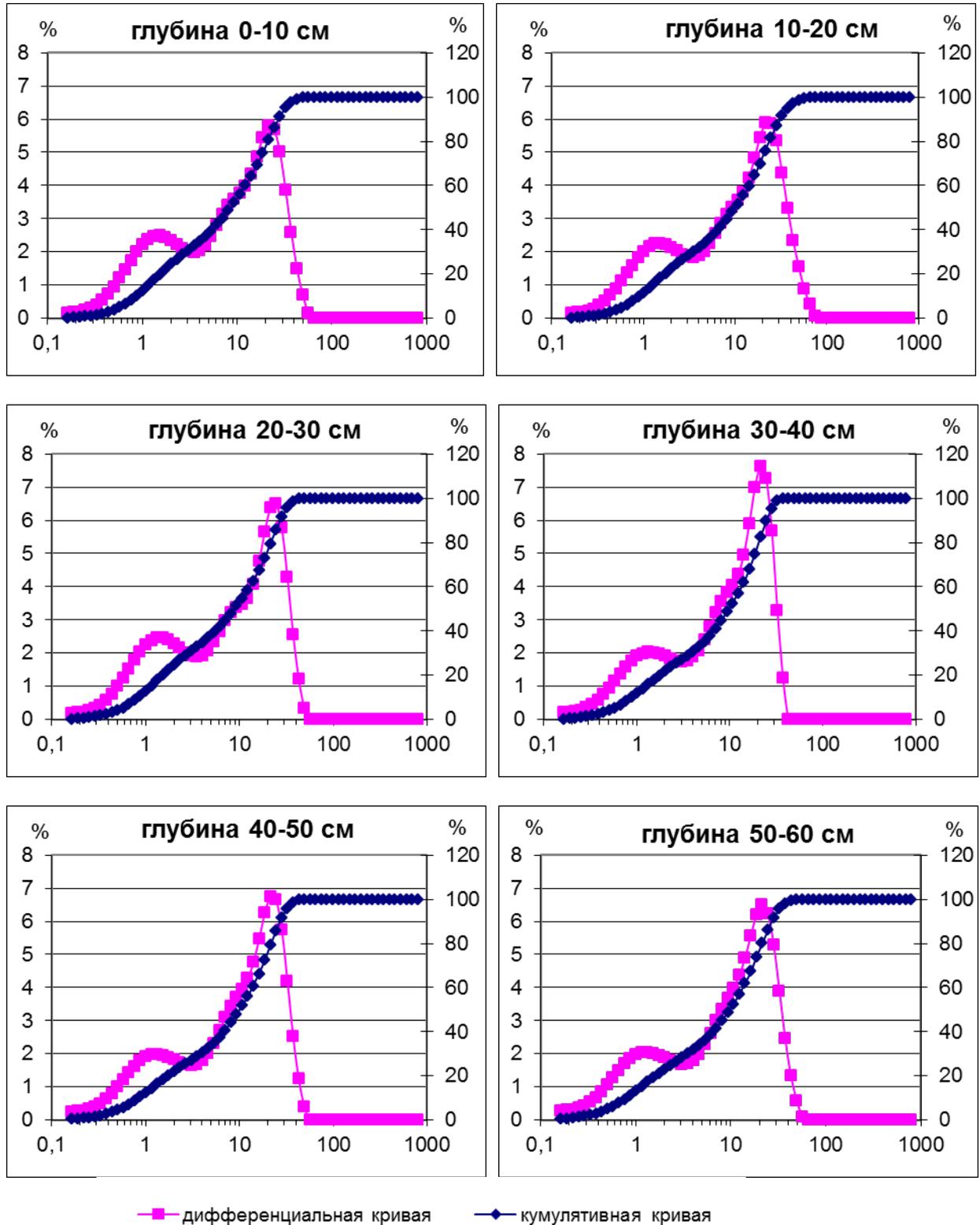


Рисунок 28. Гранулометрический состав серой лесной почвы.

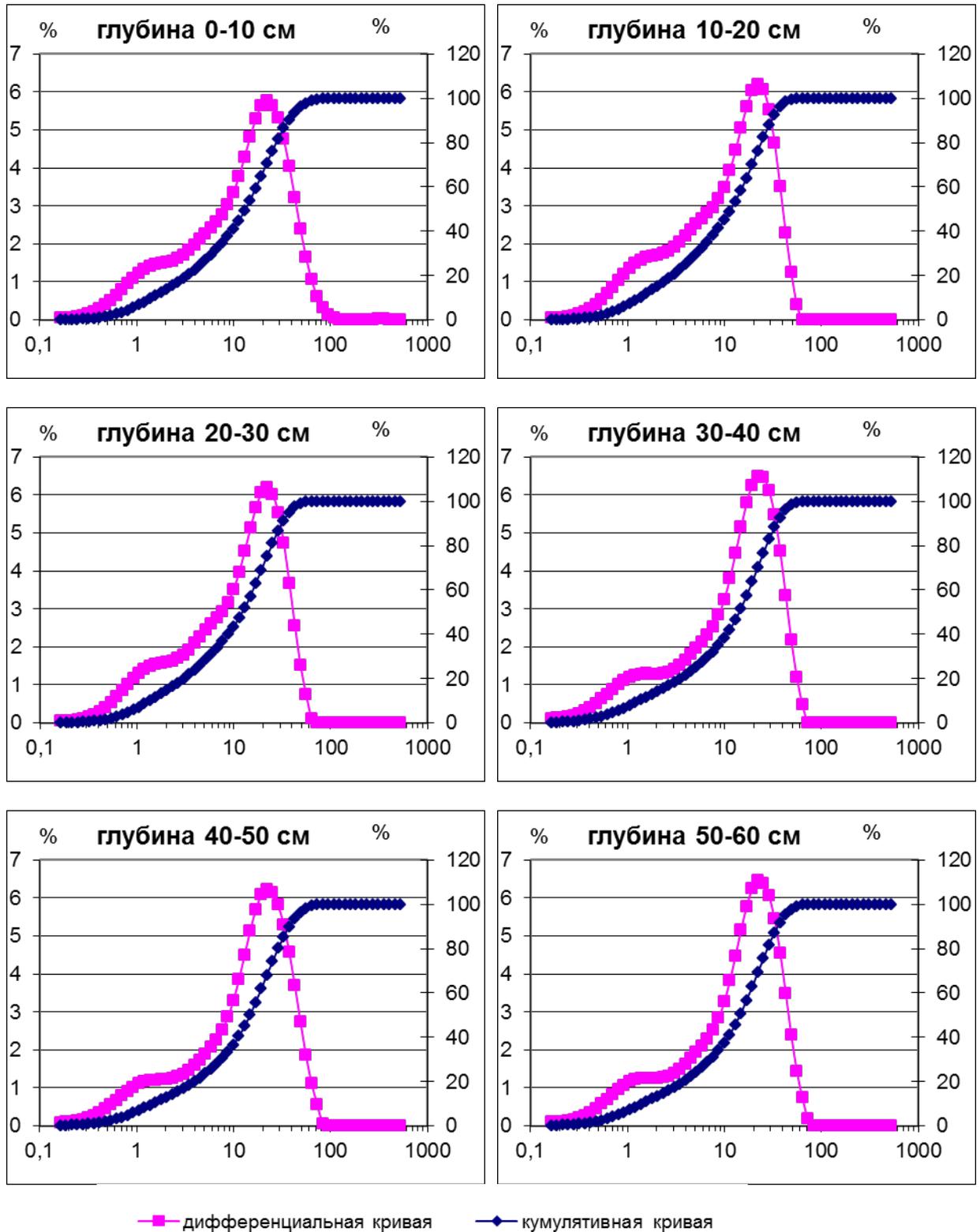


Рисунок 29. Гранулометрический состав дерново-подзолистой почвы.

Таблица 18

Гранулометрический состав дерново-подзолистой почвы

Глубина	Гранулометрический состав			Название по международной классификации
	<0.002	0.002-0.05	>0.05	
0-5	10,50	84,78	4,72	silt
5-10	10,79	86,27	2,94	silt
10-20	11,39	87,7	0,91	silt
20-30	11,13	87,49	1,38	silt
30-40	10,99	86,61	2,40	silt
40-50	10,03	85,44	4,53	silt
50-60	10,37	86,48	3,15	silt

Лабораторное определение механического состава дерново-подзолистой почвы показало, что она незначительно дифференцирована по профилю. Можно выделить элювиальный горизонт, который определяется облегчением гранулометрического состава на глубине 30 см. Данная почва по международной классификации относится к илу (таблица 18).

Данные по гранулометрии исследуемых почв использовались для восстановления ОГХ (определения параметров ван Генухтена) по педотрансферным функциям с помощью программы HYDRUS (таблица 19, 20).

Таблица 19

Параметры аппроксимации ОГХ, полученной из ПТФ на основании гранулометрического состава, для серой лесной почвы.

Глубина/параметр	θ_r	θ_s	α	n
0-10 см	0,0746	0,4719	0,0069	1,6083
10-20 см	0,0743	0,4679	0,0065	1,6167
20-30 см	0,0754	0,4726	0,007	1,6043
30-40 см	0,0748	0,4742	0,0071	1,6049
40-50 см	0,0755	0,4746	0,0072	1,6014
50-60 см	0,0757	0,475	0,0072	1,6002

Параметры аппроксимации ОГХ, из ПТФ на основании гранулометрического состава, для дерново-подзолистой почвы.

Глубина/параметр	θ_r	θ_s	α	n
0-10 см	0,034	0,46	0,016	1,37
10-20 см	0,034	0,46	0,016	1,37
20-30 см	0,034	0,46	0,016	1,37
30-40 см	0,034	0,46	0,016	1,37
40-50 см	0,067	0,45	0,02	1,41
50-60 см	0,067	0,45	0,02	1,41

Математическое моделирование движения влаги по профилю почвы с использованием параметров ван Генухтена для ОГХ, полученной из ПТФ на основании гранулометрического состава, показало следующие результаты (рисунок 30, 31).

а)

б)

Profile Information: Water Conte Profile Information: Water Conte

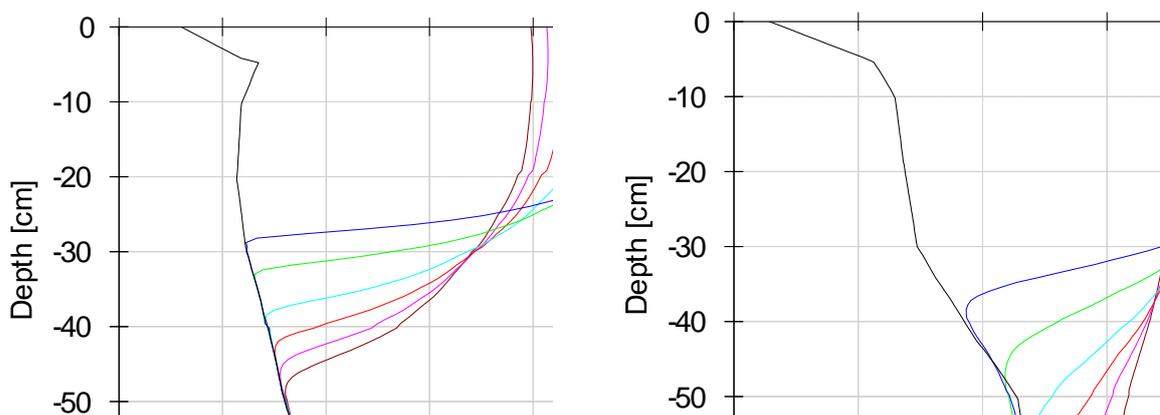


Рисунок 30 Распределение рассчитанной по программе HYDRUS влажности по профилю серой лесной почвы при использовании ОГХ, полученной из ПТФ на основании гранулометрического состава (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

В данном варианте происходило равномерное увлажнение, сначала верхних, а затем нижних слоев. Из графиков видно, что при безнапорной инфильтрации влага сначала дошла до 30 см, а затем постепенно продвинулась до 50 см (рисунок 30а). При наличии напора на поверхности почвы вода быстрее увлажнила почву, фронт увлажнения дошел до 40 см на первые сутки, а на конец эксперимента до конца профиля (рисунок 30б). В полевом эксперименте оба монолита также увлажнились по всему профилю (рисунок 3).

При сравнении полученных данных с экспериментальными среднеквадратическая ошибка для первого монолита составила 0,0724, а для второго монолита – 0,0345.

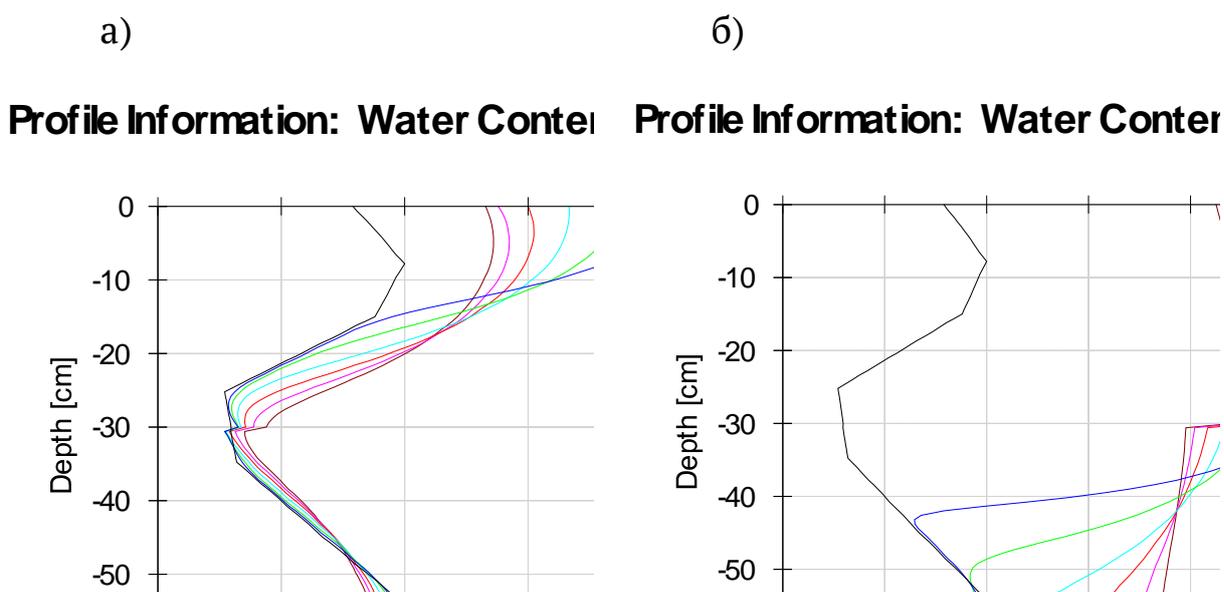


Рисунок 31. Распределение рассчитанной по программе HYDRUS влажности по профилю дерново-подзолистой почвы при использовании ОГХ, полученной из ПТФ на основании гранулометрического состава (а – при безнапорной фильтрации, б - при мало-напорной фильтрации).

Для дерново-подзолистой почвы математическое моделирование с использованием ОГХ, полученной из ПТФ на основании гра-

нулометрического состава, получилось не таким точным. Из графиков видно, что при безнапорной инфильтрации вода увлажнила только верхние слои почвы и сначала дошла до 15 см, а затем постепенно продвинулась до 30 см (рисунок 31а).

При наличии небольшого напора на поверхности почвы фронт увлажнения сразу дошел до 30 см (рисунок 31б), а затем постепенно продвинулся до 40 см.

При сравнении экспериментальных и расчетных по модели данных оказалось, что результаты отличаются. В первые дни после полива расчетное распределение влаги схоже с экспериментальным, но в последующие дни различия между экспериментом и моделью начинают быстро расти.

Среднеквадратическая ошибка для первого монолита составила 0,0939, а для второго монолита – 0,0896.

5.2.7. Получение ОГХ по региональной ПТФ

В седьмом случае в модели использовались параметры ван Генухтена ОГХ из ПТФ, полученной регрессионным методом на основании большого количества экспериментальных данных по комплексу изучаемых почв.

Данный метод считается наиболее воспроизводимым, так как используются параметры ОГХ для конкретного комплекса почв, составляется целая база данных по всем свойствам изучаемой почвы на конкретной территории.

Для получения ОГХ серых лесных почв использовались комплексные данные свойств серых лесных почв всего Владимирского ополья: плотность почвы, содержание органического вещества и ОГХ, полученная методом капилляриметров (по данным Трошиной).

На основании полученных данных регрессионным методом были выведены уравнения для определения параметров ван Генухтена серых лесных почв (Трошина, 2009):

$$\theta_r = 0.066 - 0.035\rho_b + 0.00006C,$$

$$\theta_s = 0.337 + 0.087\rho_b + 0.01664C,$$

$$\alpha = 0.028 - 0.013\rho_b - 0.00112C,$$

$$n = 1.612 - 0.213\rho_b + 0.03044C,$$

где ρ_b - плотность почвы, г/см³; C - содержание углерода, %.

Для дерново-подзолистых почв использовались данные по следующим свойствам почв опытного участка п. Ельдигино: плотность почвы, содержание органического вещества, гранулометрический состав (т.к. это структурно-дифференцированные почвы) и ОГХ, полученная методом капилляриметров. На основании этих испытаний была составлена база данных (таблица 21).

Таблица 21

База данных для дерново-подзолистых почв, используемая для получения регрессионных уравнений региональной ПТФ.

С %	ρ_b	ФГ %	θ_s	α	n
1,44	1,43	53,48			
1,03	1,61	49,15	0,34978	0,02449	1,37186
0,45	1,52	44,81			
1,44	1,36	53,48	0,36618	0,00683	1,36844

1,03	1,47	49,15	0,35768	0,02594	1,43368
0,24	1,51	44,81			
1,22	1,70				
1,05	1,33		0,39175	0,00435	2,20493
0,60	1,37		0,37866	0,00615	1,88221
1,47	1,14		0,41560	0,00762	1,68467
1,36	1,04		0,40645	0,03075	1,45905
1,08	1,36		0,34663	0,02799	1,46369
1,37	1,27		0,38816	0,00502	1,99125
1,28	1,27		0,37824	0,00633	1,99106
1,05	1,45		0,34268	0,00803	1,81904
			0,36882	0,00538	1,55199
			0,36979	0,00530	1,53439
			0,35662	0,02485	1,45460
0,29	1,57	51,16	0,36840	0,00500	1,36836
0,24		51,16			
1,11	1,54	51,16	0,35770	0,03055	1,41080
0,94		51,16			
0,55	1,39		0,33016	0,00564	1,85999
0,78	1,42		0,40695	0,00989	1,67209
0,50	1,46		0,38454	0,00642	1,77475
			0,50760	0,04501	1,32175
0,28	1,56	51,12	0,38608	0,00974	1,23736
0,27	1,56	51,08			
0,23		51,48			
0,25		51,87			
0,26	1,34	54,20	0,41898	0,00569	1,25191
0,29		51,12			
0,29	1,59	51,08			
0,29		51,48			
0,29		51,87			
0,21	1,34	54,20			
0,30	1,38		0,31454	0,00601	1,83906
0,05	1,36		0,36440	0,00400	1,94023
0,31	1,28		0,34120	0,01301	1,63410
0,03	1,31		0,39972	0,00869	1,71551
0,25	1,35		0,32142	0,00525	1,86275
0,04	1,32		0,34860	0,00384	1,95112
			0,34710	0,00586	1,46122
			0,33004	0,00708	1,41550
			0,41697	0,00455	1,37362

По базе данных регрессионным методом были вычислены уравнения для параметров ван Генухтена для дерново-подзолистых почв:

$$\theta_s = 0.6806 + 0.0084\PhiГ - 0.3207\rho_b - 0.0933C,$$

$$n = 3.0331 - 0.015999\PhiГ - 0.31167\rho_b - 0.0112C,$$

$$\alpha = 0.01167 - 0.000182\PhiГ - 0.000768\rho_b - 0.00044C,$$

где $\PhiГ$ – содержание физической глины, %; ρ_b – плотность почвы, г/см³; C – содержание углерода, %.

Параметры ван Генухтена, полученные из региональной ПТФ, использовались для пятого варианта модели (таблица 22, 23).

Таблица 22

Параметры аппроксимации ОГХ, полученной из региональной ПТФ, для серой лесной почвы.

Глубина/параметр	θ_r	θ_s	α	n
0-10 см	0,030	0,43	0,0013	1,276
10-20 см	0,030	0,43	0,0013	1,276
20-30 см	0,043	0,45	0,0013	1,393
30-40 см	0,043	0,45	0,0013	1,393
40-50 см	0,043	0,45	0,0013	1,393
50-60 см	0,050	0,49	0,0011	1,410

Таблица 23

Параметры аппроксимации ОГХ, полученной из региональной ПТФ, для дерново-подзолистой почвы.

Глубина/параметр	θ_r	θ_s	α	n
0-10 см	-	0,45778	0,00290	1,96134
10-20 см	-	0,47397	0,00275	1,94917
20-30 см	-	0,49501	0,00225	1,91243
30-40 см	-	0,45251	0,00265	1,90411
40-50 см	-	0,47937	0,00373	1,97074
50-60 см	-	0,46039	0,00404	1,98867

Математическое моделирование движения влаги по профилю почвы с использованием параметров ван Генухтена для ОГХ, полученной из региональной ПТФ, показало следующие результаты (рисунки 32, 33).

а)

б)

Profile Information: Water Conte **Profile Information: Water Conte**

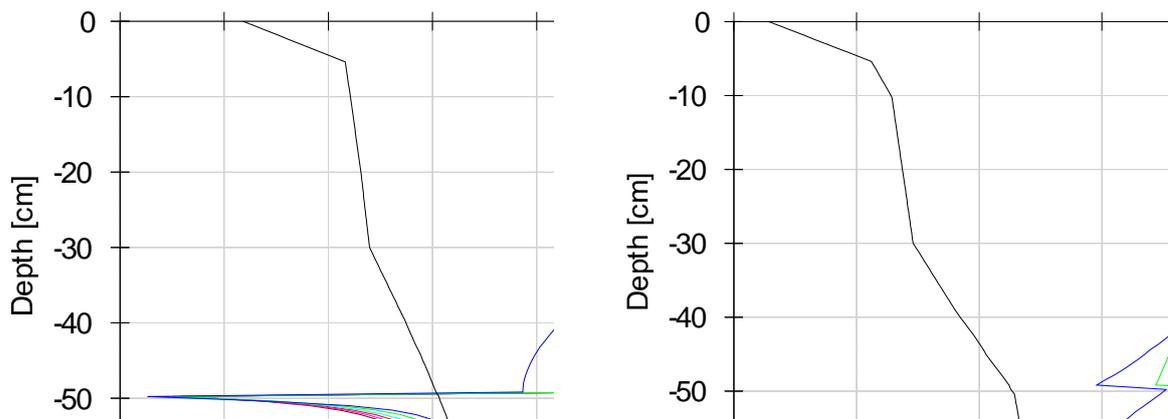


Рисунок 32. Распределение рассчитанной по программе HYDRUS влажности по профилю серой лесной почвы при использовании ОГХ, полученной из региональной ПТФ (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

В случае моделирования инфильтрации по профилю серой лесной почвы на графике видно, что было полное насыщение верхнего слоя почвы. Она равномерно увлажнялась, фронт насыщения дошел почти до 50 см при отсутствии напора (рисунок 32а).

При малонапорной инфильтрации влага прошла по всему профилю (рисунок 32б).

Сравнение распределения влажности в полевом эксперименте (рисунок 3) и полученного в результате математического моделирования в программе HYDRUS (рисунок 32) показало идентичность результатов.

Расчетные данные оказались одинаковы с экспериментальными. Увлажнение монолитов происходило по всему профилю, что учтено в программе.

Среднеквадратическая ошибка для первого монолита составила 0,0473, а для второго монолита – 0,0581.

а)

б)

Profile Information: Water Conte

Profile Information: Water Conte

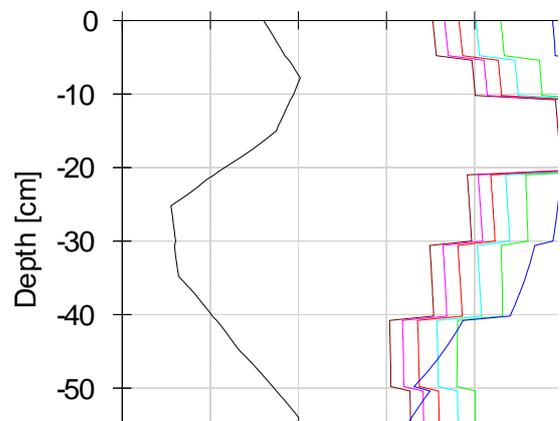
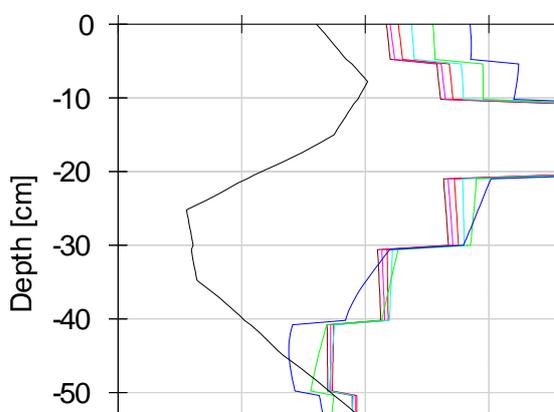


Рисунок 33. Распределение рассчитанной по программе HY-DRUS влажности по профилю дерново-подзолистой почвы при использовании ОГХ, полученной из региональной ПТФ (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

При моделировании процесса инфильтрации по профилю дерново-подзолистой почвы видно, что в отсутствие напора на поверхности почвы монолита верхние слои достигли полного насыщения. Она равномерно увлажнялась, фронт насыщения дошел почти до 30 см (рисунок 33а).

При напорной фильтрации дерново-подзолистой почвы влага прорвалась в слои и прошла по всему профилю почвы (рисунок 33б).

При сравнении распределения влажности в полевом эксперименте (рисунок 4) и полученного в результате математического моделирования в программе HYDRUS (рисунок 33) оказалось, что они практически не различаются. Данный метод моделирования получился самым точным. Расчетные данные оказались очень схожи с экспериментальными.

Среднеквадратическая ошибка для первого монолита составила 0,0470, а для второго монолита – 0,0684.

5.3. Анализ ошибок моделирования

Моделирование напорной и безнапорной инфильтрации с использованием различного экспериментального обеспечения в программе HYDRUS 1D показало, что для серых лесных почв при безнапорной фильтрации модель с введением ОГХ, полученной методами капилляриметров и тензиостатов, а также региональная ПТФ лучше других описывала поведение воды в почве, — среднеквадратическая ошибка моделирования в этих случаях была наименьшей. Для монолита с наличием напора на поверхности исследование показало, что так же лучше всего подходят модели с введением ОГХ, полученной методом тензиостатов и капилляриметров, и из ПТФ на основании гранулометрического состава (таблица 24).

Таблица 24

**Среднеквадратические ошибки моделирования при использовании
различного экспериментального обеспечения**

Вариант экспериментального обеспечения	Способ получения ОГХ	Среднеквадратическая ошибка			
		агросерая почва		дерново-подзолистая почва	
		при без-напорном поливе	при малонапорном поливе	при без-напорном поливе	при малонапорном поливе
(1) Метод капилляриметров	экспериментальный	0,0586	0,0541	0,0418	0,0696
(2) Метод тензиостатов	экспериментальный	0,0536	0,0335	0,0918	0,0814
(3) Метод центрифугирования	экспериментальный	0,0856	0,0862	0,0651	0,0739
(4) По программе Agrootool	ПТФ на основе данных по НВ* и ВЗ*	0,0649	0,0541	0,0986	0,1054
(5) Метод «секущих» по Воронину	На основе данных по порозности, НВ и ВРК*	0,0863	0,0794	0,1104	0,1145
(6) По ПТФ на основании гранулометрического состава	По базе данных ROSETTA (в HYDRUS)	0,0724	0,0345	0,0939	0,0896
(7) Региональная ПТФ	По данным для почв на основе плотности и содержания органического вещества и гран.состава	0,0473	0,0581	0,0470	0,0684

*НВ – наименьшая влагоемкость, ВЗ – влажность завядания, ВРК – влажность разрыва капилляров.

Наибольшие ошибки моделирования получились при использовании в модели экспериментальной ОГХ, полученной центрифужным методом. Вероятно, это связано с тем, что при определении ОГХ возникает большая экспериментальная погрешность, связанная с использованием нарушенных образцов небольшого размера и с недостаточно четким заданием начальных условий эксперимента (хранением образцов, их иссушением, различным предварительным насыщением образца водой). При методе тензиостатов используются образцы ненарушенного сложения, что обеспечивает более точное определение гидрофизической характеристики почвы. Ста-

бильный и точный метод определения гранулометрического состава дает более достоверные результаты.

Для дерново-подзолистых почв при безнапорной фильтрации лучше всего подходит модель с использованием ОГХ, полученной методом капилляриметров и региональной ПТФ (таблица 24). При наличии напора на поверхности дерново-подзолистой почвы модели хуже (с большой среднеквадратической ошибкой) воспроизводят поведение воды в почве.

Таблица 25

Статистические параметры ошибок моделирования при использовании различного экспериментального обеспечения для серой лесной почвы (при безнапорной фильтрации)

	Mean	Median	Minimum	Maximum	Variance	Std.Dev.	Skewness
1	0,012443	0,025710	-0,133832	0,127993	0,003354	0,057914	-0,204360
2	0,018912	0,028496	-0,124232	0,120886	0,002581	0,050803	-0,603056
3	0,022876	0,039802	-0,188832	0,150506	0,006963	0,083443	-0,815443
4	0,010395	0,003767	-0,120220	0,140757	0,004203	0,064829	-0,015192
5	0,021210	0,039802	-0,188832	0,150506	0,007166	0,084653	-0,750376
6	0,047926	0,050450	-0,084632	0,162729	0,003014	0,054898	-0,094213
7	-0,020826	-0,024795	-0,142032	0,064257	0,001845	0,042955	-0,108225

Таблица 26

Статистические параметры ошибок моделирования при использовании различного экспериментального обеспечения для серой лесной почвы (при малонапорной фильтрации)

	Mean	Median	Minimum	Maximum	Variance	Std.Dev.	Skewness
1	-0,007495	-0,006059	-0,123920	0,117457	0,003337	0,057766	-0,013498
2	0,020495	0,021547	-0,082132	0,117186	0,001616	0,040194	0,480648
3	0,011898	0,022392	-0,210432	0,146906	0,008094	0,089965	-0,817085
4	-0,007495	-0,006059	-0,123920	0,117457	0,003337	0,057766	-0,013498
5	0,019819	0,039802	-0,188832	0,150506	0,007285	0,085352	-0,700574
6	-0,014176	-0,018503	-0,112932	0,068957	0,001033	0,032135	0,013985
7	-0,035107	-0,031522	-0,139232	0,062657	0,001482	0,038501	0,147159

Величины среднего и медианы ошибок моделирования свидетельствуют о том, что для серой лесной почвы использование ОГХ, полученной методом капилляриметров, и ПТФ из программы Agrotool в качестве исходного экспериментального обеспечения модели HYDRUS лучше описывают процессы инфильтрации и последующего движения воды в почве (таблица 25, 26). При этом наибольший разброс значения ошибки наблюдался при использовании метода центрифугирования. Из этого можно сделать вывод, что среди экспериментальных способов получения ОГХ наиболее адекватными являются методы капилляриметров.

Величины среднего и медианы ошибок моделирования для дерново-подзолистой почвы свидетельствуют о том, что использование ОГХ, полученной методом капилляриметров, и региональной ПТФ в качестве исходного экспериментального обеспечения модели HYDRUS лучше описывают процессы инфильтрации и последующего движения воды в почве (таблица 27, 28).

Таблица 27

Статистические параметры ошибок моделирования при использовании различного экспериментального обеспечения для дерново-подзолистой почвы (при безнапорной фильтрации)

	Mean	Median	Minimum	Maximum	Variance	Std.Dev.	Skewness
1	-0,002176	0,003289	-0,115208	0,075345	0,001783	0,042225	-0,790561
2	-0,082669	-0,084962	-0,186780	0,010687	0,001635	0,040436	0,261255
3	-0,012893	0,000776	-0,163180	0,098445	0,004171	0,064582	-0,715924
4	-0,107596	-0,083790	-0,271880	-0,014068	0,006141	0,078367	-0,756341
5	-0,084967	-0,083903	-0,271880	0,075287	0,005087	0,071320	-0,112740
6	-0,084252	-0,078738	-0,186408	-0,003560	0,001764	0,042002	-0,280529
7	0,023976	0,029990	-0,072108	0,113097	0,001672	0,040891	-0,408672

При этом наибольший разброс значения ошибки наблюдался при использовании ОГХ, полученной из ПТФ по программе Agrootool. Из этого можно сделать вывод, что среди экспериментальных способов получения ОГХ наиболее адекватными так же являются методы капилляриметров.

Таблица 28

Статистические параметры ошибок моделирования при использовании различного экспериментального обеспечения для дерново-подзолистой почвы (при малонапорной фильтрации)

	Mean	Median	Minimum	Maximum	Variance	Std.Dev.	Skewness
1	-0,047164	-0,041963	-0,165067	0,007295	0,002682	0,051792	-0,877760
2	-0,053371	-0,045912	-0,152219	0,102793	0,003877	0,062266	0,253457
3	-0,035721	-0,016054	-0,164167	0,056781	0,004288	0,065480	-0,575102
4	-0,070231	-0,041515	-0,226315	0,066827	0,005899	0,076803	-0,939004
5	-0,090752	-0,077995	-0,226315	0,066827	0,004985	0,070602	-0,132098
6	-0,072081	-0,064029	-0,202918	0,006895	0,002898	0,053832	-0,365459
7	-0,050378	-0,034513	-0,152583	0,024528	0,002195	0,046848	-0,776143

Статистический анализ погрешностей моделей (суммарные ошибки расчета влажности–при сравнении данных по моделированию с экспериментальными данными – по всему профилю, т.е. по всем исследованным слоям монолита) показал, что для серой лесной почвы в случае безнапорной инфильтрации наименьшие ошибки и их разброс возникают при использовании данных ПТФ для Владимирского ополья (Трошина, 2009), а также при использовании ОГХ, полученной методом капилляриметров и тензиостатов (Рисунок 34).

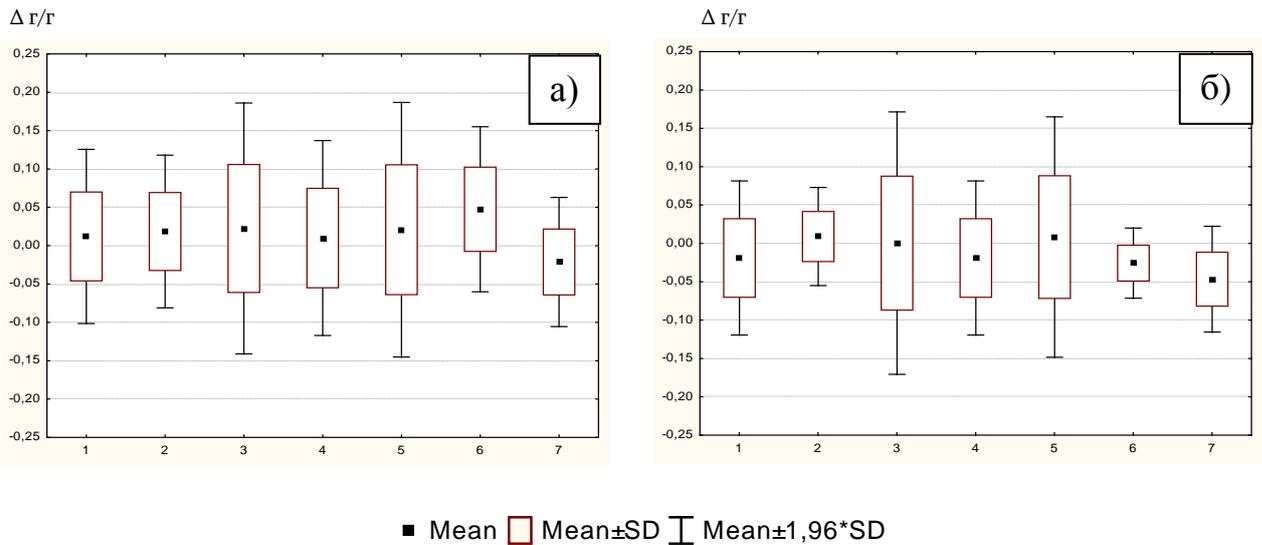


Рисунок 34. Статистики ошибок моделирования (разница реальной и расчетной влажности, г/г) при безнапорной инфильтрации (а) и малонапорной инфильтрации (б) для серых лесных почв при использовании различного экспериментального обеспечения (цифрами 1, 2, 3 и т.д. по оси абсцисс обозначены методы определения ОГХ - см. таблица 23).

Для малонапорной инфильтрации наименьшие суммарные ошибки моделирования и их варьирование наблюдаются при использовании ПТФ гранулометрического состава. Среди экспериментальных методов получения ОГХ в этом случае также наилучшим оказывается метод тензиостатов. Наибольший разброс значений ошибок наблюдается при использовании метода центрифугирования в обоих случаях задания условий на верхней границе почвенного профиля. Отметим также, что отклонение среднего погрешностей от нуля указывает на возможное наличие систематических ошибок (рисунок 34).

Сравнение моделей по непараметрическому критерию Вильямса-Клюта показало, что наилучшим экспериментальным обеспече-

нием математической модели HYDRUS 1D является региональная ПТФ.

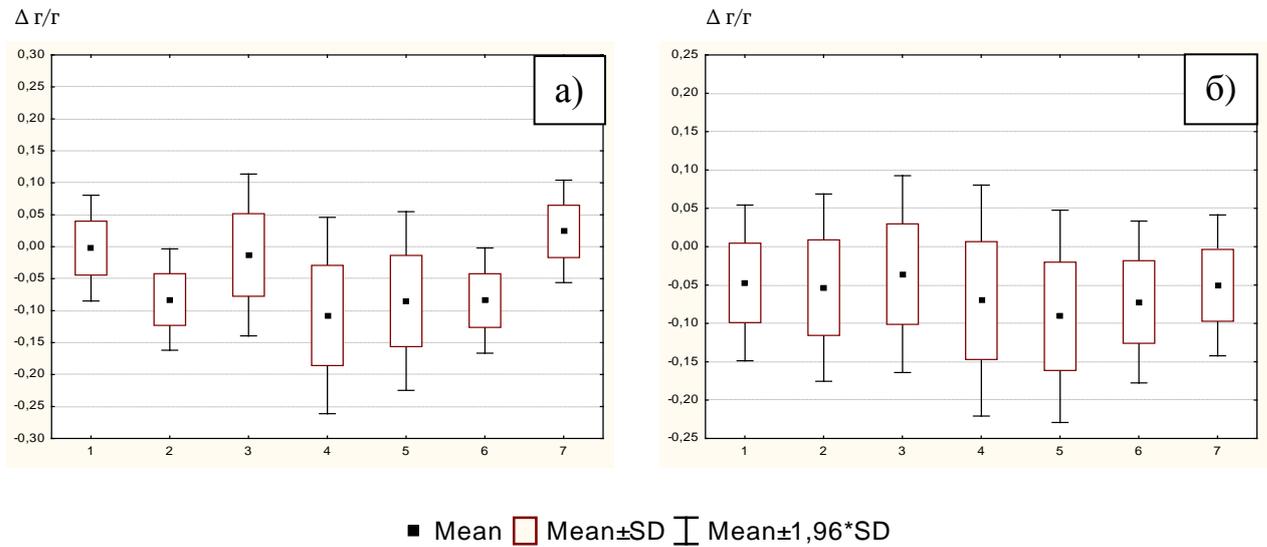


Рисунок 35. Статистики ошибок моделирования (разница реальной и расчетной влажности, г/г) при безнапорной инфильтрации (а) и малонапорной инфильтрации (б) для дерново-подзолистых почв при использовании различного экспериментального обеспечения (цифрами 1, 2, 3 и т.д. по оси абсцисс обозначены методы определения ОГХ, - см. таблица 23).

Статистический анализ погрешностей моделей в случае для дерново-подзолистых почв показал, что при безнапорной инфильтрации наименьшие ошибки и их разброс возникают при использовании ОГХ, полученной методом капилляриметров (рисунок 35). При наличии напора на поверхности почвы наблюдается отклонение среднего погрешностей от нуля. Это указывает на возможное наличие систематических ошибок. Можно сделать вывод, что для данной почвы все модели не могут правильно воспроизводить процесс движения влаги при малонапорной инфильтрации.

Сравнение моделей по непараметрическому критерию Вильямса-Клюта показало, что наилучшим экспериментальным обеспече-

нием математической модели HYDRUS 1D является ОГХ, полученная капилляриметрическим методом.

Для серой лесной почвы распределение ошибок моделей, наиболее приближенное к нормальному, наблюдается при использовании метода капилляриметров и региональных ПТФ (по Трошиной) (приложение 1), как и в случае дерново-подзолистой почвы (приложение 2). Более того, при использовании метода капилляриметров максимум частоты ошибок приближается к нулю, что подтверждает адекватность этого способа. Это подтверждается и по нормальным вероятностным графикам: ближе всего к прямой лежат данные по ПТФ Трошиной (приложение 3, 4).

5.4. Выбор наиболее адекватного экспериментального обеспечения математической модели HYDRUS 1D

Статистический анализ моделей (сравнение по t-критерию) показал, что при различном экспериментальном обеспечении у большинства моделей достоверно отличаются ошибки.

Из проведенных исследований можно сделать вывод и предложить следующую методическую рекомендацию для исследователей водного режима почв: при региональных исследованиях, прогнозах, оптимизации водного режима почв необходимо создавать собственные региональные гидрологические базы данных с ОГХ, полу-

ченной методом капилляриметров, которые, даже в случае небольшого количества предикторов (как в случае с серыми лесными почвами, лишь плотность и содержание органического вещества), позволяют получать с помощью физически обоснованных моделей достаточно точное и надежное описание одномерного водного режима в масштабе почвенного профиля.

Выводы

1. Были исследованы два типа почв серая лесная и дерново-подзолистая, для которых получены ПТФ на основании многочисленных экспериментальных исследований. Однако, если для серой лесной почвы было достаточно двух предикторов (плотность и содержание органического вещества), то для дерново-подзолистой – трех (ещё и гранулометрический состав), что связано с существенным изменением грансостава по профилю почвы. Профильные изменения грансостава, плотности, органического вещества следует учитывать при составлении региональной базы данных гидрофизических свойств.

2. Перенос влаги существенно различен даже при небольших изменениях условий на верхней границе, прежде всего за счет механизма переноса влаги. При наличии напора влаги на поверхности почвы могут возникать преимущественные потоки влаги, что существенно меняет физический механизм переноса влаги и, соот-

ветственно, математическое описание, используемые модели и экспериментальное обеспечение.

3. Разное экспериментальное обеспечение дает достоверно различные ошибки моделирования. Все использованные в модели HYDRUS1D ОГХ дают большой разброс погрешностей моделирования. Среди экспериментальных методов наименьшие ошибки возникают при использовании метода капилляриметров, а при применении ПТФ – в случае использования региональной ПТФ.

4. Статистический анализ ошибок моделирования показал, что наиболее адекватным экспериментальным обеспечением математической модели HYDRUS 1D для описания процессов безнапорной и малонапорной инфильтрации и последующего перераспределения влаги в почвенном профиле является использование региональных ПТФ. В связи с этим для гидрологических исследований и прогнозов рекомендуется создавать региональную (для исследованной территории) базу данных с ОГХ, полученной методом капилляриметров и использовать для прогнозных расчетов водного режима ПТФ, полученные на основе множественной регрессии.

Наиболее адекватным экспериментальным обеспечением математической модели HYDRUS 1D для описания процессов безнапорной и малонапорной инфильтрации и последующего перераспределения влаги в почвенном профиле является использование региональных ПТФ. Поэтому при стационарных исследованиях рекомендуется создавать региональную (для исследованной террито-

рии) базу данных с ОГХ, полученной методом капилляриметров и использовать для прогнозных расчетов водного режима ПТФ, полученные на основе множественной регрессии.

Список литературы

1. Агроклиматический справочник по Астраханской области. – Л.: ГИМИЗ, 1961. – 124 с.
2. Агроэкологическая оценка земель, проектирование адаптивно-ландшафтных систем земледелия и агротехнологий. Методическое руководство / Кирюшин В.И., Иванов А.Л. – М.: АУУЕ «Росинформагротех», 2005. – 784 с.
3. Акбулут С. Применение искусственных нейронных сетей для предсказания коэффициента фильтрации в грубозернистых почвах // Почвоведение, 2005, №4. – с. 446-452.
4. Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Иванникова Л.А. Гидротермические условия функционирования серых почв: оценка и прогноз // Почвоведение, 2008, №1. – с. 83-94.
5. Алифанов В.М., Лошакова Н.А. Водный режим серых лесных почв//Почвоведение, 1981, №4. – с. 58-70.
6. Атлас Московской области.- М.; 1976.
7. Бадмаев Н.Б. Классификационная оценка теплового режима мерзлотных катен Витимского плоскогорья // Почвоведение, 1995, №9. – с.1109-1114.
8. Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. – М.: Наука, 1976. – 125 с.
9. Бондарев А.Г. Бахтин П.У., Сапожников П.М. и др. Изменение физических свойств и плодородия серых лесных почв под

- воздействием двигателей сельскохозяйственной техники// Сб. научн.тр. ВИМ.М., 1984, Т.102. – с. 87-103.
10. Бондарев А.Г. Водный режим освоенных дерново-подзолистых суглинистых почв В кн.: Почвы Московской области и повышение их плодородия. – М.: Изд. «Московский рабочий», 1974.
 11. Бутылкина М.А. Пространственно-временная изменчивость воднофизических свойств и функций комплекса серых лесных почв в условиях интенсивного сельскохозяйственного использования // Автореф. дис. на соиск. ст. к. б. н., МГУ, 1999, – 23 с.
 12. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. – 415с.
 13. Величко А. А., Морозова Т. Д., Нечаев В. П., Порожнякова О. М. Позднеплейстоценовый криогенез и современное почвообразование в зоне южной тайги (на примере Владимирского ополья) // Почвоведение, 1996, №9. – с.1056–1064.
 14. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. – 244 с.
 15. Воронин А.Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. – 204 с.
 16. Глинка Г.Д. Почвы России и прилегающих стран, М. – П., 1923.

17. Глобус А.М. Почвенно-гидрофизическое обеспечение агроэкологических математических моделей. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 428 с.
18. Глобус А.М. Экспериментальная гидрофизика почв. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 356 с.
19. Гончаров В.М. Агрофизическая характеристика почв в комплексном почвенном покрове// Автореф. дис. на соиск. уч. ст. д. б. н. МГУ, 2010. – 44 с.
20. Гончаров В.М., Шеин Е.В., Зинченко С.И., Мазиров М.А., Дембовецкий А.В. Методы оценки и прогноза агроклиматических и почвенных показателей в агроландшафтах – Владимир: "Рост", 2010. – 176 с.
21. Губер А.К., Шеин Е.В. Адаптация и идентификация математических моделей переноса влаги в почвах // Почвоведение, 1997, №9. – с. 1107-1119.
22. Дмитриев Е.А. Закономерности пространственной неоднородности состава и свойств почв. // Диссертация на соискание уч. ст. д. б. н. в форме научного доклада. М.: МГУ, 1983. – 51 с.
23. Дмитриев Е.А. К проблеме неоднородности почв почвенного покрова. В кн. Теоретическое и методологические проблемы почвоведения. М.: ГЕОС, 2001. – с. 100–116.
24. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 320 с.
25. Дмитриев Е.А. Теплостойкость почвы. Дис.к.б.н. М., 1958.

26. Дмитриев Е.А., Щеглов В.Н., Басевич В.Ф. Морфология движения впитывающейся во влажную почву влаги и определяющие ее факторы // Вест. Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение, 1985, № 1. - с. 31–35.
27. Дубровина ИВ. Агрогенетическая характеристика почв Владимирского ополья. М., 1988. - 24 с.
28. Ефремов Д.Ф., Карпачевский Л.О., Сапожников А.Д., Воронин А.Д. О классификации водного режима и лесных местообитаний // Почвоведение, 1986, №3. - с. 129-137.
29. Зайдельман Ф.Р. Генезис и экологические основы мелиорации почв и ландшафтов. - М.: Изд-во КДУ, 2009. - 720с.
30. Зайдельман Ф.Р. Гидрологический режим почв Нечерноземной зоны. - Л.: Гидрометеиздат, 1985. - 240 с.
31. Зайдельман Ф.Р. Мелиорация почв. - М: Изд-во МГУ, 2003. - 448 с.
32. Зайдельман Ф.Р. Эколого-мелиоративное почвоведение гумидных ландшафтов. – М.: Агропромиздат, 1991. - 320с.
33. Зайдельман Ф.Р., Ковалев И.В. Эколого-гидрологическая оценка светло-серых оглеенных почв, осушенных бестраншейным и траншейным дренажом // Почвоведение, 1994, №1. - с. 110-120.
34. Качинский Н.А. Физика почвы. - М.: Изд-во «Высшая школа», 1979. - 357с.
35. Керженцев А.С. Изменчивость почвы в пространстве и во времени. - М.: Наука, 1992. - 110 с.

36. Кирюшин В.И. Концепция адаптивно–ландшафтного земледелия. Пущино, 1993. - 64 с.
37. Кирюшин В.И. Методика разработки адаптивно–ландшафтных систем земледелия и технологий возделывания сельскохозяйственных культур. Издание Московской сельскохозяйственной академии. - М.: 1995. - 81 с.
38. Классификация и диагностика почв России/Авторы и составители:Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. - Смоленск: Ойкумена, 2004. - 342 с.
39. Классификация и диагностика почв СССР. - М.: Колос, 1977. - 220 с.
40. Ковда В.А. Основы учения о почвах. Кн. 2. - М.: «Наука», 1973.
41. Кокорева А. А. Экспериментальное исследование и математическое моделирование миграции имидаклоприда в дерновоподзолистых почвах / Дис.к. б.н, 2009. - 120 с.
42. Кошелева Н.Е.Моделирование почвенных и ландшафтно-геохимических процессов. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. - 108 с.
43. Кравцов В.М., Пряжинская В.Г. Опыт применения методов корреляции и регрессии для прогнозирования влагозапасов почвы. В.сб. «Почвен.климатол. Сибири». - Новосибирск, «Наука», 1973. - с. 174-178
44. Кузнецова И.В. Характеристика физических и водно-физических свойств дерново-подзолистых почв. Характеристика физических водно-физических свойств агродерново-

- подзолистых почв // Почвы Московской области и их использование. Т.1. М., 2002.
45. Кузнецова И.В., Старцев А.Д., Данилова В.И. // Изменение агрофизических свойств почв под воздействием антропогенных факторов. Научн. тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева: М., 1989. - с.56–65.
46. Лебедев А.Ф. Почвенные и грунтовые воды. - М.: Сельхозгиз, 1931. – 316 с.
47. Макеев А.О. «Ополье» - Почвы и почвенный покров Владимирского Ополья // Путеводитель научных полевых экскурсий III съезда Докучаевского общества почвоведов (11-18 июля 2000г., Суздаль), М., 2000. - с.11-30
48. Макеев О.А., Дубровина И.В. География, генезис и эволюция почв Владимирского ополья // Почвоведение, 1990, № 7. - с. 5–25.
49. Мердун Х. Альтернативные методы построения педотрансферных функций для гидрофизических почвенных характеристик // Почвоведение, №1. - с.71-82
50. Модель адаптивно- ландшафтного земледелия Владимирского Ополья/ Под редакцией академиков РАСХН В.И. Кирюшина и А.Л. Иванова. – М.: «Агроконсалт», 2004. - 456с.
51. Огильви А. А. Геофизические методы исследований. – М.: Изд-во МГУ, 1962. – 412с.
52. Орешкина Н.С. Статистические оценки пространственной изменчивости свойств почв. - М.: МГУ, 1988. - 112 с.

53. Пачепский Я.А. Математические модели процессов в мелиорируемых почвах. - М.: Изд-во МГУ, 1992. - 85 с.
54. Пачепский Я.А. Математические модели физико-химических процессов в почвах. - М.: Наука, 1990. - 188 с.
55. Перекрестова Н. А. Пространственные закономерности динамики влажности комплекса серых лесных почв в условиях многолетнего опыта: Автореф.дис. канд.биол.наук / МГУ им. М.В. Ломоносова М., 2002. - 22 с.
56. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв: Методическое руководство /Под ред. Е.В. Шеина. - М.: Изд-во МГУ, 2001. - 200с.
57. Полевые методы агрофизического исследования почвенного покрова. Методическое руководство / Шеин Е.В., Зинченко С.И., Банников М.В., Поздняков А.И., Зинченко В.С. - Владимир, 2009. - 68 с.
58. Полуэктов Р.А., Смоляр Э.И., Терлеев В.В., Топаж А.Г. Модели продукционного процесса сельскохозяйственных культур. СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та. 2006. - 396 с.
59. Применение ион-селективных электродов в почвоведении, мелиорации и сельском хозяйстве. - Москва-Новочеркасск, 1981. - 73с.
60. Региональная экономика: Учеб. пособие/ Под ред. М.В. Степанова - М.: ИНФРА-М, Изд-во Рос. экон. акад., 2002. - 463с.
61. Роде А.А. Водный режим почв и его регулирование. - М.: АН СССР. 1963. - 119 с.

62. Роде А.А. Водный режим почвы и его типы// Почвоведение, 1956, №4. - с. 1-23
63. Роде А.А. Методы изучения водного режима почв Изд.АН СССР, 1960.
64. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге Т.2. Методы изучения водного режима почв. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - 287 с.
65. Романова Т. А. и Капилевич Ж. А. Водный режим как элемент генетической характеристики почв// Почвоведение, 1981, №12. - с. 5-15
66. Рубцова Л. П. О генезисе почв Владимирского ополья//Почвоведение, 1974, № 6. - с. 17—27.
67. Рупрехт Л. Геоботанические исследования о черноземе. Зап. Аккад. Наук, кн.2, прил.,иСПб, 1866, 131 с.
68. Салимгареева О.А. Пространственная вариабельность физических свойств и водного режима чернозема типичного. Дисс. На соиск.канд.биол.наук., МГУ, 1995, 56 с.
69. Сенников, 1986
70. Сибирцев Н.М. Окско-Клязьменский бассейн. Тр. геол. ком., Т. 15, СПб, 1897, 221 с.
71. Симакова М.С. Отражение древних криогенных процессов в структуре почвенного покрова дерново-ледниковой равнины запада Ярославской области // Структура почвенного покрова и организация территории. М.: Наука, 1983.
72. Смагин А.В., Садовникова Н.Б., Назарова Т.В., Кирюшова А.Б., Машина А.В., Еремина А.М. Влияние органического

- вещества на водоудерживающую способность почв/Почвоведение, 2004, №3, с. 312-321.
73. Соловьев И.Н. Статистический анализ данных режимных наблюдений за влажностью почвы// Почвоведение, 1985, №12, с. 125 -130
74. Судницын И.И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений. М., Изд-во Моск. Ун-та, 1979. 255с.
75. Теории и методы физики почв / Под ред. Е.В. Шеина, Л.О. Карпачевского. М.: Гриф и К, 2007. - 616 с.
76. Трошина О.А. Физические свойства и элементы гидротермического режима комплексного почвенного почвенного покрова Владимирского ополья (на примере сельскохозяйственного поля ВНИИСХ). Автореф. дис. к.б.н. М., 2009, - 30 с.
77. Тымбаев В.Г. Пространственная агрофизическая характеристика комплекса серых лесных почв Владимирского ополья. // Диссертационная работа на соискание уч. степени кандидата биологических наук. М.: 2004, 107 с.
78. Тюрюканов А. Н., Быстрицкая Т. Л. Ополья центральной России и их почвы. М ' 1971. 239 с.
79. Умарова А.Б. Преимущественные потоки влаги в почвах: закономерности формирования и значение в функционировании почв. Автореф. дис. д.б.н. М., 2008. - 50 с.
80. Умарова А.Б., Кирдяшкин П.И. Конвективный перенос растворенных веществ преимущественными потоками влаги в серых лесных почвах Владимирского ополья // Вестн. Оренб. ун-та. 2007. № 10. Спец. вып. (75). Ч. 3. С. 364–369.

81. Учебное руководство к полевой практике по физике почв/Под ред. А.Д. Воронина – М.: Изд-во МГУ, 1988, 90с.
82. Фридлянд П.Г., Иващенко Н.Н. Использование статистических методов в анализе наблюдений за режимами почв//Почвоведение, 1985, №1, с. 149-155
83. Хасан Мердун. Альтернативные методы построения педотрансферных функций для гидрофизических почвенных характеристик// Почвоведение, 2010, №1. с. 71-82
84. Чебатаев Ю.А. Моделирование процессов влагопереноса в дерново-подзолистых почвах//Вестник с-х науки, 1980, №9, с. 126-132
85. Шеин Е.В. Гидрология почв: этапы развития, современные тенденции, ближайшие перспективы. М.: МГУ, 2010. № 2. С. 175-185
86. Шеин Е.В. Гранулометрический состав почв: проблемы методов исследования, интерпретация результатов и классификаций/Почвоведение, 2009, №3, 309-317 с.
87. Шеин Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. - 432 с.
88. Шеин Е.В., Архангельская Т.А. Педотрансферные функции: состояние, проблемы, перспективы //Почвоведение, 2006, №10, с. 1205-1217.
89. Шеин Е.В., Гончаров В.М. Агрофизика – Ростов-на-Дону.: Феникс. 2006, 400с.

90. Шеин Е.В., Губер А.К., Кухарук Н.С. Перенос воды и веществ по макропорам в дерново-подзолистой почве // Вест. Моск.-го ун-та. Сер. 17, почвоведение. 1995. № 2. С. 22–32.
91. Шеин Е.В., Гудима И.И., Мокеичев А.В. Методы определения основных гидрофизических функций для целей моделирования // Вест. Моск. ун-та. Сер.17, почвоведение. 1993, № 2. С. 18–24.
92. Шеин Е.В., Зинченко С.И., Банников М.В., Мазиров М.А., Поздняков А.И. Методы оценки и прогноза агрофизического состояния почв/Владимир, 2009.-105 с.
93. Шеин Е.В., Иванов А.Л., Бутылкина М.А, Мазиров М.А. Пространственно–временная изменчивость агрофизических свойств комплекса серых лесных почв в условиях интенсивного сельскохозяйственного использования. // Почвоведение, 2001, № 5, С. 578–585.
94. Шеин Е.В., Капинос В.А. Сборник задач по физике почв. М. Изд-во МГУ, 1994, 79с.
95. Шеин Е.В., Карпачевский Л.О. Толковый словарь по физике почв – М.: ГЕОС, 2003, 126 с.
96. Шеин Е.В., Марченко К.А. Взаимосвязь путей движения влаги и пространственного распределения плотности почвы Владимирского ополья // Почвоведение. 2001. № 7. С. 823–833 .
97. Шеин Е.В., Махновецкая С.В. Агрофизическая оценка почв на основе анализа прогнозного водно-воздушного режима//Почвоведение, 1995, №2, с.187-191

98. Шейн Е.В., Пачепский Я.А., Губер А.К., Чехова Т.И. Особенности экспериментального определения гидрофизических и гидрохимических параметров математических моделей влаго- и солепереноса в почвах // Почвоведение. №12, 1995, с. 1479-1486
99. Шейн Е.В., Салимгареева О.А. Пространственная вариабельность физических свойств и водного режима чернозема типичного//Почвоведение, 1997, №4, с.484-492
100. Шульгин А.М. Физико-географические основы мелиораций. Изд-во МГУ, 1965, 130 с.
101. Элементарные почвообразовательные процессы: Опыт концептуального анализа, характеристика, систематика. — М.: Наука, 1992. — 184 с.
102. Якушевская И.В. О почвах Владимирского ополья. // Научные доклады Выс. школы, сер. биол., 1959, № 1, С. 194–201.
103. Якушевская И.В. Почвы Владимирского ополья // Дис... канд.биол. наук. М.: 1956, 234 с.
104. Altfelder, S., Duijnsveld, W.H.M., Streck, T., Meyenburg, G., Utermann, J. Quantifying the influence of uncertainty and variability on groundwater risk assessment for trace elements/ Vadose Zone J. 2007. vol. 6, №3, p. 668-678.
105. Arya L.M., Paris J.F. A physicoempirical model to predict soil moisture characteristics from particle-size distribution and bulk density data. SSSAJ, 1981, v.45, pp.1023-1030.
106. Bachmann, J., Hartge, K.-H., 1991. Estimating soil water characteristics obtained by basic soil data — A comparison of indirect methods. Z. Pflansenernahr. Bodenkd. 155, 109-114.

107. Belmans C, Wesseling Jg and Feddes RA, Simulation of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *Hydrol* 63. 1983. pp.271-286.
108. Berndtsson Ronny, Bahri Akissa. Soil water, soil chemical and crop variations in a clay soil. *Hydrol. Sci. J.*, 1996, v. 41, ? 2, p. 171–178.
109. Beven K., Germann P. Macropores and water flow in soils//*Water Resour/ Res.* V. 18, 1982. pp. 1311-1325.
110. Biswas B.C., Dasgupta S.K. Estimation of soil moisture at deeper depth from surface layer data. «*Mausam*», 1979, 30, №4, 511-516, 536
111. Bougton, 2005
112. Bouma J, van Lanen J.A.J. Transfer functions and threshold values: From soil characteristics to land qualities. *Proceedings of the International Workshop on Quantified Land Evaluation.* 1987/
113. Bouma J. *Hydropedology as a powerful tool for environmental policy research // Geoderma.* 2006. V. 131. pp. 275–280.
114. Bradford S.A., Simunek J., Bettehar M., van Genuchten M.Th., Yates S.R. Modeling colloid attachment, straining, and exclusion in saturated porous media. *Environmental Science and Technology*, 2003, 37 (10): 2242–2250.
115. Bradford S.A., Yates S.R., Bettehar M., Simunek J. Physical factors affecting the transport and fate of colloids in saturated porous media. *Water Resources Research*, 2002, 38 (12) 1327, doi:10.1029/2002WR001340 , 631-6312

116. Brooks, R. H., and A. T. Corey, Properties of porous media affecting fluid flow, J. Irrig. Drainage Div., ASCE Proc. 72(IR2), 61-88, 1966.
117. Burgess T.M., Webster R. Optimal interpolation and isotarithmic mapping of soil properties. The semi-variogram and punctual kriging II. Block kriging // J. Soil Sci. 1980, V.31. p.315-341.
118. Chung S. -O., and R. Horton, Soil heat and water flow with a partial surface mulch //Water Resour. Res., 1987, 23 (12), p. 2175-2186.
119. Dexter A.R. Soil physical quality. Part 1.Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. Geoderma, vol.120, p. 201-214.
120. Dunn G.H., Phillips R.E. Macroporosity of well-drained soil under no-till and conventional tillage// Soil Sci.Soc.Am.J., 1975,39,N2:247-250
121. Flury M., Experimental evidence of transport of pesticides through field soils – a review. Environ Qual 1996, 25. pp.25-45.
122. Flury M., Fluhler H., Jury W.A., Leuenberger J. 1994. Susceptibility of soils to preferential flow of water a field study. Water Resour. Res. 30: 1945. -54.
123. Frost J.P. Soil compaction/Agr.north.Irel,1984, 58 N°11, 361-364
124. Ghanbarian-Alavijeh B., Millan H. Point pedotransfer functions for estimating soil water retention curve. Int. Agrophysics, 2010, vol.24, N°3, p. 243-251.

125. Goncalves M.C., Simunek J., Ramos T.B., Martins J.C., Neves M.J., Pires F.P. (2006): Multicomponent solute transport in soil lysimeters irrigated with waters of different quality. *Water Resources Research*, 42: W08401, doi:10.1029/2006WR004802, 17 pp.
126. Grant R.F., Rochette P. Soil Microbial respiration at different water potentials and temperatures: theory and mathematical modeling//*Soil Sci.Soc.Am.J.*, 1994, vol.58, p. 1681-1690.
127. Guber A.K., Tuller M., Martin M.A., Martinez F.S.J., Pachepsky Ya.A. Saturated Hydraulic Conductivity as Affected by the Macropore Continuity Inferred From CT Scan Data // *Trans. Joint Annual Meeting of the Geological Society of America, Soil Science Society of America, American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, and Gulf Coast Association of Geological Societies in Houston. Texas. CD-publication. 2008.*
128. Guido Wyseure and Po-Yi Chou. Short-term groundwater fluxes in the hyporheic zone as a consequence of changing river stages; numerical simulation by HYDRUS 2D/3D. *Geophysical Research Abstracts. Vol. 12, EGU2010-3542-1, 2010*
129. Gupta R.P., Aggarwal P. and Chauhan A.S. Spatial Variability Analysis of Bulk density as a Guide for Tillage. *Journal of the Indian Society of Soil Science*, v. 43, N^o4, 1995, p. 549–557.
130. Gupta S.C., Larson W.E. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter content, and bulk density. *Water Resour. Res.*, 1979, v.15, p.1633-1635.
131. Hassan G., Reneau R. B., Hagedorn C., Jantrania A. R. Modeling Effluent Distribution and Nitrate Transport through an

- On-Site Wastewater System. *Journal of Environmental Quality*, vol. 37, № 5, pp. 1937-1948, 2007
132. Haverkamp R., Parlange J-Y. Predicting the water retention curve from particle-size distribution: I. Sandy soils without organic matter. *Soil Sci.*, 1986, v. 142, p. 325-339.
133. Hilten R. N., Lawrence Th. M., Tollner E. W. Modeling stormwater runoff from green roofs with HYDRUS-1D. *Journal of Hydrology*, Volume 358, Issues 3-4, 5 September 2008, Pages 288-293
134. Hopp L., Harman C., Desilets S. L. E., Graham C. B., McDonnell J. J., and Troch P. A. Hillslope hydrology under glass: confronting fundamental questions of soil-water-biota co-evolution at Biosphere 2. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 2105–2118, 2009.
135. Horn R. Soil water - storage potential, accessibility and flux as key functions for land use planning at various scales - do we need a paradigm change? // *Book of Abstracts, EUROSIL / Eds. Winfried H. Blum H. Martin et al. Vienna, 2008. pp. 41.*
136. Jacques D., Simunek J., Mallants D., M.Th. van Genuchten. Modelling coupled water flow, solute transport and geochemical reactions affecting heavy metal migration in a podzol soil. *Geoderma*, vol. 145, 2008, p. 449–46
137. Jarvis N.J., Jansson P.E., Dik P.E., Mssing I. Modeling water and solute in macroporous soil. I. Model description and sensitivity analysis. *J. of Soil Sci.* 1991 V. 42. pp. 59-70.
138. Johnston and oth. *ArcGIS Geostatistical Analyst. Extension Guides.* ESRI, New York, USA, 2001.

139. Julien Harou et al., 2009
140. Kern J. S. Evaluation of Soil Water Retention Models Based on Basic Soil Physical Properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1995, v. 59, p.1134-1141.
141. Korus M., Stawinski C., Witkowska-Walczak B. Attempt of water retention characteristics estimation as pedotransfer function for organic soils. *Int. Agrophysics*, 2007, vol.21,№3, p. 249-254.
142. Kosugi K.. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties, *Water Resour. Res.*, 32(9), 2697-2703, 1996.
143. Kutilek M., Nielsen D.R. *Soil Hydrology*. Cremlingen-Destedt: Catena-Verl., 1994.
144. Langergraber G., Simunek J. Modeling variably-saturated water flow and multi-component reactive transport in constructed wetlands. *Vadose Zone Journal*, 2005, 4: 924–938.
145. Lawers J.B., Gilbert J.H., Warihgton R. On the amount and composition of rain and drainage water collected at Rothamsted. William Clowers and Sons, London. 1982.
146. Lhotsky J., a kol.: *Metodika zurodnini zhutninych pod*. UVTIZ, Praha, 1984.
147. Londo A.J., Messina M.G., Schoenholtz S.H. Forest Harvesting Effects on Soil Temperature, Moisture, and Respiration in a Bottonland Hardwood Forest//*Soil Sci.Soc. Am.J.*1999,Vol. 63, p.637-644
148. Mualem, Y., A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, *Water Resour. Res.*, 12(3), 513-522, 1976.

149. Nemes A., Rawls W.J., and Pachepsky Ya.A. The influence of organic matter on the estimation of saturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* V.69, p.1330-1337.
150. Oorts K., Garmier P., Findeling A., Mary B., Richard G., Nicolardot B. Modeling soil carbon and nitrogen in no-till and conventional tillage using PASTIS Model//*Soil Sci.Soc.Am.J.*, 2007, vol. 71, p. 336-346.
151. Oyedele D.J. and Tijani F.O. Spatial and temporal variability of water content//*Int.Agrophysics*, 2010, Vol. 4, № 2, p.171-176
152. Pachepsky Ya.A., Rawls W.J., Timlin D.J. The current status of pedotransfer functions: their accuracy, reliability, and utility in field- and regional-scale modeling/ *Assessment of non-point source pollution in the vadose zone. Geophysical monograph. V.108.1999*, p. 223-234.
153. Pachepsky, Ya.A., Timlin, D., Varallyay, G. Artificial neural networks to estimate soil water retention from easily measurable data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1996, 60, pp. 727-773.
154. Paz-Gonzalez A., Vieira S.R., and Taboada Castro M.T. The effect of cultivation on the spatial variability of selected properties of an umbric horizon. *Geoderma*,97, 273-292
155. Radke J.K., Reicosky D.C., and Voorhees W.B. Laboratory Simulation of Temperature and Hydraulic head Variation under a Soil Ridge//*Soil Sci.Soc.Am.J.*, 1993,Vol.57, p.652-660
156. Rajkai K., Kabos S., and van Genuchten M.Th. Estimation the water retention curve from soil properties:comparison of linear,

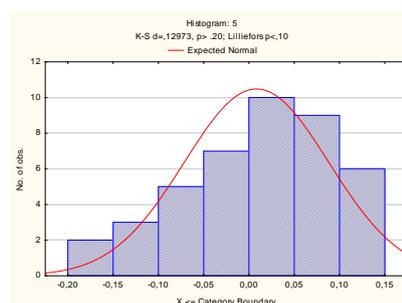
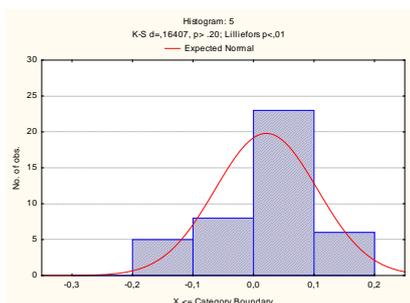
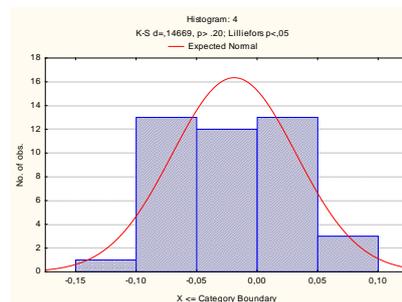
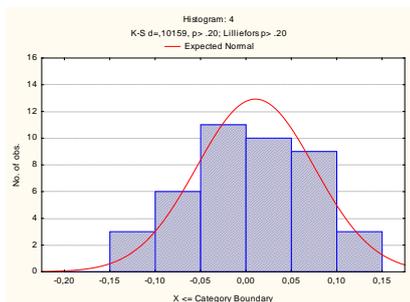
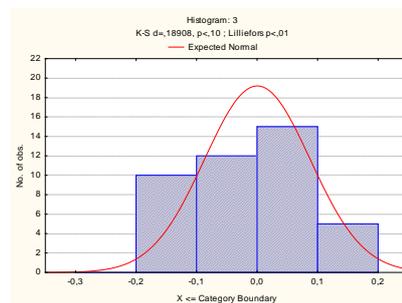
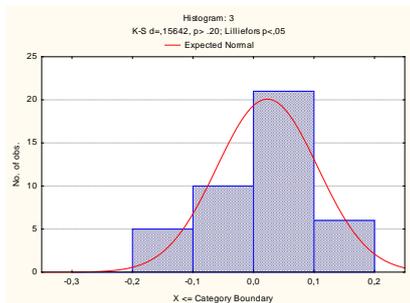
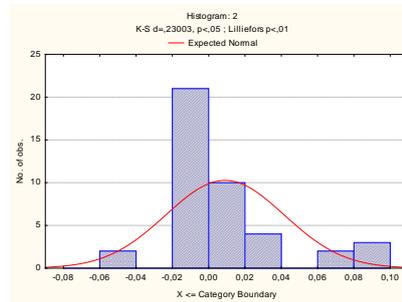
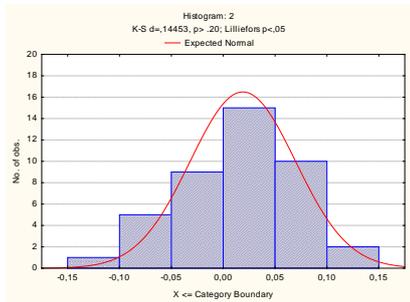
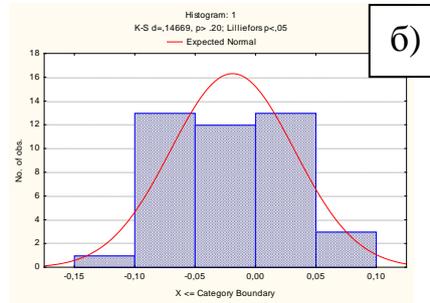
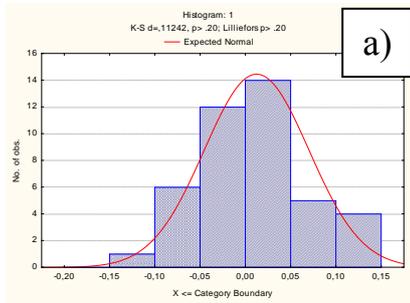
- nonlinear and concomitant variable methods. *Soil Till. Res.*, V.79, p. 149-152.
157. Rawls W.J., Brakensiek D.L., Saxton K.E. Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE*, 1982, v.25, p.1316-1320.
158. Rawls W.J., Nemes A. and Ya. Pachepsky. Effect of soil organic carbon on soil hydraulic properties. *Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology*. 2004, p. 95-114.
159. Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. Prediction of soil water properties for hydrologic modelling. In: Jones, E., Ward, T.J. (Eds.). *Watershed Manag. Eighties. Proceedings of Symposium ASCE*, Denver, CO, 30 April-2 May 1985 ASCE, New York, 1985, pp. 293-299.
160. Richards L.A., Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, v.1, 1931.
161. Ritsema C.J., Dekker L.W., Hendrickx J.M.H., Hamminga W. *Water resource. Res.* 29. pp. 2183-2193.
162. Robert P. Characterization of soil condition at the field level for soil specific management. *Geoderma*, 1993, N° 60, p. 53-72.
163. Scaap M.G., Leij F.J., and van Genuchten M.Th. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.*, , V. 251, 2001, p.163-176.
164. Schaap, M.G. and W. Bouten. 1996. Modeling water retention curves of sandy soils using neural networks. *Water Resour. Res.* 32:3033-3040.

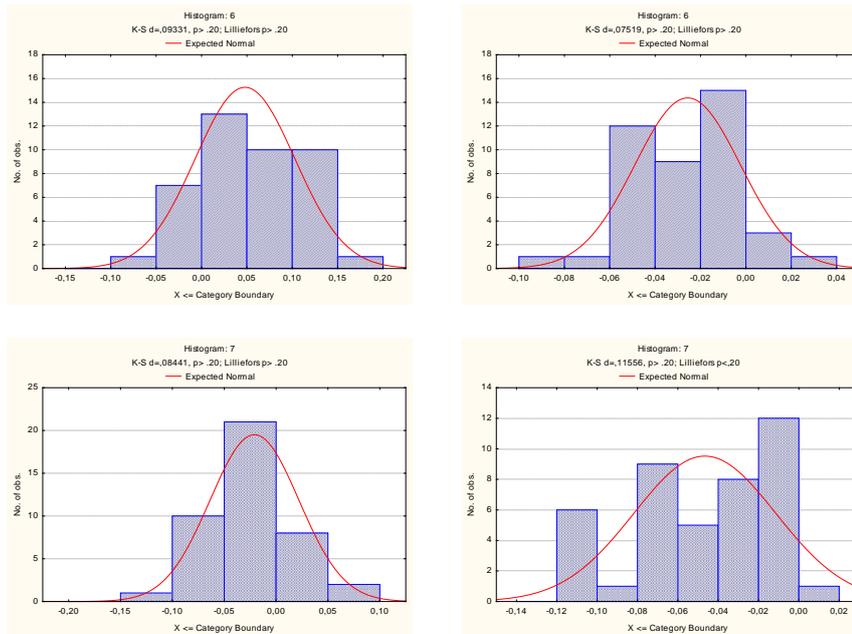
165. Schaap, M.G., Accuracy and uncertainty in PTR predictions.// Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology. 2004, p. 33-43.
166. Schaap, M.G., Leij, F.L., van Genuchten, M.Th., 1998. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil hydraulic properties. Soil Sci. Soc. Am. J. 62, pp. 847-855.
167. Scheinost A.C., Schwertmann U. Predicting phosphate adsorption-desorption in a soilscape//Soil Sci.Soc.Am.J.1995. vol.32. pp.3033-3040.
168. Simunek J., Jarvis N.J., van Genuchten M.T., Gardenas A. Nonequilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone: review and case study // J. Hydrology. 2003. V. 272. pp. 14–35.
169. Simunek J., Kohne J. M., Kodesova R. and Sejna M. Simulating Nonequilibrium Movement of Water, Solutes and Particles Using HYDRUS – A Review of Recent Applications// Soil & Water Res. 2008. V. 3. Pp. 42-51.
170. Simunek J., Suarez D.L. (1993): Modeling of carbon dioxide transport and production in soil: 1. Model development. Water Resources Research. v. 29. pp. 487–497.
171. Simunek J., van Genuchten M. Th. and Sejna M. The HUDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably- Saturated Media. Version 3.0. – Department of Environmental Sciences University of California Riverside Riverside, California. 2005. Pp. 240.

172. Simunek J., Wendroth O., Wypler N., van Genuchten M.T. Non-equilibrium water flow characterized by means of upward infiltration experiments // *Europ. J. Soil Sci.* 2001. V. 52. pp. 13–24.
173. Simunek J., van Genuchten M. Th., M. Sejna. Development and Applications of the HYDRUS and STANMOD Software Packages and Related Codes. *Vadose Zone Journal*. 2007. Vol. 7. No. 2. pp. 587-600.
174. Skaggs T. H., Trout T. J., Simunek J., Shouse P. J. Comparison of HYDRUS-2D Simulations of Drip Irrigation with Experimental Observations. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. Vol. 130. No. 4. 2004. pp. 304-310.
175. Tamari S., Wosten J.H.M., Ruiz-Suares J.C. Testing an artificial neural network for predicting soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am.J.* 1996. v. 60. pp. 1732-1741.
176. Tyier S.W., Wheatcraft S.W. Application of fractal mathematics to soil water retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1989. v. 53, p.987-996.
177. Van Dam J.C., Hyygen J., Wesseling J.G., Feddes R.A., Kabat P., van Walsum P.E.V., Groenendijk P. and van Diepen C.A. Theory of SWAP version 2.0. Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the soil-water-atmosphere-plant environment. Wageningen University. The Netherlands. 1997. pp 167.
178. Van Genuchten M.T., Leij and Yates SR, The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils, US Salinity Lab, Riverside, CA. 1991.
179. Van Genuchten, M. Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1980. V. 44. pp. 892-898.

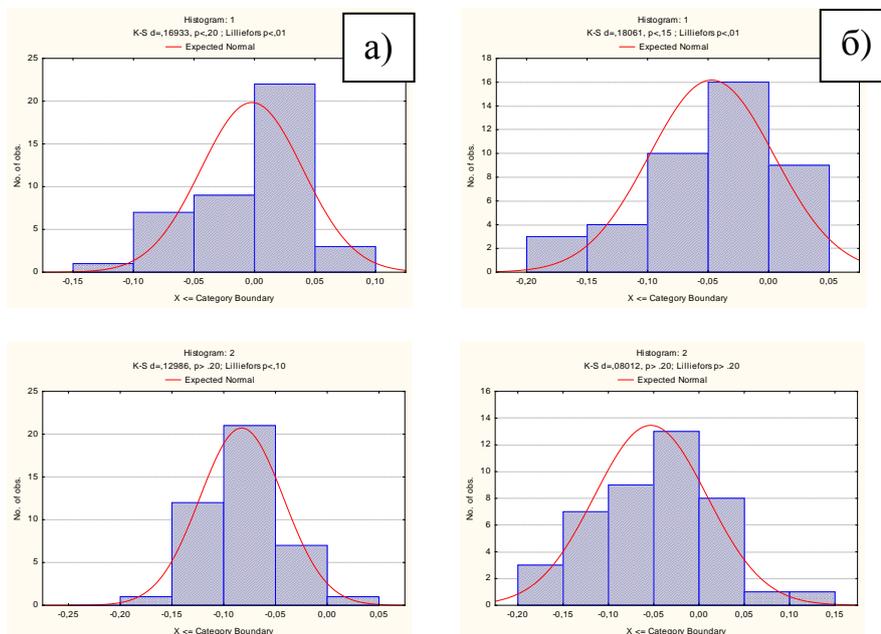
180. Vogel, T., and M. Cislerova. On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve, *Transport in Porous Media*. V. 3. 1988. pp. 1-15
181. Walczak R., Witkowska–Walczak B., Slawinski C. Pedotransfer studies in Poland/ Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology. 2004. pp. 449-463.
182. Weiss R., Alm J., Laiho R., and Laine J. Modeling moisture retention in peat soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, V. 62. pp. 305-313.
183. Wilding L.P., Lin H. Advancing the frontiers of soil science towards a geoscience// *Geoderma*. 2006. V. 131. pp. 257–274.

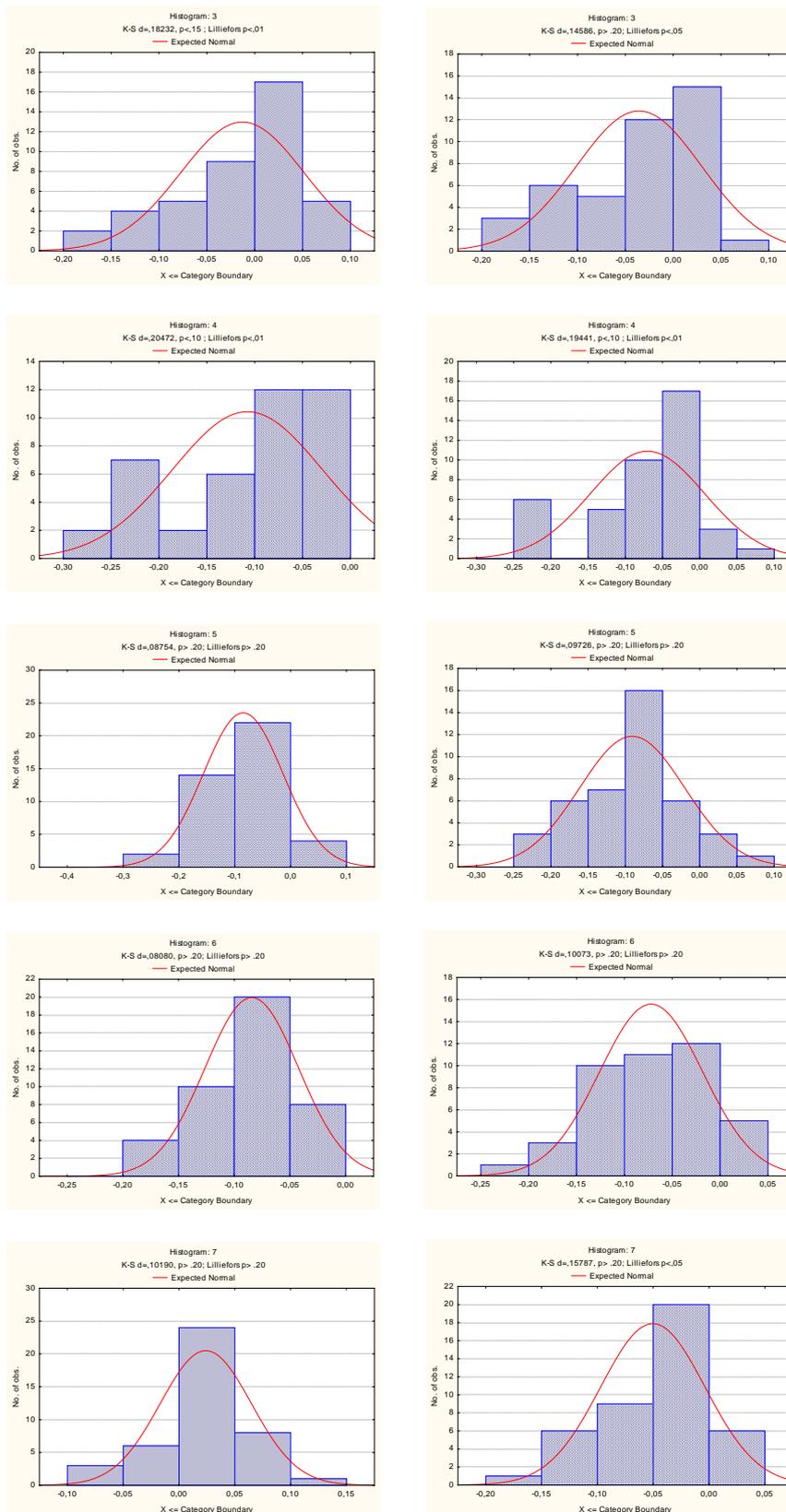
Приложение



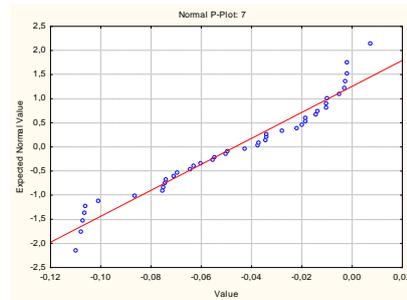
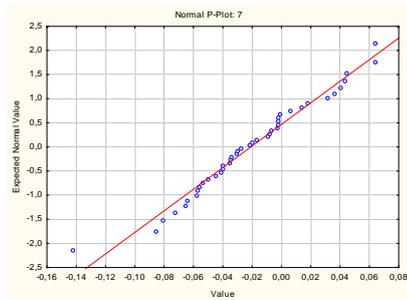
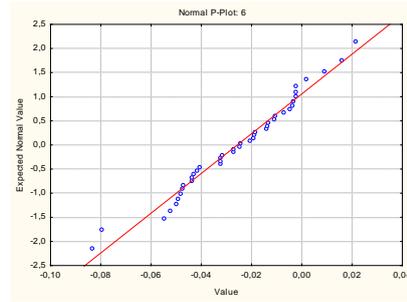
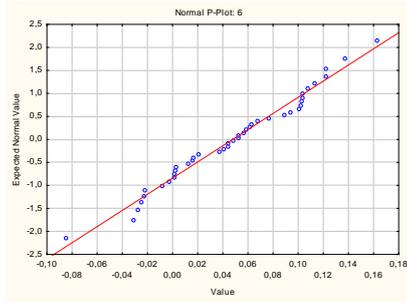


Приложение 1. Гистограммы распределения остатков для моделей с использованием различного экспериментального обеспечения для серой лесной почвы (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).

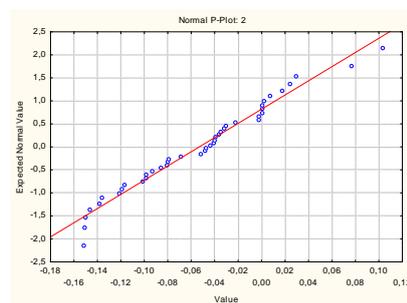
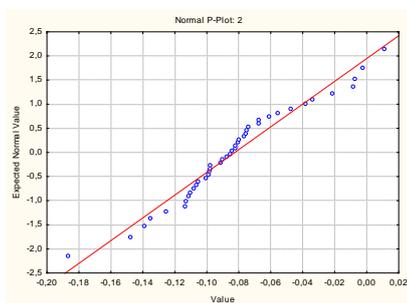
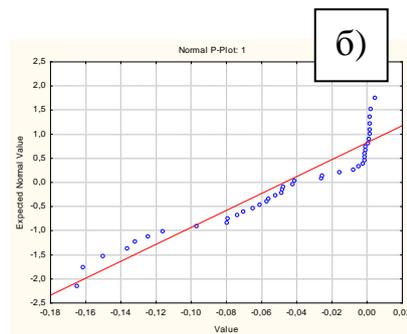
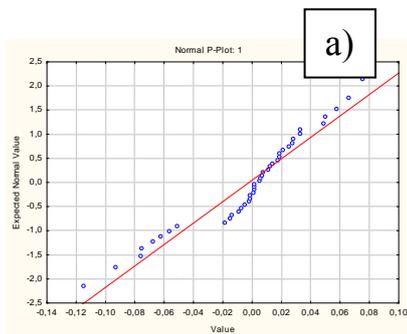


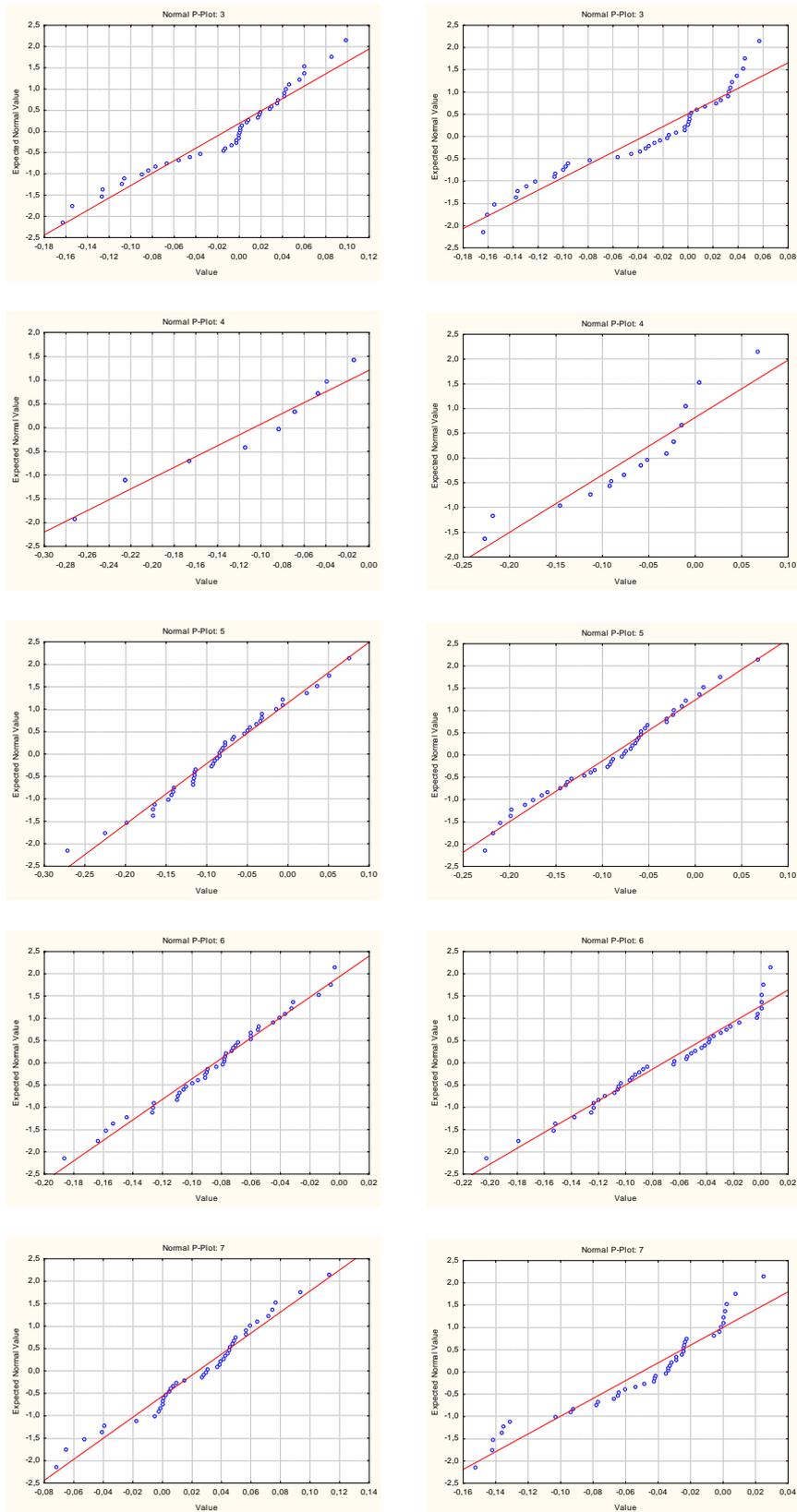


Приложение 2. Гистограммы распределения остатков для моделей с использованием различного экспериментального обеспечения для дерново-подзолистой почвы (а – при безнапорной фильтрации, б - при малонапорной фильтрации).



Приложение 3. Диаграммы рассеивания остатков для моделей с использованием различного экспериментального обеспечения для серой лесной почвы (а – при безнапорной фильтрации, б - при ма-
лонапорной фильтрации)





Приложение 4. Диаграммы рассеивания остатков для моделей с использованием различного экспериментального обеспечения для дерново-подзолистой почвы (а – при безнапорной фильтрации, б – при малонапорной фильтрации)