

**Д.т.н., проф. Махмудов Илхомжон Эрназарович,
К. с/х. н. Уразкелдиев Абдувохид Батиёрович,
PhD Эрназаров Азизбек Илхомжон угли**

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ГИДРАВЛИЧЕСКИХ МЕТОДОВ УПРАВЛЕНИЯ УВЛАЖНЕНИЕМ ПОЧВЫ ПРИ БОРОЗДКОВОМ ПОЛИВЕ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР

Accent Graphics
Publishing & Communications

Accent Graphics Communications & Publishing

 **PREMIER**
Publishing

Premier Publishing s.r.o.

Hamilton, 2022

УДК 628.228

Рецензенты

М. Р. Икрамова, д.т.н., профессор

С.И.Худайкулов, д.т.н., профессор

Махмудов И.Э., Уразкелдиев А.Б., Эрназаров А.И.

М 36 Совершенствование гидравлических методов управления увлажнением почвы при бороздковом поливе сельскохозяйственных культур – Hamilton : Accent Graphics Communications & Publishing, 2022. – 90 p.

ISBN 978-1-77192-636-2

DOI: 10.29013/IOHMOSMMDFIOAC.Makhmudov.Urazkeldiev.Ernazarov.2022.90

Монография посвящена теории и закономерностям динамики процессов увлажнения почво-грунта при бороздковом поливе сельскохозяйственных культур. В книге даются выводы гидродинамической модели переноса влаги, минеральных и органических веществ в гидроморфных средах при условиях использования бороздкового полива сельскохозяйственных культур.

Материал, изложенный в монографии, представляет большой интерес для сектора сельского и водного хозяйства и позволит решить большое количество практических задач в условиях водного дефицита. Книга может служить пособием для научных работников и магистрантов.

Монография рекомендована к изданию решением Научного Совета Научно-исследовательского института ирригации и водных проблем Протокол № 2 от 20 января 2022 года.

Subscribe to print 27/04/2022. Format 60×90/16.

Offset Paper. Garinitura Arno. Conv. Pec. liter. 12. Edition of 300 copies.

Typeset in Premier Publishing s.r.o. Praha, Czech Republic.

Printed by Premier Publishing s.r.o.

Praha 8 - Karlín, Lyčkovo nám. 508/7, PSČ 18600, Czech Republic

pub@ppublishing.org, ppublishing.org

© Махмудов И.Э., Уразкелдиев А.Б., Эрназаров А.И.

© Accent Graphics Communications & Publishing

© Premier Publishing s.r.o. 2022.

ISBN 978-1-77192-636-2

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава I. РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР, ПОСВЯЩЕННЫЙ ПРОБЛЕМАМ ИССЛЕДОВАНИЯ, ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЗАДАЧ МАССОПЕРЕНОСА ВЗАИМОДЕЙСТВУЮЩИМИ ТЕЧЕНИЯМИ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ГРУНТОВЫХ ВОД	9
1.1. Аналитический обзор научной литературы, посвященный проблемам моделирования массопереноса в задачах взаимосвязи грунтовых, поверхностных вод и инфильтрационной влаги	9
1.2. Обзор работ по аналитическому и численному исследованию решений уравнений мелкой воды	12
1.3. Анализ работ по исследованиям решения уравнения Буссинеска	15
1.4. Обзор работ по гидравлическому моделированию процесса переноса гетерогенной смеси в гидроморфных средах при неустановившейся фильтрации	19
Глава II. ИССЛЕДОВАНИЕ МЕЛИОРАТИВНОГО СОСТОЯНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО УЧАСТКА И ГИДРАВЛИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПОТОКА ВОДЫ ПО БОРОЗДАМ С НЕСТАЦИОНАРНЫМ ДНОМ	30
2.1. Выбор опытно-экспериментального участка	30
2.2. Почвенно-мелиоративные условия экспериментального участка	33
2.3. Тип и степень засоления почв опытного участка	37
2.4. Наблюдения за уровнем грунтовых вод	40

2.5. Характер изменения влажности почва-грунта при поливах хлопчатника	41
2.6. Расчет водно-солевого баланса исследуемой территории	44
2.7. Основные результаты лабораторных исследований .	46
2.8. Использование компьютерной программы Monthly ET ₀ Penman-Montecito для определения эвапотранспирации.	50
2.9. Экспериментальное определение гидравлических параметров потока воды в борозде хлопчатника.	59
2.9.1. Методика и результаты натурных исследований	59
2.9.2. Коэффициент Маннинга и характеристики борозды. Метод оценки эффективного коэффициента шероховатости	64
Глава III. ГИДРАВЛИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДИНАМИКИ ПАРАМЕТРОВ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПОТОКА В ЗОНЕ УВЛАЖНЕНИЯ ПОЧВА-ГРУНТА ПРИ БОРОЗДОВОМ ПОЛИВЕ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР	69
3.1. Неустановившееся движение потока воды по борозде с нестационарным дном	69
3.2. Гидравлическая модель управления динамикой параметров инфильтрационного потока в зоне увлажнения при бороздовом поливе сельскохозяйственных культур.	73
3.3. Компьютерная программа управления состоянием зоны увлажнения почва-грунта при бороздковом поливе хлопчатника	77
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.	83
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	84
ПРИЛОЖЕНИЯ	85

ВВЕДЕНИЕ

На аридных территориях мира применение поверхностной технологии полива, особенно полив по бороздам, занимает одно из ведущих позиций. “Учитывая, что в мире больше 280,0 млн. гектаров орошаемых земель, и из них 75 процентов орошаются способом полива по бороздам”, возникает необходимость внедрения в практике совершенствованных гидравлических методов управления увлажнением почвы при бороздковом поливе. В этом отношении особо важным считается использование совершенствованных технологии управления увлажнением почвы при бороздковом поливе сельскохозяйственных культур.

Поверхностная технология полива, особенно полив по бороздам, является основным способом орошения в аридной зоне. Однако традиционные методики бороздкового полива имеют существенные недостатки, прежде всего в равномерности увлажнения почво-грунта по длине борозды. Несмотря на усовершенствования научных основ технологии полива, многие другие аспекты этой научной проблемы остаются нерешенными. Одним из них является определение инфильтрационных характеристик полива при различных режимах орошения и свойств почво-грунтов. Конечно, решениям проблем инфильтрации посвящено множество исследований. В частности, в работах Безбородова Г. А., Бочевера Ф. М., Денисова Ю. М., Полубариновой-Кочиной П. Я., Шестакова В. М. и других авторов разработаны эффективные методы решения задач фильтрации грунтовых вод. Также достаточно хорошо изучены модели течений мелкой воды по бороздам, основанные на уравнениях Сен-Венана и различных их приближениях (Атавин А. А., Васильев О. Ф., Воеводин А. Ф., Баклановская В. Ф., Кучмент Л. С. и др.). Рассмотренный в этих работах подход раздельного моделирования оправдан в случаях, когда расходы по бороздам или емкости водоемов велики по сравнению с фильтрационным питанием или потерями. В 80–90-х годах рядом авторов (Антонцев С. Н., Мейрманов А. М., Злотник В. А., Усенко В. С., Cunningham A. B., Freeze R. A., Pinder G. F., Rushton K. R. и др.) предлагались модели совместного течения поверхностных и подземных (безнапорных или напорных) вод, основанные на сопряжении систем уравнений фильтрации, различных приближений

уравнений гидравлики для открытых водотоков и балансовых соотношений для водоемов. Были предприняты попытки по разработке концепции общей гидрологической модели, в которой помимо руслового и фильтрационного стоков должны были учитываться процессы в зоне неполного насыщения, снеготаяния, склоновый сток и ряд других факторов (Васильев О. Ф., Корявов П. П., Abbot M. B., Clausen J. T., Gilding B. H. и др.).

В ряде практических ситуаций, особенно при хорошей гидравлической связи подземных водоносных пластов с руслами рек или с водоемами, имеет место сильное влияние грунтовых вод на формирование гидрографа поверхностного стока. Например, в работе Кашеварова А. А. приводятся данные о значительной роли грунтового стока в формировании дождевых и весенних паводков. Эти исследования, проводившиеся на небольших водосборах, показали, что во всех наблюдаемых случаях, за исключением наиболее высоких паводков, доминирующей частью гидрографа поверхностного стока являлась фильтрационная составляющая. Все это делает актуальным создание научных основ взаимодействия поверхностных поливных вод с влагой ненасыщенной зоны и детального изучения, на их основе, характера этого взаимодействия.

Выбор адекватных гидравлических моделей для описания движения поверхностных и грунтовых вод, а также изменения состояния зоны увлажнения требует учета сложного характера изучаемых явлений, реальных пространственно-временных масштабов рассматриваемых гидравлических, гидрологических, мелиоративных объектов и процессов, а также типа информации, которой можно располагать при решении конкретных задач. Соотношение вертикальных размеров течений с горизонтальными измерениями гидрологических и мелиоративных объектов позволяют сделать вывод, что использование гидравлического приближения при математическом описании движения как поверхностных, так и грунтовых вод, является оправданным.

В рамках фундаментального исследований, течение грунтовых вод, как правило, будет описано более адекватными гидравлическими уравнениями нестационарной плановой безнапорной и напорной фильтрации в трехмерной постановке.

Для описания трехмерного нестационарного инфильтрационного движения воды в зоне неполного насыщения почво-грунтов будут проведены гидравлические моделирования массопереноса в ненасыщенной зоне. Что касается неустановившихся течений воды в борозде, то для

решения рассматриваемых комплексных задач планируется решение плоской задачи в неконсервативной форме.

При моделировании нестационарных процессов взаимосвязанного движения поверхностных вод, влаги увлажненной зоны и грунтовых вод существенное значение имеют лишь относительно медленные неустановившиеся течения на поверхности водосбора и в бороздах, быстрые изменения течения в них большей частью не могут воздействовать на режим грунтовых вод. Поэтому при описании медленно изменяющихся нестационарных течений поверхностных вод представляется вполне приемлемым использование квазистационарных приближений.

Обычно в мелиоративной науке моделирование водно-солевого режима подземных и поверхностных вод осуществлялось на основе упрощенных моделей для отдельных компонентов водного стока. Модели массопереноса взаимосвязанными потоками грунтовых и поверхностных вод, а также влаги в зоне увлажнения, учитывающие массообмен между различными компонентами водного стока, а также проблемы управления изменением состояния зоны увлажнения до настоящего времени не рассматривались. Это существенно ограничивало возможность применения моделей совместного стока при решении многих прикладных задач по оценке экологического и мелиоративного состояния орошаемых земель и качества грунтовых и поверхностных вод.

В создании данной монографии приняли участие сотрудники Научно-исследовательского института ирригации и водных проблем: введение, главы 1 и 3 монографии написаны И. Э. Махмудовым и глава 2 – А. Б. Уразкелдиевым и А. И. Эрназаровым.

Авторы и редакторы заранее благодарят всех читателей монографии, которые возьмут на себя труд сделать критические замечания, направленные на улучшение монографии в будущем.

В связи с этим, при рассмотрении проблемы сопряженного массообмена взаимодействующими течениями, необходимо изучить ряд вопросов по гидравлическому обоснованию моделей и их численной реализации. Это создание принципов сопряжения математических моделей, соответствующих различным ветвям гидрологического цикла; анализ математических вопросов корректности и исследование качественных свойств решений соответствующих начально-краевых задач. Особое место занимает разработка численных методов

и эффективных алгоритмов расчета, возникающих здесь краевых задач для систем уравнений нестандартного вида, осложненных различными особенностями (нелинейности, вырождения и т.п.). Модели водных систем (водоемов, водотоков, борозды, грунтовых бассейнов и т.п.), входящих в общую модель водообмена неодинаковы по сложности и имеют различные размерности. Особенно важно, что характерные временные масштабы переходных, стохастических процессов для поверхностных и подземных вод отличаются на порядки. Последнее обстоятельство имеет весьма большое значение при создании закономерности взаимосвязанных процессов водного стока и инфильтрации.

Глава I. РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР, ПОСВЯЩЕННЫЙ ПРОБЛЕМАМ ИССЛЕДОВАНИЯ, ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЗАДАЧ МАССОПЕРЕНОСА ВЗАИМОДЕЙСТВУЮЩИМИ ТЕЧЕНИЯМИ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ГРУНТОВЫХ ВОД

1.1. Аналитический обзор научной литературы, посвященный проблемам моделирования массопереноса в задачах взаимосвязи грунтовых, поверхностных вод и инфильтрационной влаги

Развитие водного хозяйства и мелиорации требуют качественно нового теоретического и методического уровней исследований, в частности поиска эффективных механизмов решения сопряженного массопереноса взаимосвязанными течениями поверхностных, грунтовых вод и инфильтрационной влаги в почва-грунтах, вызывающий потребность в разработке более совершенствованных гидродинамических моделей динамики грунтовых и поверхностных вод, позволяющего описывать процессы массопереноса с учетом гидравлических, гидрогеологических, физико-химических процессов в системах – открытый водоток и верхние слои почва-грунта [1, 2, 5].

При решении научно-технических задач водохозяйственной и мелиоративной практики, особое внимание необходимо уделять взаимосвязанным процессам движения воды и массопереноса различной физической природы, а именно по бороздам – русловым, в зоне увлажнения – инфильтрационным. В связи с этим, необходимо комплексно изучать процессы взаимосвязанных поверхностных и грунтовых вод. Решение указанных задач можно получить путем создания математических моделей взаимосвязанных поверхностных вод и изменения влаги в зоне увлажнения почва-грунта [6, 7]. В таком случае, производится достоверный анализ и оценка влияния поверхностных вод на мелиоративный режим орошаемых территорий

и, наоборот, оценка обратного влияния фильтрационных потоков на поверхностный сток.

В этих задачах, уровни воды в открытых руслах и водоемах считаются заданными или пренебрегают фильтрационными потерями воды, либо определяют их по приближенным формулам.

В работах Антонцева С. Н., Вольцингера Н. Е., Шестакова В. М., Пашковского И. С., Сойфер А. М. и других авторов, разработаны численные методы и математические модели в задачах взаимосвязи безнапорных подземных и поверхностных вод. [1, 3, 4, 8]. Хорошо изучены математические модели совместного движения поверхностных и подземных вод, основанных на уравнениях Ричардса, Буссинеска и Сен-Венана [9].

В мировой практике наблюдений имеет место сильное влияние грунтовых вод на формирование гидрографа поверхностного стока, особенно при хорошей гидравлической связи подземных водоносных пластов с руслами рек или с водоемами. Из реальной практики приводятся примеры о значительной роли грунтового стока в формировании дождевых и весенних паводков. Исследования показали, что во всех наблюдаемых случаях, доминирующей частью гидрографа стока являлась фильтрационная составляющая. Данный факт продиктовал необходимость создания единой математической модели взаимодействия поверхностных и грунтовых вод с изучением характера этого взаимодействия.

Разработка гидродинамических моделей движения поверхностных и грунтовых вод требует учет сложного характера изучаемых явлений, реальных пространственно-временных масштабов рассматриваемых гидролого-мелиоративных объектов и процессов. При использовании гидравлического приближения при гидродинамическом описании движения как грунтовых, так и поверхностных вод необходимо учитывать соотношение вертикальных размеров течений с горизонтальными измерениями гидролого-мелиоративных объектов.

Создание гидродинамической модели взаимосвязанных поверхностных и грунтовых вод основываются на уравнениях Ричардса, Буссинеска и Сен-Венана. То есть, для описания движения вертикальной инфильтрационной воды в зоне неполного насыщения почва-грунтов применяется одномерная модель Ричардса, изменение уровня грунтовых вод уравнением Буссинеска, а неустановившееся движение воды в открытых руслах описывается уравнением Сен-Венана.

В работах [1, 9] предлагаются модели совместного течения поверхностных и подземных вод, основанные на сопряжении систем уравнений фильтрации, уравнения мелкой воды для открытых водотоков и балансовых соотношений для водоемов.

Несмотря на это, на сегодняшний день не до конца изучены проблемы массопереноса во взаимосвязанных течениях грунтовых и поверхностных вод с использованием пространственной постановки. В связи с этим, обычно используется совместный подход построения таких моделей, основанный на сопряжении моделей поверхностных и грунтовых вод, которые являются сложными гидравлическими и геогидродинамическими процессами.

При изучении динамики увлажнения почва-грунта, в которой происходит сложный геогидродинамический процесс трансформации и транспирация влаги корнями растений, особо необходимо обратить внимание на моделирования инфильтрационного стока на основе гидравлических методов.

Для описания динамики уровня грунтовых вод под влиянием различных факторов целесообразно применять модель Буссениска.

В исследованиях [1, 5, 7, 9] достаточно хорошо изучены более сложные модели совместного течения поверхностных вод и насыщенно-ненасыщенной фильтрации грунтовых вод. Динамика инфильтрации влаги в почва-грунтах была смоделирована двумерным уравнением Ричардса, где мощность поверхностного слоя воды определял напор грунтовых вод на соответствующей границе области моделирования, а сток поливной воды по каналам описывается уравнением мелкой воды.

В работах [5] достаточно хорошо изучены возможности применения сопряжённой модели, базирующейся на уравнениях безнапорного и напорного движения грунтовых вод и уравнениях мелкой воды. Пространственная модель движения подземных вод в зонах неполного, полного насыщения и одномерная модель течения в открытом русле рассматривалась в работах Антонцева С. Н., Мейрманова А. М., где произведена оценка процессов формирования поверхностного стока во взаимодействии с подземным стоком. Однако, как показала практика, трехмерные уравнения динамики влаги в почва-грунтах малоприменимы для практических задач по причине отсутствия более устойчивых методов численной реализации. [1, 5, 9].

Ряд научных исследований, посвящен результатам численных расчетов гидродинамических задач и исследований задач взаимосвязи

поверхностных и грунтовых вод. В тоже время, многие ученые направили свой научный потенциал на создание больших вычислительных моделей и пакетов программ для моделирования крупномасштабных гидрологических и гидрогеологических систем. Предпринимались попытки по созданию компьютерных программ, описывающих течение атмосферных осадков по поверхности земли и движению влаги в зоне неполного насыщения.

Тем не менее, недостаточно изучены научно-техническая задача по сопряжению движения поливной воды по бороздам и динамических процессов инфильтрации в зоне увлажнения почва-грунтах.

1.2. Обзор работ по аналитическому и численному исследованию решений уравнений мелкой воды

В исследованиях [5] В. В. Беликова и А. И. Алексюка осуществлены эксперименты численной реализации нестационарных уравнений движение воды в каналах. Трудность численного эксперимента этих уравнений связана с критерием Фруда, при котором глубина воды стремится к нулю. Осуществлялись эксперименты по исследованию факторов набегающих волн и скорости волны перемещения. Были представлены приближенные решения уравнения неустановившегося движение воды в каналах, а именно для нижеприведенного уравнения мелкой воды:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(uh)}{\partial x} = 0 \quad \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} = gf \quad (1.1)$$

в момент времени $t = t_0$ начальные условия заданы в виде:

$$h(x, t_0) = h_x(x) \quad u(x, t_0) = u_0(x) \quad (1.2)$$

где t – время, $u(x, t)$ – усредненная по живому сечению горизонтальный компонент вектора скорости, $h = \sigma + h_0$ – глубина потока, $\sigma(x, t)$ – отклонение свободной поверхности воды от стационарного уровня g – ускорение свободного падения, $f(x) = h^1(x)$ – рельеф дна канала который описывается функцией $\xi = -h(x)$. Для решения уравнения (1.2) введены граничные условия в виде:

$$h(x_0(t), t) = 0, \quad t \geq t_0 \quad (1.3)$$

Где: $x_0(t)$ – искомая координата подвижной точки уреза, $x_0 = x_0(0)$ – положение точки в начальный момент времени.

В зависимости от начальных условий возможны три случая, а именно: $h_0^1(x_{00}) \neq 0$, $h_0^1(x_0) = 0$ и $h_0^1(x_0) = \infty$. В случае $h_0^1(x_0) \neq 0$ сначала в виде

сходящихся рядов по степеням выписывается решение задачи Коши (1.1), (1.2). Затем определяется закон движения жидкой частицы уреза в виде ряда

$$x_{01} = x_{00}, x_{02} = -g\sigma_0^1(x_{00}), x_{03} = g[2u_0^1(x_{00})h_0^1(x_{00}) + u_{00}f^1(x_{00})] \quad (1.4)$$

коэффициенты многочлена можно найти, осуществив дифференцирование по аргументу t необходимого количество раз равенство (1.3) с известной функцией h :

$$x_{01} = x_{00}, x_{02} = -g\sigma_0^1(x_{00}), x_{03} = g[2u_0^1(x_{00})h_0^1(x_{00}) + u_{00}f^1(x_{00})] \quad (1.5)$$

где $\sigma_0(x) = h_0(x) - h(x)$, $u_{00} = u_0(x_{00})$. Подставляя построенный ряд (1.4) в найденное решение $u(x, t)$ задачи Коши (1.1), (1.2), можно получить скорость жидкой частицы в точке уреза

$$u^o(t) = u(x_0(t), t) = u_{00} + x_{02}(t - t_0) + x_{03} \frac{(t - t_0)^2}{2} + \dots \quad (1.6)$$

Иллюстрировано, что (1.4) и (1.5) сохраняется до того момента времени $t = t_*$, когда производная $h_x(x_0(t_*)_{*})$ стремится к бесконечности.

Для взаимодействия последующих волн перемещения с твердой стенкой русла касательные, проведенные в начальный момент времени $t = t_0$ к дну и к поверхности воды в точке уреза совпадают, причем $h_0^{(l)}(x_{00}) = 0$ при $0 < l < L$, $h_0^{(L)}(x_{00}) \neq 0$. С использованием в задаче (1.1), (1.2) замены переменных $h = E^p$, $z + x_0(t)$ найдено локально приближенное решение E, u характеристической задачи Коши.

Закон движения этой границы и ее скорость определяются как решение системы обыкновенных дифференциальных уравнений

$$x_{0t} = u^o, x_0(t_0) = x_{00}; u_t^o = gf(x_0(t)) \quad u^o(t_0) = u_{00} \quad (1.7)$$

В частности, для наклонного откоса, заданного функцией

$$\xi = -h(x) = -\lambda(x - x_{00}) \quad \lambda = \text{const} > 0 \quad (1.8)$$

получено решение:

$$x_0(t) = \frac{\lambda}{2} g(t - t_0)^2 + u_{00}(t - t_0) + x_{00}, \quad u^o(t) = \lambda g(t - t_0) + u_{00} \quad (1.9)$$

которое для t , близких к t_0 , при описании $u_{00} < 0$ волны наложения на твердой стенке русла, а при $u_{00} > 0$ – обратная положительная волна.

Если функция $h_0(x)$ в точке $x = x_{00}$ в начальный момент времени $t = t_0$ имеет разрыв первой степени от $h = 0$ до $h_{00}(x_{00}) > 0$, а правее точки $x = x_{00}$ она является точной. Кроме функции $h_0(x)$ функция $u_0(x)$ так же считается заданной.

Форма течения, возникшего после сглаживания разрыва, включает в себя положительную и отрицательную волны, различные друг от друга параметром $\mathcal{J}_1$. Сложная прямая волна, с левой стороны отделена от сухого берега с линией $\mathcal{J}_0$ – границей уреза, на котором выполняется условие (1.3). Решение, соответствующее сложной волне, реализовано в виде сходящихся рядов по степеням $t = t_0$. С помощью этого решения определяются линия $\mathcal{J}_1$ и значения функций h и u . Для построения положительной волны в системе (1.1) производится замена переменных (за неизвестные функции берутся x и u , а за независимые переменные t и h) и ее решение ищется в виде рядов по степеням $t = t_0$ при известных данных по характеристике $\mathcal{J}_1$ и условию вертикали [5, 9].

$$x(t, h) \Big|_{t=t_0} = x_{00} \quad (1.10)$$

Доказано, что до некоторого момента времени область сходимости этих рядов по всей области перемещения волн от $\mathcal{J}_1$ до $\mathcal{J}_0$ включительно. Помимо этого, при $t > t_0$ на границе уреза всегда обеспечивается условие, при котором после опрокидывания волны на границе уреза всегда реализуется рассмотренный выше второй случай. Поэтому, закон движения границы $\mathcal{J}_0$ определяется из решения задачи (1.7), в которой u_{00} теперь следует заменить на величину $u_* = u_{00} - 2\sqrt{gH_{00}}$ – начальную скорость границы уреза после распада разрыва. С учетом этой замены закон движения границы $\mathcal{J}_0$ в частном случае наклонного откоса представляется в виде (1.9).

В работах В. П. Колгана, А. В. Родионова, Р. Куранта, П. Роуча, С. К. Годунова, В. В. Русанова, А. Хартена, С. Ошера, В. Вендроффа, П. Лакса и др. хорошо развиты аспекты вычислительной гидродинамике для численных алгоритмов по решению уравнений мелкой воды.

В развитие гидравлических и имитационных моделей гидравлики открытых потоков большой вклад внесли: О. Ф. Васильев, Н. Е. Вольцингер, Р. В. Пясковский, В. М. Лятхер, А. Н., М. Т. Гладышев, К. В. Гришанин, И. А. Шеренков, А. Н. Милитеев, Д. Р. Базаров, Дж. Стокер, М. Эббот, Ж. Кюнж.

Следует отметить, что в работах А. Ю. Семенова и С. С. Маханова изучены вопросы по созданию «неотрицательных» численных алгоритмов для уравнений мелкой воды. А также, осуществлен расчет течений в заливах, озерах и водохранилищах на адаптивных криволинейных сетках.

Ряд моделей и алгоритмов были разработаны В. В. Беликовым и А. Н. Милитеевым, ими же предложена математическая модель двухслойного русло-пойменного потока, обобщающая одномерную и двумерную модели Сен-Венана. Апробация этой модели при расчете паводковых течений на реальных водотоках выявила ее высокую эффективность и большую практическую ценность.

Еще в конце 90-х годов прошлого столетия академиком С. К. Годуновым была разработана эффективная явная по времени численная схема решения уравнений гидродинамики и она была адаптирована для решения двумерных уравнений мелкой воды на гибридных сетках с учетом точного решения задачи о распаде произвольного гидродинамического разрыва (так называемой задачи Римана) на горизонтальном дне. В это же время стали развиваться упрощенные варианты схемы Годунова для уравнений мелкой воды. Так, приближенный метод Роу был адаптирован Гластером для уравнений теории мелкой воды и широко внедрена для моделирования различных процессов неустановившегося движение воды.

Однако, наличие неровного дна в уравнениях мелкой воды не позволяло распространить гидродинамические алгоритмы на этот класс задач. Использование же приближенных подходов к решению задачи о распаде произвольного разрыва увело некоторых исследователей в сторону от нахождения точного и единственного решения задачи Римана для уравнений мелкой воды на неровном дне русла. Таким образом, можно сделать заключение, что вопросы неустановившегося движение воды по бороздам сельхозкультур недостаточно изучены.

1.3. Анализ работ по исследованиям решения уравнения Буссинеска

В работах [1, 5, 9] рассмотрены неявные разностные методы решения уравнения Буссинеска по нижеприведенной постановке задачи: предположено что, Ω ограниченная область пространства R^2 , Γ -граница области Ω . В области $Q_T = \Omega \times (0, T)$

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x_1} \left(a(u) \frac{\partial u}{\partial x_1} \right) - \frac{\partial}{\partial x_2} \left(a(u) \frac{\partial u}{\partial x_2} \right) = f(x, t). \quad x \in \Omega, \quad t \in (0, T) \quad (1.11)$$

$$u(x, t) = \mu(x, t), \quad x \in \Gamma, \quad t \in (0, T) \quad (1.12)$$

$$u(x, 0) = u_0(x), \quad x \in \Omega \quad (1.13)$$

$$a(u) = |u|^{p-1}, \quad p \geq 2 \quad (1.14)$$

Уравнение (1.11) – это уравнение Буссинеска. Задача (1.11) – (1.14) описывает процесс фильтрации подземных вод. В этом случае функция и определяет высоту свободной поверхности жидкости относительно некоторого непроницаемого нулевого основания. При построении разностного метода решения для задачи (1.11) – (1.14) используется интегральное тождество.

$$\int_0^t \int_{\Omega} \frac{\partial u}{\partial t} v dx dt + \int_0^t \int_{\Omega} \sum_{i=1}^2 a(x, u) \frac{\partial u}{\partial x_i} \frac{\partial v}{\partial x_i} dx dt = \int_0^t \int_{\Omega} f v dx dt \quad (1.15)$$

Данное тождество определяет обобщенное решение задачи (1.11) – (1.14) из пространства $L_p(0, T; W_p^1(\Omega))$

Для решения уравнения Буссинеска построены следующие разностные схемы. Предположено что, Ω прямоугольная область:

$$\Omega = \{(x_1, x_2), 0 \leq x_i \leq l_i\}, i = 1, 2.$$

На Ω – области построена равномерная сетка $\bar{\omega}_h$ по каждому направлению. Обозначено

$$\begin{aligned} \bar{\omega}_{h1} &= \left\{ x_i = ih_1, i = \overline{0, n}, h_1 = \frac{l_1}{n} \right\} \\ \bar{\omega}_{h2} &= \left\{ x_j = jh_2, j = \overline{0, m}, h_2 = \frac{l_2}{m} \right\} \end{aligned}$$

Тогда $\bar{\omega}_h = \bar{\omega}_{h1} \times \bar{\omega}_{h2}$, $\gamma_h = \Gamma \cap \bar{\omega}_h$

На $[0, T]$ построена равномерная сетка с шагом:

$$\bar{\omega}_\tau = \left\{ \tau_k = k\tau, k = \overline{0, M}, \tau = \frac{T}{M} \right\}$$

Для задачи (1.11) – (1.14) рассмотрена неявная разностная схема с опусканием нелинейности на нижний временной слой

$$y_t = (x, t) = \frac{1}{2}(a(y(x, t))\hat{y}_{x_1}(x, t))_{x_1}^- + \frac{1}{2}(a(y(x, t))\hat{y}_{x_1}^-(x, t))_{x_1}^- + \quad (1.16)$$

$$\frac{1}{2}(a(y(x, t))y_{x_2}(x, t))\hat{y}_{x_2}^- + \frac{1}{2}(a(y(x, t))\hat{y}_{x_2}^-(x, t))_{x_2} + f((x, t))$$

$$x \in \omega_h, t \in \omega_\tau$$

$$y(x, t) = \mu(x, t), x = \gamma_h, t \in \omega_\tau \quad (1.17)$$

$$y(x, 0) = y_0(x), x = \gamma_h, x \in \omega_h \quad (1.18)$$

$$\text{Здесь: } y_t(x, t) = \frac{y(x, t + \tau) - y(x, t)}{\tau}, y_{x_1}(x, t) = \frac{y(x + h_1 t) - y(x, t)}{h_1},$$

$$y_{x_1}^-(x, t) = \frac{y(x, t) - y(x - h_1 t)}{h_1}, y_{x_2}(x, t) = \frac{y(x + h_2 t) - y(x, t)}{h_2},$$

$$\overline{y_{x_2}}(x, t) = \frac{y(x, t) - y(x - h_2, t)}{h_2}, \quad \widehat{y} = (x, t) = y(x, t + \tau)$$

При построении разностного уравнения (1.16) используется метод сумматорных тождеств [1, 3, 5], который основан на аппроксимации интегрального тождества (1.15).

Расчеты проводились в случае, когда $a(u) = u^2$, а функция $\mu(x, t)$ имела следующий вид

$$\mu(x, t) = \begin{cases} 0, x \in (\Gamma_2 \cup \Gamma_3 \cup \Gamma_4) \cap \gamma_h \\ g(x_2, t), x \in \Gamma_1 \cap \gamma_h \end{cases}$$

$$g(x_2, t) = \begin{cases} 0, (x_2 \prec x_n) \Delta (x_2 \succ x_B) \\ \left((t+c) \cos \frac{\pi(x_2 - \frac{1}{2})}{t+c}, x_H \prec x_2 \prec x_B \right) \end{cases}$$

$$x_H = \frac{1}{2} - \frac{t+c}{2}; x_B = \frac{1}{2} + \frac{t+c}{2}; c = 2h_2$$

Функция $f(x, t)$ выбирается так, чтобы $u(x, t) = (1-x)g(x_2, t)$ было решением интегрального тождества (1.15).

На каждом временном слое $t \in \omega_\tau$ для решения системы (1.16) – (1.18) применяется итерационный метод Зейделя [5].

$$\widehat{y}_{i,j}^{k+1} = A\widehat{y}_{i-1,j}^{k+1} + B\widehat{y}_{i,j-1}^{k+1} + C\widehat{y}_{i+1,j}^k + DC\widehat{y}_{i,j+1}^k + E\widehat{y}_{i,j} + Gf_{i,j} \quad (1.19)$$

$$A = \frac{\tau}{2qh_1^2}(a(y_{i-1,j}) + a(y_{i,j})); B = \frac{\tau}{2qh_2^2}(a(y_{i,j-1}) + a(y_{i,j}))$$

$$C = \frac{\tau}{2qh_1^2}(a(y_{i+1,j}) + 2a(y_{i,j})); D = \frac{\tau}{2qh_2^2}(a(y_{i,j+1}) + a(y_{i,j}))$$

$$E = \frac{1}{q}, \quad G = \frac{\tau}{q}$$

$$q = 1 + \frac{\tau}{2qh_1^2}(a(y_{i-1,j}) + 2a(y_{i,j}) + a(y_{i+1,j})) + \frac{\tau}{2qh_2^2}(a(y_{i,j-1}) + 2a(y_{i,j}) + a(y_{i,j+1}))$$

$$q = 1 + \frac{\tau}{2qh_1^2}(a(y_{i-1,j}) + 2a(y_{i,j}) + a(y_{i+1,j})) + \frac{\tau}{2qh_2^2}(a(y_{i,j-1}) + 2a(y_{i,j}) + a(y_{i,j+1}))$$

В качестве начального приближения, каждая $\widehat{y}^0$ берет значение решения разностной схемы с нижнего временного слоя. Вычисления по формуле (1.19) продолжаются до выполнения условия:

$$\max |\widehat{y}_{i,j}^{k+1} - \widehat{y}_{i,j}^k| \leq \varepsilon = h^3$$

На рисунках 1.1–1.6 и в таблице 1.1 представлены графики приближенного и точного решения на временных слоях $t = 0.1$ и $t = 0.5$ при $\tau = 0.01$, $x_1 = 0.2$

Расчеты производились при $l_1 = l_2 = 1$, $h_1 = h_2 = 0.1$

Экспериментально установлено, что итерационный процесс (1.19) сходится при условии $\tau \leq ch, c \leq \frac{1}{3}$

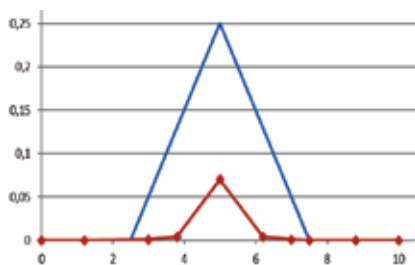


Рис. 1.1 График в разрезе, $t = 0.1$

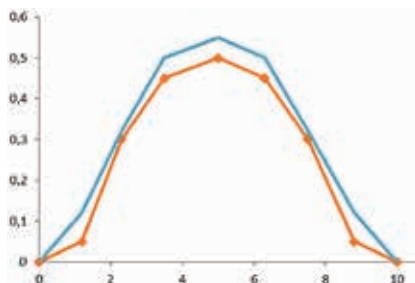


Рис.1.2 График в разрезе, $t = 0.5$

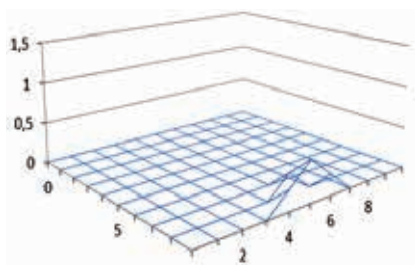


Рис.1.3 График приближенного решения при $t = 0.1$

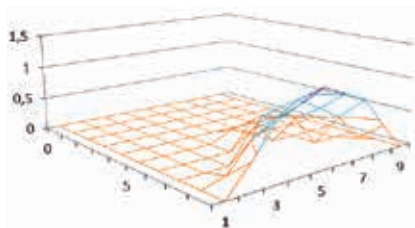


Рис.1.4 График приближенного решения при, $t = 0.5$

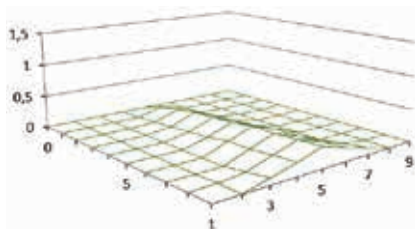


Рис.1.5 График точного решения при $t = 0.1$

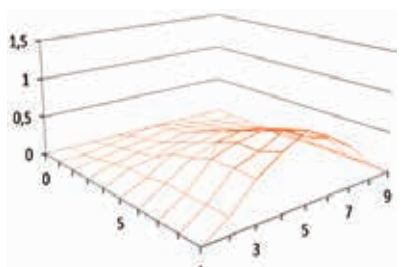


Рис. 1.6 График точного решения при $t = 0.5$

Таблица 1.1 – Результаты расчетов при $\tau = xh^2$, где $\|Z\|_{\Omega} = \max |y(x, t) - u(x, t)|$. k – число итераций на временном слое

$\tau = xh^2$		
L	k	$\ Z\ $
0.1	2	0.2400
0.2	2	0.3000
0.3	3	0.4500
0.4	3	0.5100
0.5	3	0.6500
0.6	3	0.7000
0.7	3	0.7500
0.8	4	0.8100
0.9	4	0.8700
1	5	0.9400

В задачах нелинейной фильтрации жидкости большое практическое значение придаётся определению фронта движения жидкости. Проведенные расчеты показали, что фронт движения жидкости, определенный по предложенному методу, определяется достаточно точно.

1.4. Обзор работ по гидравлическому моделированию процесса переноса гетерогенной смеси в гидроморфных средах при неустановившейся фильтрации

При моделировании процесса массопереноса взаимодействующими течениями поверхностных и грунтовых вод с учетом миграции влаги в зоне увлажнения используется метод анализа размерностей.

Для осуществления основного анализа размерностей служат уравнения, выражающие связь между параметрами и переменными процесса и, входящие в них величины должны быть адекватными и соизмеримыми. Также, все слагаемые уравнений должны иметь одинаковые размерности. При решении задач массопереноса взаимодействующими течениями поверхностных вод динамики влаги в зоне увлажнения, особое значение приобретает метод анализа размерностей [6, 7].

Главным содержанием теории размерности является π -теорема, когда имеется некоторая функциональная зависимость между

различными величинами $f(X_1, X_2, \dots, X_n) = 0$, и предположено, что m будет равняться максимальному числу этих размерных величин с независимыми размерностями. В таком случае, связь между размерными величинами может быть представлена как $(n-m)$ и, каждый из них будет иметь вид степенного одночлена. Затем, числа основных единиц измерений, которыми измеряются все переменные величины, будут выглядеть следующим образом: $\Delta P = ML^{-1}T^{-2} = H / m^2 = \kappa g / c^2 m$, $V = LT^{-1} = m^2 / c$, $\rho = ML^{-3} = H / m^3$, $\nu = L^2 T^{-1} = m^2 / c$.

Допустим, что некоторые параметры процесса массопереноса Π связаны с другими параметрами процесса A, B, C, D следующей зависимостью:

$$\Pi = f(A, B, C, D) = k A^a B^b C^c D^d \quad (1.20)$$

Здесь k, f, c, d – неизвестные коэффициенты, которые мы можем определить на основе экспериментальных исследований. Предположено, что параметры процесса A, B, C, D зависят от гидравлических параметров потока воды по ирригационному каналу, вязкости, плотности скорости, температуры, что в обозначениях размерностей выражаются в виде:

$$\Pi = L^{a_0} T^{m_0} \theta^{k_0} M^{n_0}$$

$$A = L^{a_1} T^{m_1} \theta^{k_1} M^{n_1}$$

$$B = L^{a_2} T^{m_2} \theta^{k_2} M^{n_2}$$

$$C = L^{a_3} T^{m_3} \theta^{k_3} M^{n_3}$$

$$D = L^{a_4} T^{m_4} \theta^{k_4} M^{n_4}$$

Тогда уравнение (1.20) принимает следующий вид:

$$L^{a_0} T^{m_0} \theta^{k_0} M^{n_0} = k (L^{a_1} T^{m_1} \theta^{k_1} M^{n_1}) (L^{a_2} T^{m_2} \theta^{k_2} M^{n_2}) (L^{a_3} T^{m_3} \theta^{k_3} M^{n_3}) (L^{a_4} T^{m_4} \theta^{k_4} M^{n_4})^d \quad (1.21)$$

Сравнивая степени при одинаковых размерностях, получим:

$$a_0 = a\alpha_1 + b\alpha_2 + c\alpha_3 + d\alpha_4$$

$$m_0 = am_1 + bm_2 + cm_3 + dm_4$$

$$k_0 = ak_1 + bk_2 + ck_3 + dk_4$$

$$n_0 = an_1 + bn_2 + cn_3 + dn_4$$

При численной реализации систему уравнения относительно a, b, c, d и k , принимаются коэффициенты $n - m$ (n – число неизвестных коэффициентов, m – число уравнений). Для решения уравнения (1.21) необходимо определить коэффициент массообмена. Используя метод размерностей, определяем эмпирическое выражение для коэффици-

ента массообмена $\beta [LT^{-1}]$, для функции характерного размера тела $r [L]$, скорости потока $V[LT^{-1}]$, вязкости $\eta[MT^{-1}L^{-1}]$, плотности потока $\rho[ML^{-3}]$ и коэффициента диффузии $D[L^2T^{-1}]$.

Коэффициент массопереноса принимает следующий вид:

$$\beta_L = kr^a V^b \rho^c \eta^d D^e$$

Подставив значения размерности, получим:

$$LT^{-1} = kL^a (LT^{-1})^b (ML^{-3})^c (MT^{-1}L^{-1})^d (L^2T^{-1})^e$$

Сравнив степени для соответствующих размерностей, получим:

$$\begin{aligned} L : 1 &= a + b - 3c - d + 2e \\ T : -1 &= -b - d - e \\ M : 0 &= c + d \end{aligned} \quad (1.22)$$

Здесь число уравнений равно $m = 3$, а число неизвестных коэффициентов равно $n = 5$. Число ключевых параметров равно $n - m = 2$. В качестве ключевых параметров применяется b, d , а остальные коэффициенты выражаются через эти коэффициенты. Из последнего уравнения (1.22) имеется $c = -d$, из второго уравнения $-e = 1 - b - d$. Тогда, из первого уравнения примет вид $a = b - 1$. Принимая во внимание эти значения, можно записать:

$$\beta_L = kr^{b-1} V^b \rho^{-d} \eta^d D^{1-b-d}$$

После чего это уравнение преобразуется в виде:

$$\frac{\beta_L r}{D} = k \frac{r^b V^b \eta^d}{D^b \rho^d D^d} \quad Sh = \frac{\beta_L r}{D}, \quad S = \frac{Vr}{D}, \quad Sc = \frac{\eta}{\rho D}$$

Введя критерии в уравнение для расчета коэффициента массообмена, получим следующее:

$$Sh = kPe^b Se^d$$

Если $Pe = ReSc$, то можно записать:

$$Sh = kPe^b Sc^{b+d}$$

Коэффициенты (k, b, d) для любого процесса массообмена можем определить, используя экспериментальные данные.

В дальнейшем, для расчета коэффициента теплоотдачи используется метод размерностей $a = \frac{Bm}{m^2 K} = \frac{\kappa_2}{\text{сек}^3 K} = [MT^{-3}\theta^{-1}]$, зависящий от скорости потока $V[LT^{-1}]$, размера тела $r[L]$, вязкости среды $\eta[MT^{-1}L^{-1}]$, плотности среды $\rho[ML^{-3}]$, теплопроводности среды и теплоемкости потока $\lambda[LMT^{-3}\theta^{-1}]$, т.е.

$$a = kr^a V^b \rho^c \eta^d \lambda^e C_p^f \quad (1.23)$$

Учитывая размерности соответствующих величин при сравнении степени одинаковых размеров, получим:

$$\begin{aligned}
 MT^{-3}\theta^{-1} &= kL^a(LT^{-1})^b(ML^{-3})^c(MT^{-1}L^{-1})^d(MLT^{-3}\theta^{-1})^e(L^2T^{-2}\theta^{-1})^f \\
 L: 0 &= a + b - 3c + d + e + 2f \\
 T: -3 &= -b - d - 3e - 2f \\
 M: 1 &= c + d + e \\
 \theta: -1 &= -e - f
 \end{aligned}$$

В этой системе $m = 4$ уравнений и $n = 6$ неизвестных коэффициентов. Принимая за ключевые коэффициенты c и f , выразим остальные коэффициенты через них. Из последнего уравнения имеем $e = 1 - f$, из второго уравнения $-b = c$, из третьего уравнения $d = f - c$, то из первого уравнения имеем $a = c - 1$. Подставляя эти значения коэффициентов в вышеуказанное уравнение и, группируя соответствующие переменные, получим:

$$\begin{aligned}
 \frac{ar}{\lambda} &= k \left(\frac{rV\rho}{\eta} \right)^c \left(\frac{\eta C_p}{\lambda} \right)^f \\
 Nu = \frac{ar}{\lambda}, \text{Re} = \frac{rV\rho}{\eta} = \frac{rV}{\nu}, \text{Pr} = \frac{\eta C_p}{\lambda} \quad Nu &= K(R5)^c(\text{Pr})^f
 \end{aligned}$$

В этом выражении коэффициенты c , k и f определяются, исходя из экспериментальных значений измеряемых величин. Из условий моделирования возникает необходимость определения коэффициента сопротивления твердых частиц. При этом сила сопротивления твердых частиц $F [MLT^{-2}]$ зависит от: диаметра частиц $a[L]$, скорости потока $V [LT^{-1}]$, плотности $\rho [ML^{-3}]$ и динамической вязкости $\eta [ML^{-1}T^{-1}]$. Общее выражение для силы сопротивления можем записать как:

$$F_D = kd_p^a V^b \rho^c \eta^d$$

Переходя к размерным значениям и сравнивая одинаковые степени, имеем:

$$\begin{aligned}
 MLT^{-2} &= kL^a(LT^{-1})^b(ML^{-3})^c(ML^{-1}T^{-1})^d \\
 L: 1 &= a + b - 3c - d \\
 T: -2 &= -b - d \\
 M: 1 &= c + d
 \end{aligned}$$

Приняв коэффициент d ключевым, запишем остальные коэффициенты как $a = 2 - d, b = 2 - d, c = 1 - d$.

Тогда можно записать:

$$F_D = k d_p^{2-d} V^{2-d} \rho^{1-d} \eta^d$$

$$Re_d = \frac{V a \rho}{\eta}$$

$$F_D = k d_p^2 V^2 Re_d^{-d}$$

$$F_D = C_d S \frac{\rho V^2}{2}$$

Введя безразмерное число, получим: $S = \frac{\pi d_p^2}{4}$

Выразив силу сопротивления как $C_D = \frac{24}{Re_d}$, окончательно получим:

$$C_D = \frac{8}{\pi} \left(\frac{F_D}{d_p^2 V^2} \right) = \frac{8K}{\pi Re_d^{-d}} = A Re_d^{-d} = f(Re_d)$$

где A – некоторый экспериментально определяемый коэффициент. Как было отмечено выше, при малых значений $Re \ll 1$, значение $d = 1$ и $A = 24$. Подобным образом определяется сила сопротивления для частицы в неньютоновской жидкости, предположив $F = f(\rho, k, d, V)$, n – показатель степени и k – коэффициент консистенции, а также введется следующие размерности: $k = [ML^{-1}T^{n-2}]$, $n = [M^0L^0T^0]$. Далее, подобными вышеприведенным вычислением для коэффициента или силы сопротивления получим:

$$C_D = \frac{F_d}{\rho V^2 d_p^2} = f \left(\frac{\rho V^{2-n} d_p^n}{k}, n \right) = f(Re_d, n)$$

Вывод уравнения (1.20) предполагает, что рассматриваемый вероятностный процесс подчиняется нелинейному закону:

$$\frac{da(t)}{dt} = f(a(t), t) + G\zeta(t) \quad (1.24)$$

Отсюда видно, что функция описывает динамику размеров частиц в зависимости от конвективного масса переноса:

$$\begin{aligned} M[\zeta(t)] &= 0 \\ Cov[\zeta(t)\zeta(\tau)] &= B\delta(t-\tau)\delta(t-\tau) \\ f(a(t), t) & \end{aligned} \quad (1.25)$$

Здесь $f(a(t), t)$, описывает рост размеров частиц в процессах влагопереноса. При $f(a(t), t) > 0$, $f(a(t), t) < 0$, она описывает динамику размеров частиц в процессах масспереноса.

Если линеаризовать функцию в окрестности некоторого среднего:

$$f(a(t), t) \approx f(\mu_a(t), t) + \frac{\partial f(\mu_a(t), t)}{\partial \mu_a(t)} (a(t) - \mu_a(t))$$

то система дифференциальных уравнений для нормального распределения, представляется в виде:

$$\begin{aligned} \mu_a(a) \\ \frac{d\mu_a(a)}{dt} = f(\mu_a(t), t) \\ \frac{d\sigma_n^2}{dt} = \frac{\partial f(\mu_a(t), t)}{\partial \mu_a} \sigma_n^2 + \sigma_n^2 \frac{\partial f^T(\mu_a(t), t)}{\partial \mu_a} + \\ + G(\mu_a(t), t) B G^T(\mu_a(t), t) \end{aligned} \quad (1.26)$$

Решение (1.26) реализуется с помощью начальных условий в виде:

$$(\mu_a(0) = \mu_{a0}, \sigma_n^2(0) = \sigma_{n0}^2).$$

При этом предполагается, что функция распределения подчиняется нормальному закону:

$$P(a, t) = \frac{1}{\sigma_n \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(a - \mu_a)^2}{2\sigma_n^2} \right] \quad (1.27)$$

и изменение координат описывается линейным уравнением:

$$d(a) = -Aa + \zeta(t) \quad (1.28)$$

Этим уравнением описываются изменения размеров капилляров, где со временем монотонно изменяется значения частиц.

Для определения закона изменения дисперсии $\mu_a(a)$ и $\sigma_n^2(t)$ получим уравнение в виде:

$$\frac{\partial P(a)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial a} \left(\frac{da}{dt} P(a) \right) + \frac{B \partial^2 P(a)}{2 \partial a^2} \quad (1.29)$$

После соответствующих преобразование, получается:

$$\begin{aligned} \frac{d\sigma_a^2}{dt} &= -2A\sigma_a^2 + B, \quad \sigma_a^2(t) \Big|_{t=0} = \sigma_{a0}^2 \\ \frac{d\mu_a}{dt} &= -A\mu_a, \quad \mu_a(t) \Big|_{t=0} = \mu_{a0} \end{aligned}$$

Решив эту систему уравнений с начальными значениями, получим $\sigma_a^2 = \sigma_{a0}^2$

$$\mu_a = \mu_{a0} \exp(-At) + \frac{B}{2A} [1 - \exp(-2At)] \quad (1.30)$$

С учетом следующих допущений имеется:

- а) характер функции распределения константа;
- б) в единице объема число частиц определяется по формуле:

$$\mu_{a0} = 2; \prod_0^a P(a)da$$

Интегрируя (1.29) в пределах от 0 до r , получим выражение, представляющее собой уравнение конвективного переноса массы:

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} = D \left(\frac{\partial^2 \Pi}{\partial r^2} + \frac{2\partial \Pi}{r\partial r} \right) + \omega(r, t) \quad (1.31)$$

В работах [1, 2, 5, 8, 9] рассмотрены вопросы гидродинамического моделирования процесса переноса гетерогенной смеси в гидроморфных средах при нестационарной фильтрации. При описании процесса конвективного переноса примеси, происходящего в вертикальном направлении, при принятии параметров диффузии, зависящих от высоты, то классическое уравнение диффузии выполняется удовлетворительно. И, таким образом, получены хорошо согласующиеся с многочисленными опытными данными законы распределения температуры и удельной влаги в почва-грунтах. Когда концентрация примеси сильно меняется во всех направлениях в гидроморфных средах, применение трехмерного, многофазного уравнения диффузии приводит к большим погрешностям. Произведение гидравлического моделирования процесса переноса гомогенной смеси, позволяющего обойти это затруднение в случае только вертикального направления рассеяния, по-прежнему описывается уравнением конвективной диффузии. Концентрация примеси при рассеянии в трех направлениях находится как произведение решения уравнения для диффузии в вертикальном направлении на некоторую функцию $f(y^2 / \bar{y}^2)$ [5]. Средняя дисперсия частиц $\bar{y}^2$ складывается из относительной диффузии частиц гомогенной смеси. Относительная диффузия $\bar{y}^2$ в областях разных масштабов происходит по различным законам, в частности:

$$\bar{y}^2 = ADt^3 \quad (1.32)$$

где: D – коэффициент диффузии, A – некоторый комплекс геологических условий, от которых зависит концентрация гомогенной смеси и t – время, в течение которого происходила диффузия. При моделировании рассмотрен процесс переноса гомогенной смеси, обусловленный повышением уровня подземных вод. Ось O_z будет направлена вертикально вверх, а плоскость O_{xy} проведена по зеркалу грунтовых

вод. В соответствии с вышеизложенным, определена концентрация гомогенной смеси в виде:

$$C(x, y, z, t) = \frac{\exp(-\frac{y^2}{2y^2})}{\sqrt{2\pi y^2}} \mathfrak{Z}(x, z, t) \quad (1.33)$$

Затем, все последующие выводы с легкостью обобщаются для случая, когда:

$$C(x, y, z, t) = \frac{f(y^2 / \overline{y^2})}{\sqrt{2\pi y^2}} \mathfrak{Z}(x, z, t) \quad (1.34)$$

Рассмотрен параллелепипед (рис. 1.7), который имеет размеры сторон вдоль O_z и O_x равных d_z и d_x соответственно, а вдоль O_y безграничны. В таком случае, на основании свойств сохранения диффундирующей гомогенной смеси имеем:

$$\int_{Y=-\infty}^{Y=+\infty} \left(uc|_x dzdy - uc|_{x+dx} dzdy - \kappa(z) \frac{\partial c}{\partial z} \Big|_z dx dy + \kappa(z) \frac{\partial c}{\partial z} \Big|_{z+dz} dx dy \right) - \left(\frac{\partial c}{\partial t} dx dy dz \right) = 0 \quad (1.35)$$

где: κ – коэффициент водоотдачи почва-грунта, u – скорость фильтрации.

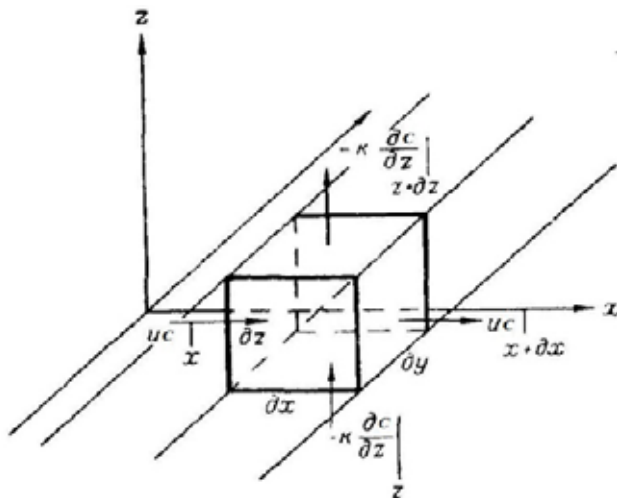


Рис.– 1.7. параллелепипед с размерами сторон вдоль O_z и O_x равных d_x и d_z

Отсюда следует, что:

$$\int_{Y=-\infty}^{Y=+\infty} \left(\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial uc}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \kappa \frac{\partial c}{\partial z} \right) dy = 0 \quad (1.36)$$

На основании (1.33) и (1.35) для $\mathfrak{I}(x, z, t)$ получается дифференциальное уравнение:

$$\frac{\partial \mathfrak{I}}{\partial t} + \frac{\partial u \mathfrak{I}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \kappa \frac{\partial \mathfrak{I}}{\partial z} = 0 \quad (1.37)$$

Функция $\mathfrak{I}$ представляет собой полный объем вещества в параллелепипеде бесконечной длины, ориентированном по зеркалу грунтовых вод с единичным поперечным сечением.

Учитывая, что $\mathfrak{I}(x, z)$ и на основании (1.37) дифференциальное уравнение принимает следующий вид:

$$u(z) \frac{\partial S}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \kappa(z) \frac{\partial S}{\partial z} \quad (1.38)$$

При рассмотрении переноса гомогенной смеси от уровня грунтовых вод, приняты

$$u(z) = u_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^m, \quad \kappa(z) = \kappa_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{1-\varepsilon}$$

Решение уравнения (1.38) должно удовлетворять граничным условиям:

$$\left. \begin{aligned} \mathfrak{I}(x, z) \Big|_{x=0} &= \frac{M}{u(h)} \delta(z-h), \\ \kappa \frac{\partial \mathfrak{I}}{\partial z} - \mu \mathfrak{I} \Big|_{z=0} &= 0, \\ \mathfrak{I}(x, z) \Big|_{\substack{x \rightarrow \infty \\ z \rightarrow \infty}} &\rightarrow 0. \end{aligned} \right\} \quad (1.39)$$

Здесь δ – функция Хэвисайда, M – мощность зоны насыщения, μ – насыщенность породы (коэффициент водоотдачи). При соприкосновении с насыщенной влагой до величины максимальной гигроскопичности, грунтовая порода способна притягивать к себе влагу.

Решение выполнено методом интегральных преобразований. Формулу (1.35) умножим на:

$$\varphi(\theta, z) = z^{\frac{\varepsilon}{2}} \left[J_{\mu_n}(\theta \beta z^\gamma) + \frac{\kappa_1 \varepsilon}{\mu z_1^{1-\varepsilon}} \cdot \frac{\Gamma(1-\mu_n)}{\Gamma(1+\mu_n)} \left(\frac{\theta \beta}{2} \right)^{2\mu_n} J_{-\mu_n}(\theta \beta z^\gamma) \right] \quad (1.40)$$

$$\mu_n = \theta_m - m, \quad \gamma = \theta_m - \varepsilon, \quad \beta = \frac{1}{\gamma} \sqrt{\frac{u_1}{\kappa_1} z_1^{1-m-\varepsilon}}$$

где: μ_n – коэффициент водоотдачи, $\Gamma(1 - \mu_n)$ – гамма-функция, θ – влажность грунта, γ – коэффициент насыщения, θ_m – влажность грунта в насыщенном водой состоянии, m – влажность стыковой воды и ε – влажность почва-грунта в воздушно-сухом состоянии.

Интегрируя полученные соотношения по z от 0 до Ω и используя $\varphi(\theta, z)$ получены следующие соотношения:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dz} \kappa(z) \frac{d\varphi}{dz} &= -\theta^2 u(z) \varphi, \quad \kappa \frac{d\varphi}{dz} - \mu \varphi \Big|_{z=0} = 0, \text{ и получен:} \\ \frac{d}{dx} \int_0^{\Omega} u(z) \Im(x, z) \varphi(\theta, z) dz + \theta^2 \int_0^{\Omega} u(z) \Im(x, z) \varphi(x, z) dz &= 0 \quad (1.41) \\ \int_0^{\Omega} u(z) \Im(x, z) \varphi(\theta, z) dz &= M \varphi(\theta, h) \exp(-\theta^2 x) \end{aligned}$$

После подстановки выражения для $\varphi(\theta, z)$ получено окончательно:

$$\begin{aligned} \Im(x, z) &= \frac{2Mz_1}{\kappa_1(m + \varepsilon + 1)} \left(\frac{hz}{z_1^2} \right)^{\frac{\varepsilon}{2}} \int_0^{\Omega} \exp(-\theta^2 x) \cdot \\ &\cdot \frac{\left[J_{\mu_n}(\theta \beta z^\gamma) + a J_{-\mu_n}(\theta \beta z^\gamma) \right] \cdot \left[J_{\mu_n}(\theta \beta h^\gamma) + a J_{-\mu_n}(\theta \beta h^\gamma) \right]}{1 + a^2 + 2a \cos \pi \mu_n} \cdot \theta d\theta \quad (1.42) \end{aligned}$$

$$\text{Здесь: } a = \frac{\kappa_1 \varepsilon}{\mu z_1^{1-\varepsilon}} \frac{\Gamma(1 - \mu_H)}{\Gamma(1 + \mu_H)} \left(\frac{\theta \beta}{2} \right)^{2\mu_H}$$

Теперь рассмотрим численные эксперименты с использованием гидравлической модели. Гидравлическая модель движения концентрации гомогенной смеси в почва-грунтах для практического применения используется в следующих случаях:

1. *Почва-грунт* – идеально адсорбирующая среда ($\mu = \infty$, $a = 0$), при $\varepsilon > 0$

$$\begin{aligned} C_1(x, y, z) &= \frac{\exp\left(-\frac{y^2}{2y^2}\right)}{\sqrt{2\pi y^2}} \Im(x, z) = \\ &= \frac{Mz_1}{\kappa_1 x(m + \varepsilon + 1)} \frac{\left(\frac{hz}{z_1^2} \right)^{\frac{\varepsilon}{2}}}{\sqrt{2\pi y^2}} \exp\left(-\frac{y^2}{2y^2} - \beta^2 \frac{z^{2\gamma} + h^{2\gamma}}{4x}\right) \cdot I_{\mu_H}\left(\frac{\beta^2 z^\gamma h^\gamma}{2x}\right); \quad (1.43) \end{aligned}$$

Почва-грунт близкого к идеально отражающей среде ($\mu = 0$, $a = \infty$)

$$C_2(x, y, z) = \frac{Mz_1}{\kappa_1 x(m + \varepsilon + 1)} \frac{\left(\frac{hz}{z_1^2}\right)^{\frac{\varepsilon}{2}}}{\sqrt{2\pi y^2}} \exp\left(-\frac{y^2}{2y^2} - \beta^2 \frac{z^{2\gamma} + h^{2\gamma}}{4x}\right) \cdot I_{-\mu_H}\left(\frac{\beta^2 z^\gamma h^\gamma}{2x}\right). \quad (1.44)$$

Важной характеристикой полей концентраций является расстояние z_m^1 , от уровня грунтовых вод, которое поглощает наибольшее количество веществ – случай 1 и расстояние z_m^2 , где изменения концентрации максимально – случай 2.

Теоретические исследования турбулентного рассеяния рассматриваемых нами масштабов показывают, что $\overline{y^2} = Ax^n$, при $1 \leq n \leq 3$. При таком предположении, после вычислений нетрудно получить:

$$z_m^1 = \frac{(\beta h^\gamma)^2}{4(1 + \mu_H + n/2)}; \quad z_m^2 = \frac{(\beta h^\gamma)^2}{4(1 - \mu_H + n/2)}, \text{ при естественных гидрогеологических условиях концентрация вещества удовлетворяет неравенству } C_1 < C < C_2.$$

Выводы по главе I.

1. Результаты аналитического обзора научной литературы показывают, что разработаны эффективные математические модели водного стока на аридных зонах, позволяющей описать процессы поверхностного стока и инфильтрации с разной степени точности и детализации.

2. Разработаны эффективные механизмы численной реализации уравнений мелкой воды, Буссинеска и Ричардса, которые позволяют произвести численные эксперименты полученных гидродинамических моделей с высокой степенью точности. Однако, недостаточно изучены научно-технические задачи, связанные с гидравлическим моделированием взаимодействующих течений поверхностных вод по борозде с нестационарным дном и между динамикой влаги в зоне увлажнения почва-грунта.

Глава II. ИССЛЕДОВАНИЕ МЕЛИОРАТИВНОГО СОСТОЯНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО УЧАСТКА И ГИДРАВЛИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПОТОКА ВОДЫ ПО БОРОЗДАМ С НЕСТАЦИОНАРНЫМ ДНОМ

2.1. Выбор опытно-экспериментального участка

Опытный участок был выбран на территории фермерского хозяйства «И. Бойматов» Касанского района Кашкадарьинской области. Фермерское хозяйство имеет общую площадь 29,3 га. Из них выделено под хлопчатник – 15 га, под зерновые культуры – 24,1 га. Нами был выбран участок (контур) под хлопчатником, площадью 6,5 га. Номер контура 1086. На территории контура имеется наблюдательная скважина № 37, которая относится к Мелиоративной экспедиции Аму-Кашкадарьинского бассейнового управления ирригационных систем (рис. 2.1).

Территория опытного участка относится в основном к незасоленным и слабозасоленным почвам. Грунтовые воды залегают от 2,45 до 4,25 м. от поверхности земли. В 2019 году на участке был засеян хлопчатник сорта «Бухоро 6» из расчета 50 кг/га. Перед посевом внесено 100 кг/га аммония фосфата, после чего произведен посев. Перед посевом были нарезаны борозды и произведен предполивной полив, нормой $m = 1100\text{--}1200 \text{ м}^3/\text{га}$. После полива, когда влажность почвы достигла оптимальной величины, проведено боронование, вслед за ним и посев.

Ширина междурядья составляет 0,6 м. После посева проведены следующие агротехнические приемы:

- двукратная культивация;
- однократное рыхление до глубины 50 см.;
- с 2 по 5 июня 2019 года проведен полив через борозду. При этом, средняя величина поливной нормы составляет $m = 850 \text{ м}^3/\text{га}$;
- перед поливом внесено исходя из расчета 500 кг/га аммиачной селитры и 50 кг/га хлористый калий.

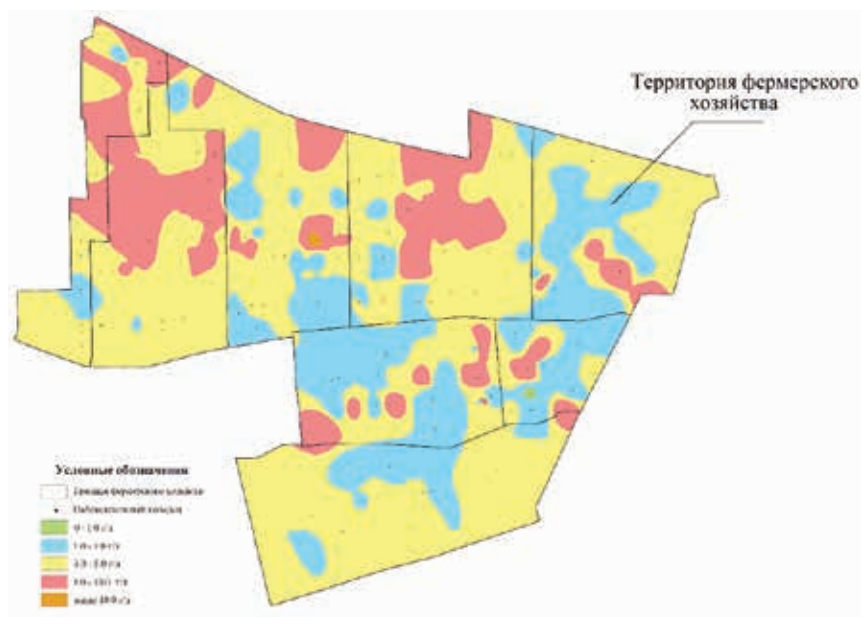


Рис. 2.1 Выбор и расположение опытного участка

Для изучения фильтрационной способности почвы опытного участка нами определялась водопроницаемость почвы по методу Нестерова. Наблюдения за водопроницаемостью велись в течение 6 часов и, в результате чего получили величину коэффициента фильтрации в начале вегетации. Результаты измерений приведены в таблице 2.1.

Для подробной характеристики почва-грунтов на опытном участке 17 мая 2019 года был выкопан почвенный разрез на глубине 3,0 м. и по нему выделены генетические горизонты, описание этих горизонтов, а также по каждому горизонту определена объемная масса, влажность почва-грунтов методом колец. В целом, было выделено 7 генетических горизонтов, включая поверхность почвы.

Параметры кольца: $h = 5,2$ см, $D = 7,0$ см, $g_{\text{цил}} = 200$ см, $P_{\text{цил}} = 240$ гр. В тоже время определили влажность отобранных образцов.

Объемную массу определили по следующей зависимости:

$$\gamma = \frac{(P - C)100}{(100 + W)v} \text{ г/см}^3.$$

где: P – вес цилиндра с почвой, гр.

C – вес цилиндра, гр.

V – влажность почвы, гр.

W – объем цилиндра, см³

Таблица 2.1. – Определение водопроницаемости
опытного участка (29.05.2019 г.)

Повторность	1-час наблюдения						2-час наблюдения	3-час наблюдения	4-час	5-час	6-час	Сумма	Среднее, мл/б ч	
	10	10	10	10	10	10	за 1 час	30						30
1.	450	200	200	130	100	110	1190	140	130	250	235	230	2405	Kφ=0,315 м/сут
2.	480	220	200	110	120	110	1330	180	120	300	250	240	2610	
3.	350	200	180	100	100	100	1030	250	250	500	200	230	2710	
	450	200	200	130	100	110	1190	140	130	270	235	230	2405	

Результаты измерений приведены в таблице 2.2, из которой видно, что почвы опытного участка преимущественно легкие и среднесуглинистые, максимальное значение объемной массы которой наблюдается на горизонте 82–137 см., а наименьшее – на поверхности почвы.

Таблица 2.2. – Определение объемной массы
на опытном участке (17.04.2020 г.)*

Горизонт	Вес цилиндра с почвой, грамм			Влажность, %			Объемная масса, г/см ³			Среднее
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
Поверхность	519	522	523	10,56	11,14	11,52	1,262	1,268	1,269	1,266
0–28	545	557	537	15,86	16,46	12,2	1,316	1,361	1,323	1,333
28–49	556	548	556	16,03	15,78	13,33	1,362	1,33	1,394	1,362
49–82	557	551	575	22,91	23,4	23,55	1,29	1,26	1,356	1,302
82–137	608	598	600	20,12	20,52	20,52	1,534	1,485	1,493	1,504

* Примечание: закопали разрез, глубиной 140 см выделили в генетические горизонты и по этим горизонтам определяли объемную массу методом колец. Размеры кольца: $h=5,2$ см, $D=7,0$ см, $V_{\text{цил}}=200\text{см}^3$, $P_{\text{цил}}=240$ г

Данные таблицы показывают, что наблюдается тенденция увеличения объемной массы по направлению сверху вниз. Сверху почвы преимущественно легкосуглинистые, а с глубины 82–137 см. переходит в среднесуглинистые. На глубине 241–300 см. наблюдается некоторое уменьшение объемной массы грунта. В почвенном разрезе наблюдается следы капиллярной каймы на глубине 120–137 см. от поверхности. В этот период грунтовые воды от поверхности находились на глубине 2,8 м.

Почвы данного участка являются староорошаемыми и средне окультуриванными, поскольку на этой территории издавна ведутся земледельческие работы.

2.2. Почвенно-мелиоративные условия экспериментального участка

Территория экспериментального участка относится к части обширной пролювиальной равнины, образованной отложениями концевых частей слившихся конусов выноса водных потоков, стекавших с северных склонов реки. Опытный участок расположен на слегка покатой, на северо-востоке равнине с уклоном поверхности 0,0008–0,003. Территория участка сложена из суглинистых отложений четвертичного возраста (супеси, суглинки, глины). Сейсмичность района 7 баллов по шкале Рихтера.

Грунтовые воды на опытном участке формируются в основном под влиянием потерь из каналов, с орошаемых полей и в малой мере подземного потока, идущего с северного склона Гиссарского хребта. Атмосферные осадки, непосредственно выпадающие на данной территории, практически не участвуют в формировании запасов подземных вод. В настоящее время глубина залегания грунтовых вод находятся в пределах от 3,5 до 4 м. вневегетационный период и до 3–3,5 м. в период вегетационных поливов, тем самым грунтовые воды в этом году почти не участвовали в водно-солевом режиме почв контрольного участка. По химическому составу в грунтовых водах опытного участка больше всего преобладает сульфатные остатки, минерализация которых составляет 11,03–11,29 г/л. по плотному остатку.

Данные приводятся в таблице 2.3 и 2.4. В целом, по опытному участку почвы представлены легко- и среднесуглинистыми грунтами, по методике ФАО – Silt Loam и Loam. Покровные отложения представлены, в основном, суглинками мощностью до 3,0 м. По цвету преобладают суглинки светло-серые и серо-коричневые. Суглинки

характеризуются плотностью частиц грунта $2,67 \text{ г/см}^3$, плотность грунта в ненарушенном состоянии $1,35 \text{ г/см}^3$, при пористости 0,48 характеризуется средней сжимаемостью.

Таблица 2.3. – Основные водно-физические свойства опытного участка (механический состав почва-грунта)

Горизонт, см	Вес фракций (мм), в %								Оценка по Качинскому	Содержание фракций (мм.) по треугольнику США, в %			Название по ФАО	
	>0,25	0,25–0,10	0,10–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001	Физич. глина		Песок, 0,05–2,0	Пыль, 0,002–0,05	Ил, < 0,002		
0–20	1,8	0,2	24,7	41,5	7,9	8,6	15,2	31,7	Средний суглинок	27	55	18	ZL	Silt Loam
20–40	10,7	1,6	32,0	36,5	3,3	7,0	8,8	19,1	Супесь	47	42	10	L	Loam
40–60	3,5	0,7	30,1	39,8	6,8	6,6	12,6	26,0	Легкий суглинок	35	50	14	ZL	Silt Loam
60–80	2,5	0,4	29,4	38,3	6,3	7,8	15,3	29,5	Легкий суглинок	33	49	17	L	Loam
80–100	0,9	0,3	24,5	48,3	6,6	7,4	12,0	26,0	Легкий суглинок	26	60	14	ZL	Silt Loam
100–120	1,6	0,3	25,1	32,4	6,6	13,0	21,1	40,7	Средний суглинок	27	48	25	L	Loam

ZL – Пылеватый суглинок

L – Суглинок

Таблица 2.4. – Оценка почв по Качинскому

Название почвы	Содержание физической глины (частиц <0,01 мм), %
1	2
Песок рыхлый	0–5
Песок связный	5–10

<i>1</i>	<i>2</i>
Супесь	10–20
Легкий суглинок	20–30
Средний суглинок	30–45
Тяжелый суглинок	45–60
Глина легкая	60–75
Глина средняя	75–85
Глина тяжелая	> 85

Удельная масса грунта составляет 2,67 г/см³. Уровень грунтовых вод поддерживался постоянно в течение всего вегетационного периода, по данным лизиметров: 1–2,0 м; 2–2,5 м; 3–3,0 м. Полная влагоёмкость почвы составляет 46,8% от объема. Предельно-полевая влагоёмкость почвы (средняя) 20,6% к массе и 28,2% к объёму. Высота капиллярного поднятия 2,1 м. Коэффициент фильтрации 0,62 м/сут.

Таблица 2.5. – Определение влажности почвы
по срокам наблюдений, % к массе

Гориз.	Вес цилиндра с почвой			Влажность, %			Объемная масса, г/см ³			Среднее г/см ³	Пористость, %	Естественная влажность, %
Повтор	1	2	3	1	2	3	1	2	3			
А (0–21 см)	638	572	645	32,9	25,4	25,5	1,25	1,19	1,33	1,26	52,8	27,9
Б (21–70) см	614	607	636	17,6	12,4	21	1,36	1,4	1,37	1,38	48,3	17
В (70– 137 см)	726	762	764	34,3	39,6	31,9	1,41	1,42	1,5	1,44	46,1	21,2

Таблица 2.6. – Основные водно-физические свойства почв
опытного участка (объемная масса почва-грунта)

Слой (см)	18.05.2020 г.			25.05.2020 г.				04.07.2020 г.			
	1	2	3	1	2	3	κ	1	2	3	κ
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>
0–20	17,1	15,8	14,4	9,6	7,8	8,6	12,4	10,8	7,9	10,6	10,9
20–40	17,5	3,9	15,2	12,3	8,9	10,5		10,2	11,3	9,5	11,4
40–60	16,2	17,7	15,8	16,5	16,7	13,4		10,5	10,5	12,0	12,2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
60–80	17,8	16,4	16,0	18,4	15,7	16,4	21,2	12,2	12,3	12,2	13,7
80–100	19,3	20,9	21,0	30,7	18,3	17,4		14,8	14,5	13,8	14,3
Среднее	17,6	14,9	13,3	17,5	13,5	11,2	16,9	15,0	16,4	15,0	15,5
Показание тензиометра	15,5	12,4	15,2	22,0	28,0	30,0	26,0	16,4	18,6	19,2	25,7

Таблица 2.7. – Определение предельной полевой влагоёмкости почвы (ППВ) в слое 0–100 см, % к массе

№	Слой, см	Влажность почвы, % к массе			Средняя влажность почвы, (ППВ) % к массе	Объемная масса, г/см ³	Средняя влажность почвы, (ППВ) % от объёма
		1	2	3			
1.	0–10	23,1	23,0	23,2	23,0	1,26	29,0
2.	10–20	21,0	19,3	19,7	19,3	1,26	24,3
3.	20–30	20,1	20,3	18,8	20,1	1,38	27,7
4.	30–40	19,1	18,1	18,8	18,5	1,38	25,5
5.	40–50	20,2	19,5	18,7	19,5	1,38	26,9
6.	50–60	18,2	19,9	19,2	19,0	1,38	26,2
7.	60–70	19,5	19,7	20,0	19,7	1,38	27,2
8.	70–80	21,1	21,3	21,3	21,3	1,44	30,7
9.	80–90	23,5	24,9	22,3	23,5	1,44	33,8
10.	90–100	21,5	22,5	20,9	21,6	1,44	31,1
	Среднее (0–100)	20,73	20,85	20,29	20,6	1,37	28,2

2.3. Тип и степень засоления почв опытного участка

Для изучения типа и степени засоления опытного участка нами были изъяты образцы почв 6 июня 2020 года на глубине до 1,0 м. с интервалом через 20 см. из трех площадок, по которым велись все наблюдения. Учетные площадки расположены на расстояние 25, 50 и 75 м. от начала поливных борозд.

Полученные образцы почв были подвергнуты анализу при помощи классического анализа, то есть по методу водной вытяжки

Таблица 2.8. – Тип и степень засоления на территории опытного участка в начале вегетации (06.06.2020 г.)

№ Пло- щад- ки	Гори- зонг, см	Сухой остаток% /100гр.	Плот- ный оста- ток% /100гр.	Едизм	НСО ₃	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na+K	Cl/SO ₄	Тип	SO ₄	Сумма ток- сич- ных солей	Сте- пень засол.	ЕС (1:1) dS/m
1	0-20	0,796	0,727	мл	0,9	1,2	0,0204	1,8	0,6							
				%/100гр.	0,027	0,060	0,420	0,090	0,018	0,112			0,224	0,4147	среднее	1,68
	20-40	0,701	0,647	мл/экв./100гр.	0,45	1,69	8,73	4,50	1,48	4,89	0,194	сульфат	4,67			
				мл	0,8	0,0188	1,4	0,5								
	40-60	0,435	0,434	%/100гр.	0,024	0,040	0,387	0,070	0,015	0,11			0,237	0,4033	среднее	1,49
				мл/экв./100гр.	0,40	1,13	8,04	3,50	1,23	4,83	0,140	сульфат	4,94		засолен.	
	60-80	0,512	0,483	мл	0,7	0,6	0,0124	1,5	0,4							
				%/100гр.	0,021	0,30	0,255	0,75	0,012	0,041			0,091	0,1738	слабое	1,05
	80-100	0,512	0,462	мл/экв./100гр.	0,35	0,85	5,31	3,75	0,99	1,76	0,159	сульфат	1,90		засолен.	
				мл	0,6	0,6	0,0145	1,5	0,8							
2	0-20	0,901	0,701	%/100гр.	0,018	0,030	0,298	0,075	0,024	0,037			0,132	0,2234	слабое	0,99
				мл/экв./100гр.	0,30	0,52	6,20	3,75	1,97	1,62	0,136	сульфат	2,75		засолен.	
	20-40	0,709	0,680	мл	0,8	0,6	0,0131	1,2	0,4							
				%/100гр.	0,024	0,030	0,269	0,060	0,012	0,066			0,144	0,2518	слабое	1,08
	40-60	0,501	0,469	мл/экв./100гр.	0,40	0,85	5,60	3,00	0,99	2,86	0,151	сульфат	3,00		засолен.	
				мл	0,8	1,0	0,0204	1,9	0,8							
	60-80	0,698	0,638	%/100гр.	0,024	0,050	0,420	0,095	0,024	0,088			0,210	0,3716	среднее	2,02
				мл/экв./100гр.	0,40	1,41	8,73	4,75	1,97	3,81	0,162	сульфат	4,37		засолен.	
	80-100	0,512	0,502	мл	1,0	1,0	0,0193	1,7	0,7							
				%/100гр.	0,031	0,050	0,397	0,085	0,021	0,096			0,216	0,3834	среднее	1,47
3	0-20	0,901	0,701	мл/экв./100гр.	0,50	1,41	8,26	4,25	1,73	4,19	0,171	сульфат	4,50		засолен.	
				мл	0,9	0,7	0,0129	1,1	0,4							
	20-40	0,709	0,680	%/100гр.	0,027	0,035	0,265	0,055	0,012	0,074			0,154	0,2753	среднее	1,13
				мл/экв./100гр.	0,45	0,99	5,52	2,75	0,99	3,22	0,179	сульфат	3,21		засолен.	
	40-60	0,501	0,469	мл	0,08	0,8	0,0186	1,8	0,5							
				%/100гр.	0,024	0,040	0,383	0,090	0,015	0,086			0,185	0,3262	среднее	1,25
	60-80	0,698	0,638	мл/экв./100гр.	0,40	1,13	7,96	4,50	1,23	3,75	0,142	сульфат	3,85		засолен.	
				мл	0,8	0,7	0,0145	1,2	0,8							
	80-100	0,512	0,502	%/100гр.	0,024	0,035	0,298	0,60	0,024	0,060			0,173	0,2919	слабое	1,12
				мл/экв./100гр.	0,40	0,99	6,20	3,00	1,97	2,61	0,159	сульфат	3,60		засолен.	

Продолжение таблицы – 2.8

№ Пло- щад- ки	Гори- зон, см	Сухой остаток% /100гр.	Плот- ный оста- ток% /100гр.	Едизм	НСО ₃	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na+K	Cl/SO ₄	Тип	SO ₄	Сумма ток- сич- ных солей	Сте- пень засол.	ЕС (1:1) dS/m
3	0-20	0,486	0,438	мл	0,6	0,6	0,0126	1,2	0,4						слабое	0,81
				%/100гр.	0,018	0,030	0,259	0,060	0,012	0,059			0,129	0,2296	засолен.	
	20-40			мл	0,30	0,85	5,39	3,00	0,99	2,55	0,157	сульфат	2,68			
					0,8	0,7	0,0131	1,0	0,5						слабое	1,15
	40-60	0,512	0,469	%/100гр.	0,024	0,035	0,269	0,050	0,015	0,075			0,168	0,2929	засолен.	
				мл/экв/100гр.	0,40	0,99	5,60	2,50	1,23	3,25	0,176	сульфат	3,50			
	60-80	0,501	0,475	мл	0,8	0,7	0,0135	1,4	0,6				0,128	0,2314	слабое	1,12
				%/100гр.	0,024	0,035	0,278	0,070	0,018	0,050			2,67		засолен.	
	80-100	0,469	0,434	мл	0,40	0,99	5,78	3,50	1,48	3,25	0,171	сульфат	0,161	0,2768	слабое	1,09
				%/100гр.	0,6	0,6	0,0124	0,9	0,4	0,074			3,35		засолен.	
		0,569	0,528	мл	0,30	0,85	5,31	2,25	0,99	3,21	0,159	сульфат	0,145	0,2506	слабое	1,04
				%/100гр.	0,02	0,030	0,321	0,080	0,15	0,061			3,02		засолен.	

и по показаниям кондуктометра. Данные анализов приведены в таблице 2.8. Данные таблицы показывают, что почва-грунты на двух площадках сверху имеет характер средней степени засоления, переходящей с глубины 40–60 см. на среднюю степень. Из токсичных солей в составе почвы преобладает сульфаты, величина которых достигает 0,38–0,42% и уменьшается с глубиной. Поэтому почвы опытного участка относятся преимущественно к сульфатному типу засоления. Если судить по содержанию сухого остатка, то почвы на 2-й площадке с поверхности имеют характер наибольшего содержания солей (0,901%). По катионному составу в почва-грунтах преобладает содержание Na+K и это, скорее всего результат внесения калийного удобрения из расчета 100 кг/га перед посевом.

Если судить о степени засоления по показаниям кондуктометра, то

ЕС (1:1) колеблется в пределах 0,81–1,68 dS/m, соответствует слабой и средней степени засоления, что подтверждает правдоподобность результатов анализа водной вытяжки. В конце вегетации взяты почвенные образы и определены солевой состав, что дало возможность сделать вывод о миграции солей по почвенному профилю, а также изменения количества и состава солей в ту или другую сторону.

Поблизости опытного участка проходит межхозяйственный коллектор, который был подвергнут плановой очистке в 2015 году, оказывающий положительное влияние на водно-солевой режим данного участка.

2.4. Наблюдения за уровнем грунтовых вод

Наблюдения за уровнем грунтовых вод велись систематически по декадам по наблюдательной скважине № 37, которая относится к мелиоративной экспедиции. В начале года уровень грунтовых вод находился на глубине 3,9–4,4 м. и со второй декады марта 2019 г. начал подниматься и достиг 2,5 м. Это обусловлено тем, что на соседнем участке была засеяна пшеница, и она поливалась два раза за этот срок. Затем, такой же уровень сохранялась в период до конца мая, а на первой декаде июня поднялся до 1,95 м., что обусловлено осуществлением первого полива за этот период. В следующие сроки грунтовые воды находились на глубине 2,3–2,7 м. и частично подпитывали зону аэрации, что подтверждается величиной поливных норм, подаваемых за три полива.

Таблица 2.9. – Наблюдение за уровнем грунтовых вод в 2019 году

Январь				Февраль				Март			
1	2	3	ср	1	2	3	ср	1	2	3	ср
4,3	3,83	3,79	4,02	4,18	4,3	3,88	4,13	4,1	2,8	2,43	3,22
Апрель				Май				Июнь			
1	2	3	ср	1	2	3	ср	1	2	3	ср
2,8	2,63	2,72	2,81	2,19	2,13	2,29	2,2	1,89	2,52	2,46	2,32
Июль				Август				Сентябрь			
1	2	3	ср	1	2	3	ср	1	2	3	ср
2,30	2,45	2,50	2,39	2,48	2,72	2,33	2,55	2,88	2,92	2,7	3,3
Октябрь				Ноябрь				Декабрь			
1	2	3	ср	1	2	3	ср	1	2	3	ср
3,5	3,48	3,58	3,26	3,75	3,81	3,82	4,2	4,34	2,46	4,3	4,32

2.5. Характер изменения влажности почва-грунта при поливах хлопчатника

Поливы проводились поверхностным способом по бороздам. Ширина междурядья составляет 0,6 м., и длина борозды принята равной 100 м. Для изучения распределения воды при движении по бороздам нами были выбраны три площадки наблюдений: в начале борозды (на расстояние 25 м. от начала), в середине борозды (50–60 м. от начала) и в конечной части (75–80 м.). На этой площадке велся учет изменения влажности, фенологические наблюдения за ростом и развитием хлопчатника.

Таблица 2.10. – Учет поливной нормы при 1-поливе
(04.07.2019–6.07.2019 г.) $W_{бр} = 6,9$ га, $W_{нет} = 6,5$ га

Опыт	Начало полива	Конец полива	Напор на пороге водослива,		Расход, л/с	Объем воды, м ³	Поливная норма, м ³ /га
			вр	нп			
2.06.2019–5.06.2019	2.06.2019, 11–30	2.06.2019, 21–00	9,5	75	28	957,6	760
	2.06.2019, 20–00	3.06.2019, 08–30	8,7	68	21	869,4	
	3.06.2019, 08–30	3.06.2019, 20–30	11,2	78	35	1512	
	4.06.2019, 20–30	5.07.2019, 09–00	9,1	67	25	1125	
	5.06.2019, 09–00	5.06.2019, 15–00	11,3	76	36	777,6	
Итого						5241,6	

Учет воды при поливе проводился по установленному в начале участка водосливу Чипполетти, шириной порога 75 см. Результаты измерения по учету поливной воды приведены в таблице 2.10. Измерения показали, что в среднем на 1 га орошаемой площади при первом поливе было израсходовано 760 м³/га воды.

В связи с тем, что полив проводился через одну борозду, мы не наблюдали за влажностью и контуром увлажнения вдоль борозды, т.к. данный вид полива даст искаженную картину распределения влаги в корнеобитаемом слое.

Второй полив осуществлялся с 4 по 6 июля 2019 г., при учете воды также был использован водослив, что и при 1-м поливе по той же методике учета воды. Результаты измерений приведены в таблице 2.11. При 2-м поливе было подано из расчета 930 м³/га оросительной воды.

Таблица 2.11. – Учет поливной нормы при 2-м поливе
(04.07.2019–6.07.2019 г.) $W_{бр}=6,9$ га, $W_{нет}=6,5$ га

Опыт	Начало полива	Конец полива	Напор на порог водослива,		Расход, л/с	Объем воды, м ³	Поливная норма, м ³ /га
			вр	нап			
4.07.2019–6.07.2019	4.07.2019, 08–30	4.07.2019, 20–30	12	75	29,2	1264,44	930
	4.07.2019, 20–30	5.07.2019, 08–30	12	68	25,2	1091,64	
	5.07.2019, 08–30	5.07.2019, 20–30	12	78	31,05	1341	
	5.07.2019, 20–30	6.07.2019, 08–30	12	67	24,7	1289,76	
	6.07.2019, 08–30	6.07.2019, 14–00	5,5	76	29,85	591,14	
Итого						5578,0	

Для выявления формы контура влажности по длине борозды нами велись наблюдения за влажностью почвы на глубине 1,0 м. от поверхности. Для этого мы отобрали образцы почвы при помощи почвенного бура через каждые 20 см. и на этих образцах определили влажность почвы весовым способом.

Влажность почвы перед поливом составляла от 5,63 до 17,88% к массе почвы сверху вниз по горизонтам. Как видно из данных таблицы 2.12, влажность почвы увеличивается с глубины 60–80 см. и на глубине 1,0 м. достигает 17–18%. Это говорит о том, что наблюдается некоторое влияние грунтовых вод, уровень которых за этот период составлял 2,3 м. от поверхности земли.

После проведения полива влажность почва-грунтов увеличилась по профилю с 14 до 23,4% к массе почвы соответственно по трем повторностям опыта. В начальной части борозды повсеместно с поверхности до глубины 1,0 м. наблюдалась наибольшее значение влажности, с 18,64% с поверхности и 23,42% на глубине 1,0 м. По данным таблицы 2.13, отчетливо видно очертание контура увлажнения по длине борозды.

Таблица 2.12. – Влажность перед 2-м поливом на глубине до 1,0 м. (01.07.2019 г.)

Повтор- ность	Горизонт, см	Повтор- ность	Вес бюкса			Вес влаж- ного грун- та	Вес сухого грунта	Вес влаг	Влаж- ность, %
			Сухого (пустого)	С влажным грунтом	С сухим грунтом				
1	0-20	23	28,39	60,29	58,59	31,9	30,2	1,7	5,63
	20-40	67586	22,8	55,8	53,39	33	30,59	2,41	7,88
	40-60	60026	24,65	73,3	67,9	48,65	43,25	5,4	12,49
	60-80	63001	21,55	68,87	61,98	47,32	40,43	6,89	17,04
	80-100	97504	30,67	89,42	80,51	58,75	49,84	8,91	17,88
2	0-20	22591	21,93	63,68	61,1	41,75	39,17	2,58	6,59
	20-40	46379	20,08	71,06	66,19	50,98	46,11	4,87	10,56
	40-60	61234	26,9	72,92	68,05	46,02	41,15	4,87	11,83
	60-80	45222	21,22	66,96	61,27	45,74	40,05	5,69	14,21
	80-100	45207	23,4	74,12	66,73	50,72	43,33	7,39	17,06
3	0-20	67589	28,11	68,07	63,86	39,96	35,75	4,21	11,78
	20-40	45211	25,61	64,92	61,04	39,31	35,43	3,88	10,95
	40-60	143	22,82	67,02	63,73	44,2	40,91	3,29	8,04
	60-80	16	23,18	71,43	65,34	48,25	42,16	6,09	14,44
	80-100	24	28,67	77,72	70,42	49,05	41,75	7,3	17,49

Таблица 2.13. – Влажность почвы после 2-полива (10.07.2019 г.)

Повтор- ность	Горизонт, см	Повтор- ность	Вес бюкса			Вес влаж- ного грун- та	Вес сухого грунта	Вес влаги	Влаж- ность, %
			Сухого (пустого)	С влажным грунтом	С сухим грунтом				
1	0-20	67586	22,8	71,61	63,94	48,81	41,14	7,67	18,64
	20-40	45222	21,22	64,86	57,2	43,64	35,98	7,66	21,29
	40-60	16	23,18	68,48	60,82	45,3	37,64	7,66	20,35
	60-80	24	28,67	85,13	74,94	56,46	46,27	10,19	22,02
	80-100	67589	28,1	82,28	72,00	54,17	43,89	10,28	23,42
2	0-20	45379	20,08	54,64	49,8	34,56	29,72	4,84	16,29
	20-40	97504	30,67	76,08	69,29	45,41	38,62	6,79	17,58
	40-60	53001	21,55	71,18	63,85	49,63	42,3	7,33	17,33
	60-80	45207	23,4	70,61	62,37	47,21	38,97	8,24	21,14
	80-100	143	22,82	63,34	56,86	40,52	34,04	6,48	19,04

2.6. Расчет водно-солевого баланса исследуемой территории

Для наглядной демонстрации методики расчета параметров коэффициента конвективной диффузии D_a и гидродинамической дисперсии λ . В качестве исходных данных взяты данные полевых опытов на тензометрическом комплексе.

1. Составляющие водного баланса при отсутствии транспирации:

– осадки:

$$v_n = 170,2 \text{ мм} / \text{год} = 466,301 \cdot 10^{-4} \text{ м} / \text{сут};$$

– испарение: $w_p = 232,8 \text{ мм} / \text{год} = 637,808 \cdot 10^{-4} \text{ м} / \text{сут};$

Тогда для безразмерной скорости имеем:

$$V = w_p / v_n = 1,3678;$$

2. Распределение солей по профилю:

– концентрация поливных вод: $C_{II} = 2 \text{ г} / \text{л};$

– концентрация грунтовых вод: $C_{gp} = 16 \text{ г} / \text{л};$

– концентрация солей на поверхности почвы: $C(0) = 328 \text{ г} / \text{л};$

– среднее содержание солей в слое почвы: $S(l) = 108 \text{ г} / \text{л};$

3. Глубина грунтовых вод: $l = 2,14 \text{ м}.$

значение параметра Пекле: $Pe = 5,114$

Получив вышеперечисленные исходные данные, вычислено значение коэффициента дисперсии и диффузии по формулам:

$$\lambda_{\text{сушест}} = \frac{w_p l}{2Pe(w_p - v_n)} = \frac{498,1920}{640,2978} = 0,7781 \text{ м};$$

$$D_a = \lambda(w_p - v_n) = 0,778 \cdot 1,715 \cdot 10^{-4} = 1,3343 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2 / \text{сут}$$

Дальнейший расчет выполнялся по формуле, предложенной в [11; с. 38–47], и мы осуществляем расчёт методом подбора η при известных значениях $S(l)$ и ω . Имея вышеперечисленные исходные данные, получим:

$$\bar{S}(l) = \frac{S(l)}{C_{gp}} = \frac{108}{16} = 6,75; \bar{C}_n = \frac{C_n}{C_{gp}} = \frac{2}{16} = 0,125;$$

$$\bar{V} = \frac{w_p}{v_n} = \frac{232,8}{170,2} = 1,3678 > 1$$

$$\omega = \frac{\bar{C}_n}{\bar{V} - 1} = \frac{0,125}{0,3678} = 0,3399; \psi_{\text{экс}} = \frac{\bar{S}(l) + \omega}{1 + \omega} =$$

$$= \frac{6,75 + 0,3399}{1 + 0,3399} = 5,2914$$

Так как: $w_p / v_n = 1,3678 > 1$, тогда по значению $\psi_{\text{экс}} = 5,2914$ и по уравнению $f_1(\eta) = (y^\eta - 1) / \eta$, по методу подбора на ПК или по графику мы находим значение $\eta^* = 2,7411$, а затем определяем величину параметра $\lambda_{\text{предлож}}$ и коэффициента конвективной диффузии D_a :

$$\lambda_{\text{предлож}} = \frac{l}{\eta} = \frac{2,14}{2,7411} = 0,7807 \text{ м};$$

$$D_a = \lambda (w_p - v_n) = 0,7807 \cdot 1,715 \cdot 10^{-4} = 1,3389 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2 / \text{сут}$$

Из сравнения значений параметров дисперсии λ , рассчитанных по существующим и предложенным формулам видно, что полученные значения $\lambda_{\text{предлож}}$ одинакового порядка точности, и использование формулы [11; с.38–47] намного упрощают методику расчета λ . Средняя относительная ошибка составляет:

$$\lambda_{\text{существ}} = 0,7781 \text{ м}; \lambda_{\text{предлож}} = 0,7807 \text{ м} \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \Delta = \left| \frac{0,7781 - 0,7807}{0,7807} \right| \cdot 100\% = 0,33\%$$

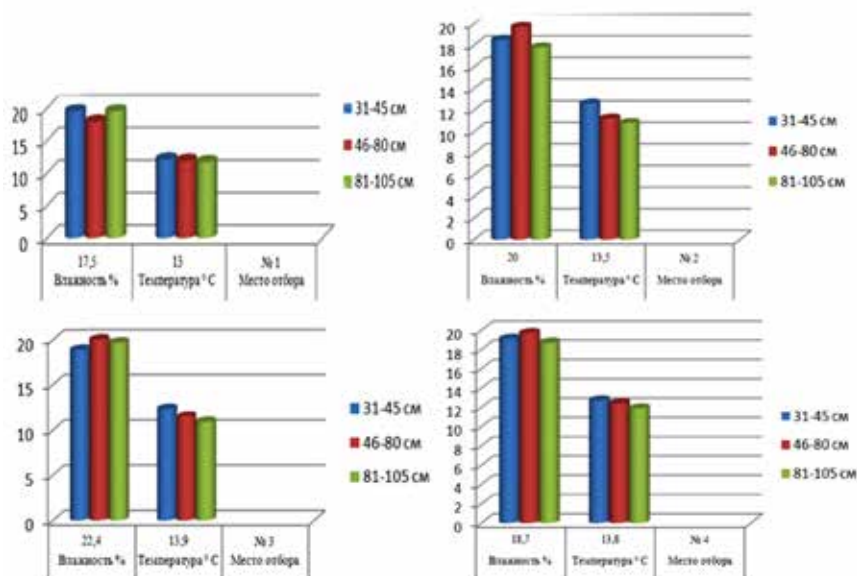


Рис. – 2.2 Диаграммы результатов расчета водно-солевого баланса исследуемой территории

2.7. Основные результаты лабораторных исследований

Для изучения типа и степени засоления опытного участка нами были изъяты образцы почв до 1,2 м. с интервалом через 20 см. Полученные образцы почв были подвергнуты анализу при помощи классического анализа, то есть по методу водной вытяжки и по показаниям кондуктометра. Данные анализов приведены в таблице 2.14. Данные таблицы показывают, что почва-грунты сверху имеет характер средней степени засоления. Из токсичных солей в составе почвы преобладает сульфаты, величина которых достигает 0,179–0,356% и уменьшается с глубиной. Поэтому почвы опытного участка относятся преимущественно к сульфатному типу засоления. Если судить по содержанию сухого остатка, то почвы с поверхности имеет характер среднего содержания солей (0,41–0,45%). Со второго метра переходит к сильной степени. Содержание хлор-иона в верхнем метровом слое составляет 0,50–0,90%, а с увеличением глубины возрастает до 0,195%, т.е. переходит к сильной степени засоления. По катионному составу в почва-грунтах преобладает содержание Na+K, содержание которого в верхнем двухметровом слое составляет 0,112%, а на третьем метре оно достигает до 0,121%.

Если судить о степени засоления по показаниям кондуктометра, то ЕС(1:1) колеблется в пределах 6,37–16,38 dS/m и соответствует сильной степени засоления, что подтверждает правдоподобность результатов анализа водной вытяжки. В конце вегетация были взяты почвенные образцы и проводился солевой состав, который дал возможность сделать вывод о миграции солей по почвенному профилю, а также изменению количества и состава солей в ту или другую сторону. Кроме того, имеются результаты определения суммы солей в метровом слое почвы с интервалом времени 5–10 дней при помощи кондуктометра, по этим показаниям можно было судить о вертикальном перемещении растворенных солей. Лабораторные данные приведены на таблицах 2.14–2.17 и на рисунке 2.3. Лабораторные данные использованы при численном решении гидравлических моделей, устанавливающих закономерности перемещения гетерогенной смеси в почвенной среде.

Таблица 2.14. – Химический состав почвы (водная вытяжка 1:5) Кашкадарья, 12.03.2019 г.

№ пробы	Код точки	Горизонт см	pH	ЕС1:1, dS/m, c	ЕСе, dS/m	Плотный остаток, %	Содержание растворимых ионов, %								% расхождений
							HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K	S ионов, %	
1	П – 1	0–20	7,2	1,89	6,37	0,415	0,017	0,050	0,234	0,015	0,030	0,084	0,010	0,440	–6,0
2		20–40	7,3	2,79	9,38	0,610	0,014	0,090	0,339	0,040	0,048	0,108	0,009	0,647	–6,1
3		40–60	7,2	3,14	10,57	0,625	0,012	0,090	0,356	0,040	0,042	0,118	0,008	0,666	–6,6
4		60–80	7,2	2,62	8,82	0,46	0,015	0,080	0,237	0,030	0,018	0,114	0,007	0,501	–8,2
5		80–100	7,2	2,33	7,84	0,45	0,017	0,060	0,241	0,035	0,018	0,098	0,006	0,474	–5,9
6		100–120	7,6	3,42	11,52	0,615	0,014	0,085	0,350	0,030	0,042	0,128	0,004	0,652	–6,1

Таблица 2.15. – Химический состав почвы (водная вытяжка 1:5) Кашкадарья, 12.03.2019 г.

Горизонт, см.	Содержание растворимых ионов, мг-экв.									%расхождения
	Cl ⁻	HCO ⁻ ₃	SO ⁻ ₄	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Na ⁺	K	Skатионов		
0–20	1,410	0,271	4,878	2,466	0,750	3,654	0,252	7,122	–7,9	
20–40	2,538	0,221	7,060	3,946	2,000	4,698	0,213	10,857	–9,6	
40–60	2,538	0,197	7,402	3,452	2,000	5,133	0,204	10,789	–6,0	
60–80	2,256	0,246	4,920	1,480	1,500	4,959	0,175	8,113	–8,5	
80–100	1,692	0,271	5,006	1,480	1,750	4,263	0,145	7,638	–8,8	
100–120	2,397	0,221	7,274	3,452	1,500	5,568	0,107	10,627	–6,9	

Таблица 2.16. – Гипотетический состав солей почве

Горизонт, см	Определение гипотетических солей, %								Na/Cl	Оценка химизма	Оценка степени засо- ления для орошаемых земель*				
	$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	CaSO_4	Сумма не- ток. солей	MgSO_4	Na_2SO_4	NaCl	MgCl_2	Сумма ток. солей	Сумма солей		S т. сол., %	EC_e , dS/m	Cl, %	Na, мг- экв./100 гр почвы	
0–20	0,016	0,021	0,037	0,015	0,010	0,016	–	0,041	0,077	X–C	3	3	3	3	3
20–40	0,016	0,004	0,020	0,015	0,013	0,008	–	0,036	0,055	C–X	4	4	4	3	4
40–60	0,018	0,019	0,037	0,030	0,011	0,008	–	0,049	0,086	X–C	4	4	4	3	4
60–80	0,016	0,021	0,037	0,015	0,003	0,016	–	0,034	0,071	X–C	3	4	4	3	3
80–100	0,018	0,019	0,037	0,015	0,001	0,016	–	0,033	0,070	X–C	3	3	3	3	3
100–120	0,018	0,019	0,037	0,015	0,004	0,008	–	0,027	0,064	X–C	4	4	4	3	4

* Коды степени засоления: 1 – не засоленные; 2 – слабозасоленные; 3 – средnezасоленные; 4 – сильнозасо-
ленные; 5 – очень сильно засоленные

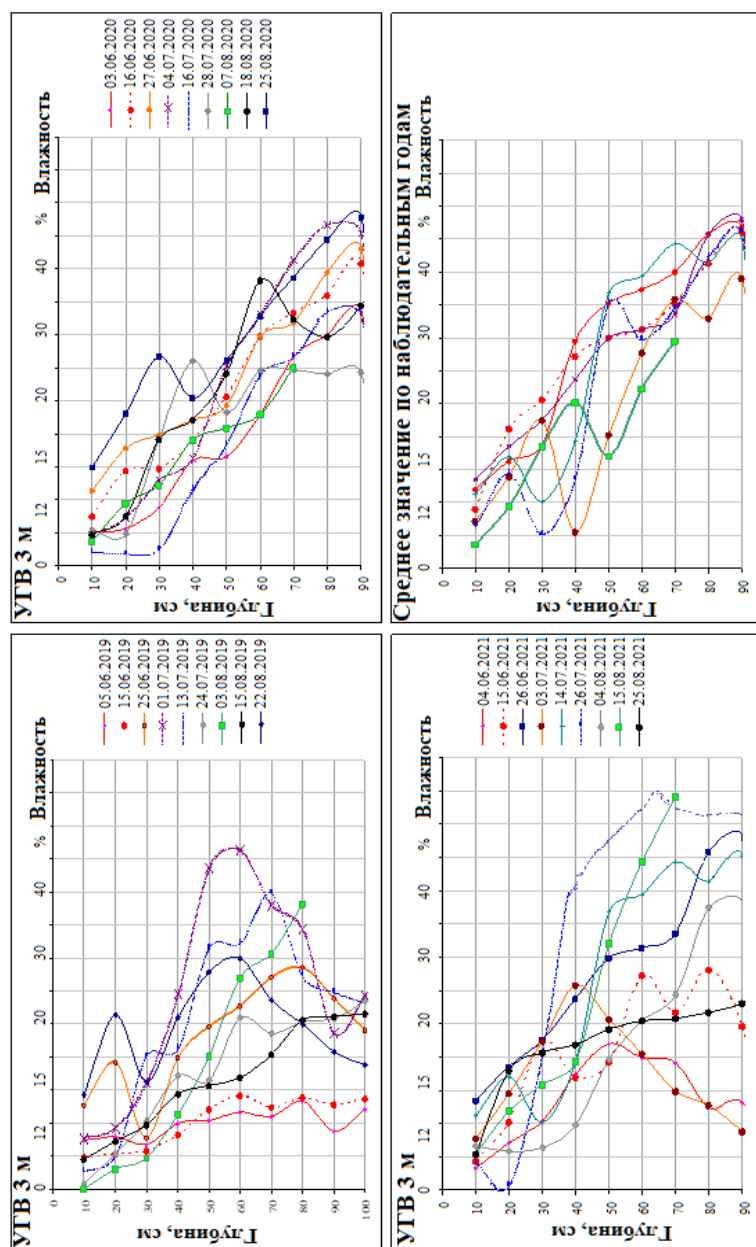


Рис. – 2.3 Динамика изменения влажности почва-грунта за вегетационный период

Таблица 2.17. – Сводная таблица почвенных и иных характеристик, полученных в результате исследований, определенных на объекте исследований

№ п/п	Характеристики	Ед. изм.	Значение	Метод выполнения
1.	Механический (гранулометрический) состав почв до 1 м	% фракции физич. глины (менее 0,001 мм)	19,1–31,7	Седиментация
2.	То же, до 3 м		19,1–40,7,	
3.	Объемная масса почвы	г/см ³	1,30–1,44	Метод кольца
4.	Удельная масса	г/см ³	2,67	Пикнометрический
5.	Влажность завядания (ВЗ)	% от объёма	10,92	На прессе Ричардса в насыпных образцах
6.	Порозность	% от объёма	48	Расчет
7.	Предельная полевая влагоёмкость (ППВ) – 1 м	% от массы	20,6	
		% от объёма	28,2	Методом заливки площадок

2.8. Использование компьютерной программы Monthly ET₀ Penman-Montecito для определения эвапотранспирации

Для того, чтобы определить сумму эвапотранспирации из растительной поверхности опытного участка используем данные Каршинской метеостанции, которая находится в 5,6 км. от объекта исследований. На основе метода Monthly ET₀ Penman-Montecito и Каршинской метеостанции определили параметры потенциальной эвапотранспирации. С вводом в программу min и max значения температуры, программа автоматически определяла данные о скорости ветра, солнечной радиации и других климатических и агрометеорологических параметров. На основе значений этих параметров определялись потенциальная эвапотранспирация и значение корректирующего коэффициента.

Результаты эксперимента проведены на рисунках 2.4–2.21.

Monthly ETo Penman-Monteith - untitled

Country: Uzbekistan Station: Karshi

Altitude: 375 m. Latitude: 38.75 °N Longitude: 65.72 °E

Month	Min Temp °C	Max Temp °C	Humidity %	Wind m/s	Sun hours	Rad MJ/m ² /day	ETo mm/month
January	-8.4	15.0	60	2.0	10.7	12.9	51.14
February	-12.5	18.0	56	2.0	13.8	19.1	69.42
March	6.9	22.0	69	2.0	9.1	17.9	87.32
April	15.9	24.0	80	2.0	5.8	16.6	91.32
May	20.1	26.0	85	2.0	4.4	16.2	100.70
June	21.6	28.0	84	2.0	5.2	17.9	111.97
July	25.3	30.0	88	2.0	3.5	15.1	108.45
August	19.8	22.0	94	2.0	0.1	9.2	62.08
September	16.4	18.0	95	2.0	0.0	7.6	42.24
October	15.2	16.0	98	2.0	0.0	5.7	33.16
November	-3.1	14.0	65	2.0	9.3	12.3	51.45
December	-11.2	12.0	59	2.0	10.8	12.0	42.84
Average	8.8	20.4	78	2.0	6.1	13.5	852.11

Рис.2.4 Первый слой программы: температура (мин. и макс.), влажность, скорость ветра, солнечное излучение, радиация и потенциальные суммарные испарения определяются на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

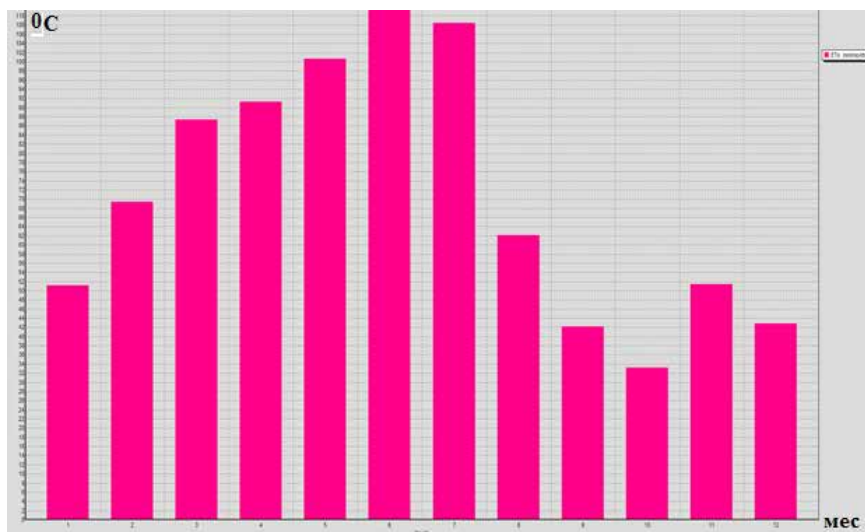


Рис.2.5 Температуры (минимальная и максимальная), наблюдаемые на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

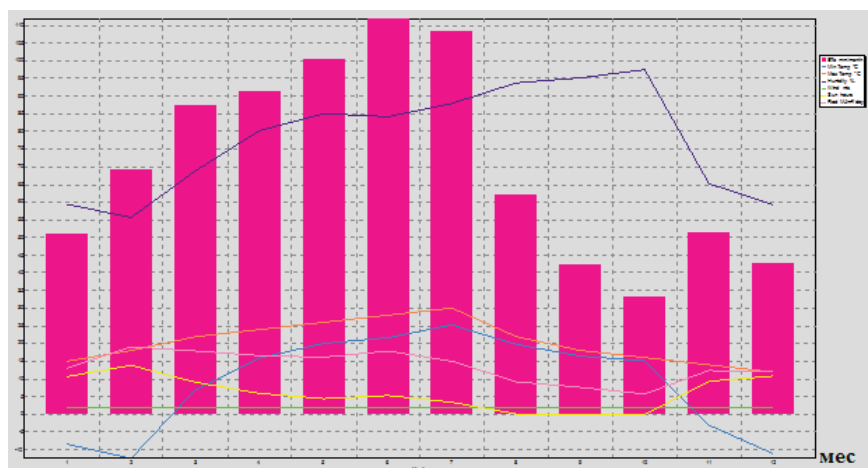


Рис.2.6 Скорость ветра, солнечное излучение, радиация и потенциальные суммарные месячные значения суммарного испарения по данным метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

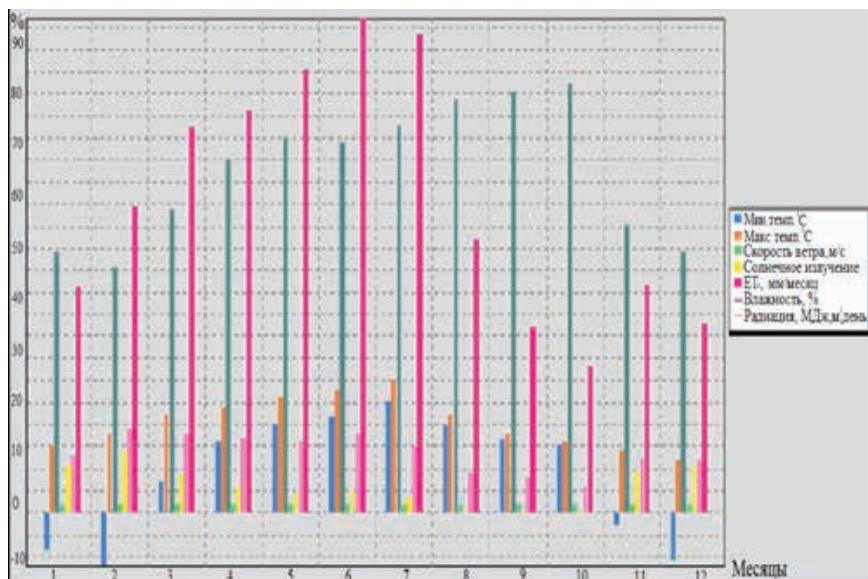


Рис.2.7 Температура (минимальная и максимальная), влажность, скорость ветра, солнечное излучение, радиация и потенциальные суммарные месячные значения суммарного испарения, наблюдаемые на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

Country	Uzbekistan			Station	Karshi		
Altitude	375 m			Latitude	38.75 °N	Longitude	65.72 °E
Month	Min Temp	Max Temp	Humidity	Wind	Sun	Rad	ETo
	°C	°C	%	m/s	hours	MJ/m ² /day	mm/month
January	-8.4	15.0	60	2.0	10.7	12.9	51.34
February	-12.5	18.0	56	2.0	13.8	19.1	69.42
March	6.9	22.0	69	2.0	9.1	17.9	87.32
April	15.9	24.0	80	2.0	5.8	16.6	91.32
May	20.1	36.8	85	2.0	4.4	16.2	100.70
June	21.6	28.0	94	2.0	5.2	17.9	111.97
July	25.3	30.0	98	2.0	3.5	15.1	108.45
August	19.8	22.0	94	2.0	0.1	9.2	62.08
September	16.4	18.0	95	2.0	0.0	7.6	42.24
October	15.2	16.0	90	2.0	0.0	5.7	33.16
November	-3.1	14.0	65	2.0	9.3	12.3	51.45
December	-11.2	12.0	59	2.0	10.8	12.0	42.84
Average	8.8	20.4	78	2.0	6.1	13.5	852.11

Рис.2.8 Температура (минимальная и максимальная), влажность, скорость ветра, солнечное излучение, радиация и потенциальные суммарные месячные значения суммарного испарения, наблюдаемые на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

На рис. 2.7 – зависимость $\mu_w(H)$: 2, 4, 6, 8 – аппроксимация; 1, 3, 5, 7, 9 – численный; 1 – $v_H = 0$; 2, 3 – $v_H = 0, 02$; 4, 5 – $v_H = 0, 1$; 6, 7 – $v_H = 0, 5$; 8, 9 – $v_H = 7,13$ м/сут.

Country		Station		Year								
Altitude	m	Latitude	°N	Longitude	°E							
Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Year
ETp	Min Temp	Max Temp	Humidity	Wind	Sun	Rad	ETp	ETp	ETp	ETp	ETp	ETp
1	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
2	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
3	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
4	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
5	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
6	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
7	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
8	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
9	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
10	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
11	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
12	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
13	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
14	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
15	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
16	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
17	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
18	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
19	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
20	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
21	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
22	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
23	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
24	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
25	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
26	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
27	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
28	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
29	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
30	-13.5	15.0	80	2.0	10.7	12.9	51.34					
Average	1.0	5.0	83	2.0	3.5	6.8	6.32					

Рис.2.9 Второй слой температура (минимальная и максимальная), влажность, скорость ветра, солнечное излучение, радиация и потенциальные суммарные месячные значения суммарного испарения, наблюдаемые на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

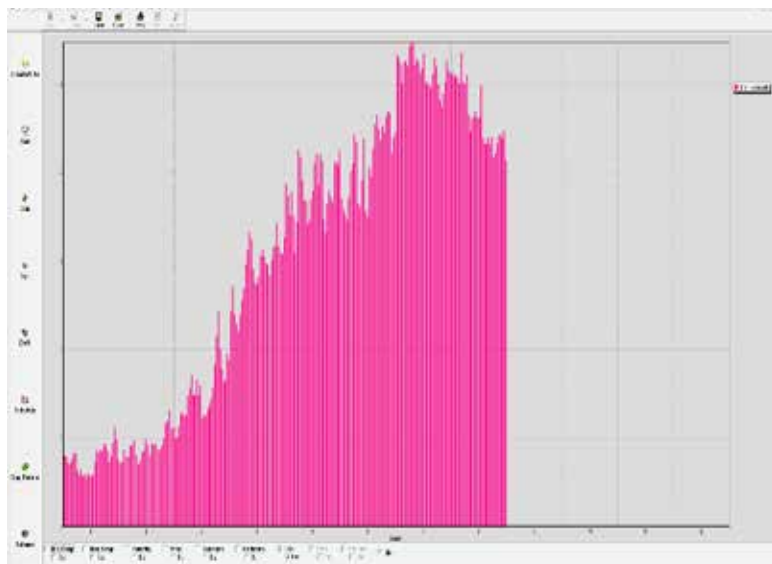


Рис.2.10 Потенциальные месячные значения суммарного испарения, наблюдаемые на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

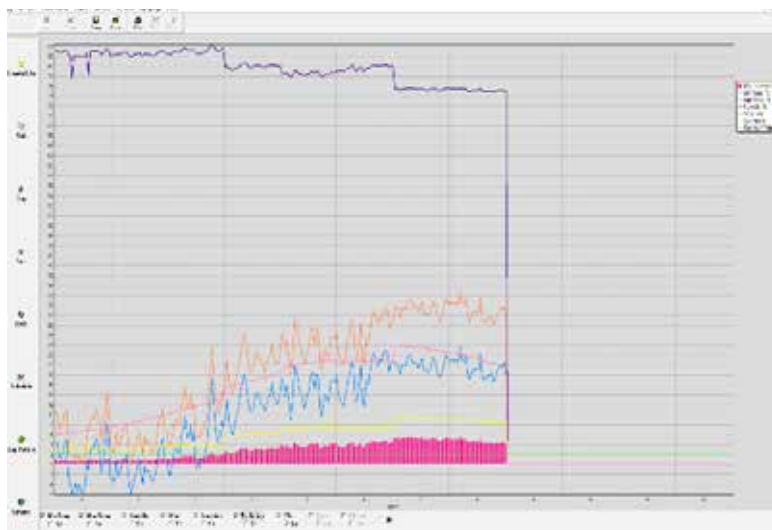


Рис.2.11 Второй слой потенциальные месячные значения суммарного испарения, наблюдаемые на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 г.

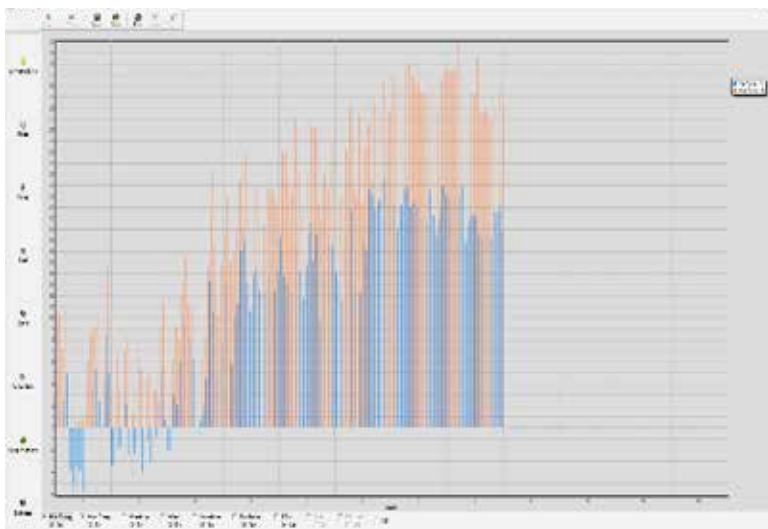


Рис.2.12 Третий слой потенциальные месячные значения суммарного испарения, наблюдаемые на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год



Рис.2.13 Четвертый слой потенциальные месячные значения суммарного испарения, наблюдаемые на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

Day	Min Temp	Max Temp	Humidity	Wind	Sun	Rain	Evap
1	2.1	2.4	65	2.0	0.4	0.0	1.35
2	-2.0	2.9	67	2.0	1.0	0.0	0.50
3	-1.0	2.8	66	2.0	0.6	0.0	0.81
4	1.1	2.6	66	2.0	1.1	0.0	0.61
5	2.0	3.0	67	2.0	0.7	0.0	0.59
6	-1.0	3.4	67	2.0	0.0	0.0	0.57
7	1.0	3.1	66	2.0	0.1	0.0	0.56
8	1.9	3.0	66	2.0	0.1	0.0	0.64
9	2.0	3.2	68	2.0	0.0	0.0	0.59
10	-2.0	4.1	67	2.0	1.0	0.0	0.57
11	4.0	3.1	66	2.0	0.0	0.0	0.65
12	4.9	2.4	67	2.0	0.0	0.0	0.62
13	4.0	3.2	67	2.0	0.0	0.0	0.68
14	4.0	4.0	70	2.0	0.0	0.0	0.75
15	4.0	3.4	66	2.0	0.0	0.0	0.71
16	3.1	3.1	66	2.0	0.0	0.0	0.67
17	4.4	2.0	67	2.0	0.0	0.0	0.62
18	-2.0	3.2	71	2.0	0.0	0.0	0.50
19	4.0	4.0	66	2.0	0.0	0.0	0.69
20	1.1	2.1	67	2.0	0.0	0.0	0.67
21	3.4	2.0	66	2.0	0.0	0.0	0.57
22	-1.0	3.0	70	2.0	4.0	0.0	0.72
23	4.0	2.2	68	2.0	0.0	0.0	0.68
24	4.1	2.1	67	2.0	0.0	0.0	0.66
25	2.0	2.5	67	2.0	0.0	0.0	0.50
26	-2.0	3.2	70	2.0	4.0	0.0	0.70
27	-0.0	2.1	66	2.0	0.0	0.0	0.64
28	4.1	4.0	66	2.0	0.0	0.0	0.67
29	3.0	2.4	70	2.0	4.0	0.0	0.57
30	-2.0	3.4	70	2.0	4.0	0.0	0.75
31	4.0	3.1	66	2.0	0.0	0.0	0.61
Average	3.8	4.0	70	2.0	0.1	0.0	0.68

Рис.2.14 Пятый слой температура (минимальная и максимальная), влажность, скорость ветра, солнечное излучение, радиация и потенциальные суммарные месячные значения суммарного испарения, наблюдаемые на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

Month	Min Temp	Max Temp	Humidity	Wind	Sun	Rain	Evap
January	2.1	2.4	65	2.0	0.4	0.0	0.76
February	-2.0	2.9	67	2.0	1.0	0.0	0.50
March	2.0	3.0	67	2.0	0.7	0.0	0.59
April	1.1	2.6	66	2.0	1.1	0.0	0.58
May	1.9	3.0	66	2.0	0.1	0.0	0.64
June	2.0	3.2	68	2.0	0.0	0.0	0.59
July	-2.0	4.1	67	2.0	1.0	0.0	0.57
August	4.0	3.1	66	2.0	0.0	0.0	0.65
September	4.9	2.4	67	2.0	0.0	0.0	0.62
October	4.0	3.2	67	2.0	0.0	0.0	0.68
November	4.0	4.0	70	2.0	0.0	0.0	0.75
December	4.0	3.4	66	2.0	0.0	0.0	0.71
Average	2.0	3.2	67	2.0	0.1	0.0	0.68

Рис.2.15 Шестой слой температура (минимальная и максимальная), влажность, скорость ветра, солнечное излучение, радиация и потенциальные суммарные месячные значения суммарного испарения, наблюдаемые на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

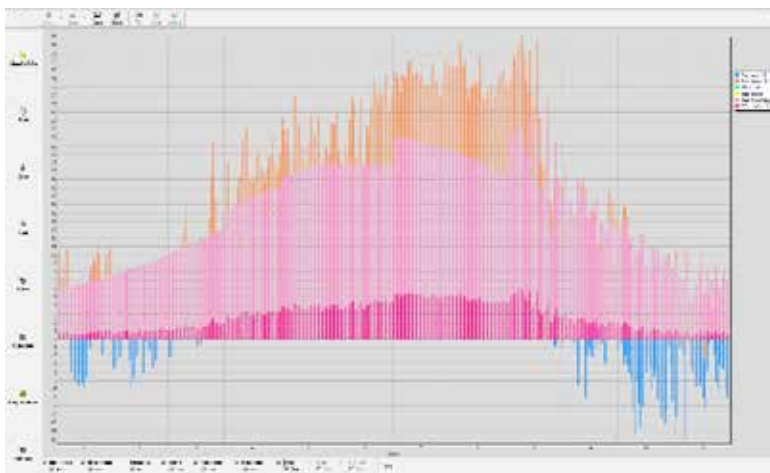


Рис.2.16 Радиация и потенциальные суммарные месячные значения суммарного испарения, наблюдаемые на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

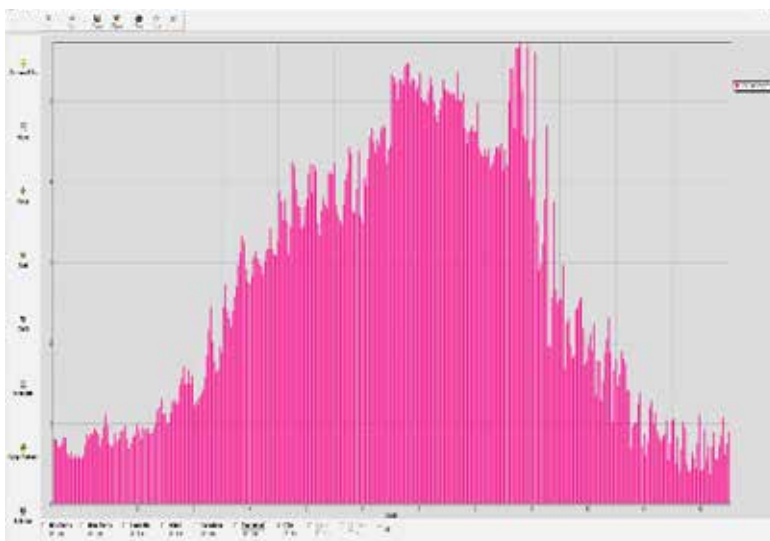


Рис.2.17 Потенциальные месячные значения суммарного испарения, наблюдаемые на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

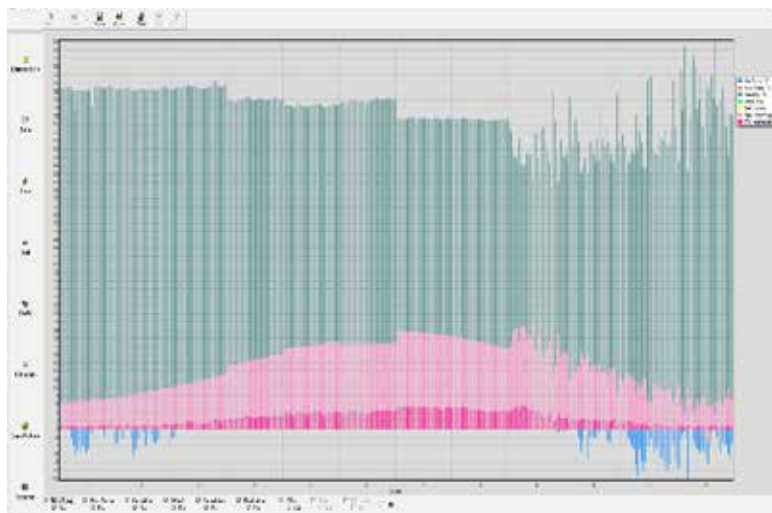


Рис.2.18 Седьмой слой температура (минимальная и максимальная), влажность, скорость ветра, солнечное излучение, радиация и потенциальные суммарные месячные значения суммарного испарения на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

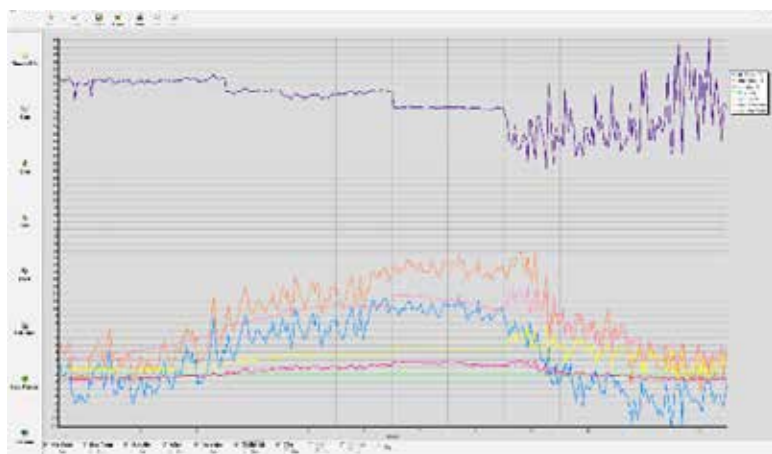


Рис.2.19 Восьмой слой температура (минимальная и максимальная), влажность, скорость ветра, солнечное излучение, радиация и потенциальные суммарные месячные значения суммарного испарения на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

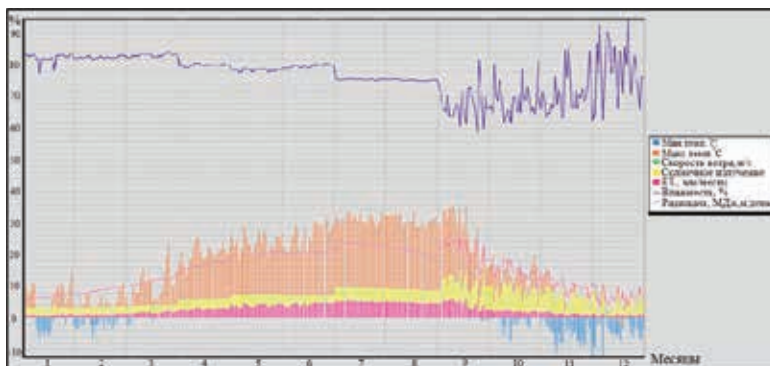


Рис.2.20 Влажность, скорость ветра, солнечное излучение, суммарного испарения на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

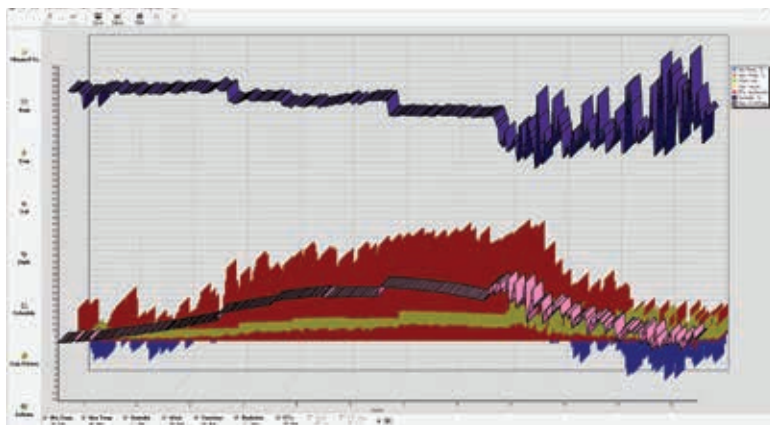


Рис.2.21 Температура (минимальная и максимальная), влажность, скорость ветра, солнечное излучение, радиация и потенциальные суммарные месячные значения суммарного испарения, наблюдаемые на метеостанции Карши в Узбекистане на 2019 год

2.9. Экспериментальное определение гидравлических параметров потока воды в борозде хлопчатника

2.9.1. Методика и результаты натурных исследований

Задачей натурных исследований являлось установление основных гидравлических параметров потока воды и характеристик борозды в различных условиях подачи воды (расходов, коэффициентов

шероховатости, гидравлических сопротивлений, коэффициента Шези, числа Фруда и Рейнольдса).

Порядок измерения расхода на борозды осуществлен по методике выполнения измерений расхода воды методом скорость-площадь. Замеры производились в створах, с помощью водослива Томсона. Измерялась скорость движения воды, после чего определялась средняя скорость течения в створе. Также, для каждого створа замерялись глубина и гидравлический уклон.

Существует множество видов водосливов. Среди них самыми простыми, точными, удобными и наиболее распространенными являются тонкостенные водосливы. Для измерения расхода воды по борозде были использованы треугольные железные тонкостенные водосливы Томсона с толщиной 2,5–4 мм.:

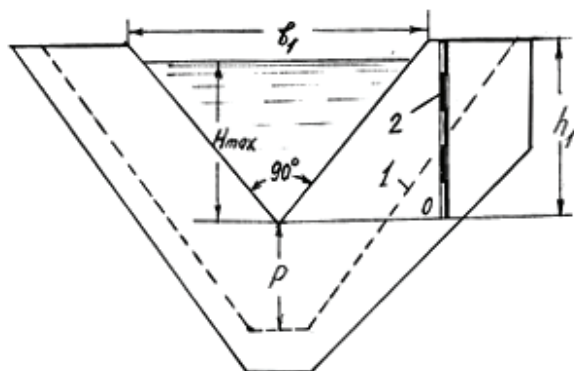


Рис.2.22 Схема водослива Томсона

1 – Сечение борозды

2 – Измерительная рейка



Рис.2.23 Использование водослива Томсона на исследуемом поле

Измерение расхода воды, проходящей через водослив Томсона, рассчитывалось по следующему выражению:

$$Q = 1,4H^2\sqrt{H}; \text{ м}^3/\text{сек}$$

По ниже приведённой таблице 2.18. при помощи данных отметок измерительной рейки водослива Томсона находим расход воды в борозде.

Таблица 2.18. – Таблица измерения расхода воды по борозде с помощью водослива Томсона – 90°, (л/сек)

Высота, при которой вода вытекает из водослива, Н(см.)	Показатель расхода воды по борозде, Q(л/сек)
2,0	0,08
2,5	0,14
3,0	0,22
3,5	0,33
4,0	0,45
4,5	0,61
5,0	0,79
5,5	1,01
6,0	1,3
6,5	1,5
7,0	1,8
7,5	2,19
8,0	2,57
8,5	2,99
9,0	3,45
9,5	3,95
10,0	4,49

Водосливы установлены согласно методики НИИ ИВП, при этом длина борозды составляет 100 м. Для установки водосливов обозначены три расчетных створа. Первый на 1,5 м. от участкового распределителя, следующие два на 40 и 80 м. от первого створа соответственно. На каждом створе были установлены водосливы Томсона. Результаты натуральных экспериментов показаны в таблице 2.19.

Таблица 2.19. – Результаты натурных исследований
по измерению расхода воды в борозде

Номера расчетного створа	Глубина потока	Расход воды
Створ № 1	14	0,79
Створ № 2	10	0,45
Створ № 3	2	0,14

Уклон поверхности борозды измерялся с помощью современного средства измерения – нивелира Leica Sprinter 150/150M/250M, который позволяет выполнять измерения в безотражательном режиме. Оборудование этой модификации позволяет измерения расстояний в двух режимах: в стандартном режиме до 300 метров, в форсированном режиме до 420 метров. Установка состоит из двух оптической системы. Первая оптическая система осуществляет измерений расстояний без призм, другая оптическая система формирует большой диапазон лазерных лучей для измерений с помощью призм. Вторая система обладает высокой надежностью и обеспечивает высокую точность измерений при любых погодных условиях. Общий вид прибора приведен на рисунке 2.24.



Рис.– 2.24 Leica Sprinter 150/150M/250M

После замеров основных параметров для каждого створа вычислялись площадь живого сечения, средняя глубина, смоченный периметр, гидравлический радиус, шероховатость, коэффициент Шези, числа Фруда и Рейнольдса. В качестве показателей гидравлической эффективности рассчитывались – коэффициенты шероховатости борозды и гидравлических сопротивлений.

Натурные исследования по определению показателей гидравлической эффективности борозды проводились автором на 15 га хлопкового поля.

Расходы воды исследуемых борозд изменялись в маленьких пределах и составляли от 0,5 до 1 л/с., скорость течения – от 0,07 до 0,1 м/с., глубина – от 12 до 25 см.

Результаты исследований представлены в таблице 2.20.

Для определения гидравлических характеристик русел каналов – коэффициента шероховатости n и коэффициента гидравлических сопротивлений λ проводились замеры расхода методом «скорость-площадь», скоростей течения на вертикалях с использованием водослива Томсона, основных параметров борозды – глубины, ширины, коэффициентов и уклона свободной поверхности. Затем, вычислялись: площадь живого сечения ω , гидравлический радиус R , смоченный периметр χ , средняя скорость v , числа Fr и Re .

Предварительный анализ результатов натурных исследований, приведенный в табл. 2.20. показывает, что для борозд характерно влияние на шероховатость и гидравлические сопротивления неравномерность дна и откосов, так как рельеф дна борозды, как правило, имеет сложную структуру и характеризуется различными морфометрическими параметрами. Во всех бороздах возрастает один из основных параметров гидравлической эффективности – коэффициент гидравлических сопротивлений λ и достигает значения 0,225. Такое резкое изменение параметра λ объясняется его большей чувствительностью к гидравлическим сопротивлениям русла борозды.

Таблица 2.20. – Результаты гидравлических исследований потока воды по бороздам хлопчатника на опытном участке (среднее арифметические значения)

$l, м$	$Q, л/с$	$h, м$	$w, м^2$	$x, м$	$R, м$	$v, м/с$	n	λ	Fr	Re
100	0,61	0,14	0,0078	0,16	0,048	0,078	0,04	0,225	0,0019	2,17

2.9.2. Коэффициент Маннинга и характеристики борозды. Метод оценки эффективного коэффициента шероховатости

Для исследования движение воды по бороздам в моделях мелкой воды необходимо учитывать гидравлическое сопротивление, для описания которого в мелиоративной практике используется ряд разработанных феноменологических моделей. Среди них можно выделить модель Дарси-Вейсбаха, которая изначально применялась для определения сопротивления течению жидкости в трубе, а позже была модифицирована для открытых каналов:

$$U = (8g / f)^{1/2} (IR)^{1/2}, \quad (2.1)$$

где U – средняя скорость потока, f – коэффициент трения Дарси-Вейсбаха, R – гидравлический радиус, I – уклон канала. Наиболее распространенной является модель Шези [17; с. 46–57, 28; с. 122–135, 29; с. 50–61]:

$$U = C(IR)^{1/2}, \quad (2.2)$$

где C – коэффициент сопротивления Шези.

В классической гидравлике для рассмотрения зависимости при расчете коэффициента Шези предложена формула:

$$C = \frac{1}{2} \left[\frac{1}{n} - \frac{\sqrt{g}}{0,13} (1 - \lg R) + \sqrt{\frac{1}{4} \left[\frac{1}{n} - \frac{\sqrt{g}}{0,13} (1 - \lg R) \right]^2 + \frac{\sqrt{g}}{0,13} \left(\frac{1}{n} + \sqrt{g} \lg R \right)} \right] \quad (2.3)$$

где n – коэффициент шероховатости. При малых гидравлических радиусах ($R < 5$) используют формулу Павловского

$$C = R^r / n, \quad (2.4)$$

где $r = 2,5\sqrt{n} - 0,13 - 0,75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 0,1)$ Для частного случая при $r = 1/6$ используем формулу Маннинга:

$$U = \frac{R^{2/3} I^{1/2}}{n_M}, \quad (2.5)$$

где n_M – коэффициент шероховатости по Маннингу.

Другим примером является формула Альтшуля-Лудова:

$$C = \exp \left\{ \frac{1,3 \log(R) - 2,3 \log(n_M)}{1 + 0,22 \log(R)} \right\}. \quad (2.6)$$

В работах [22; с. 296, 25; с. 408, 28; с. 122–135] рассматриваются различные варианты форм записи гидравлического сопротивления и зависимости от параметров русла. Такого рода соотношения, свя-

зывающие коэффициент сопротивления с коэффициентом шероховатости, по-видимому, подразумевают различные определения самого параметра n_M для конкретных объектов.

Рельеф дна борозды, как правило, имеет сложную структуру и характеризуется различными морфометрическими параметрами. В гидравлических моделях сопротивления потоку, связанные с тем или иным фактором, принято учитывать через коэффициент шероховатости Маннинга [6]. В моделях мелкой воды этот параметр также имеет большое значение, поскольку позволяет учитывать различные мелкомасштабные физические факторы.

На практике существует ряд проблем с определением n_M . Чаще всего значения выбираются из таблиц [6], но такое определение имеет большие погрешности. Другим способом является вывод эмпирических формул для различных реальных водных объектов, данный подход не универсален и имеет свои недостатки. Как показывают исследования, величина n_M неоднородна по пространству и зависит от координат. Многие авторы указывают на естественные изменения величины n_M , для существенно нестационарных потоков. В классической гидравлике предложена модель шероховатости в виде:

$$n_M = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4)t, \quad (2.7)$$

где n_0 – базовое значение n_M , соответствующее прямолинейному каналу с гладкими стенками, к которому добавляются дополнительные факторы: n_1 – значение для мелкомасштабных нерегулярных неоднородностей поверхности, n_2 – значение для изменений поперечного сечения канала, n_3 – значение для препятствий, n_4 – значение для растительности, t – коэффициент для смоделированного русла, который является отношением длины извилистого канала к длине прямого. При таком подходе можно добавлять еще слагаемые n_k , учитывающие другие факторы – турбулентность течения, потери энергии из-за переноса примесей и движения наносов, не стационарность потока, крупномасштабные особенности и другие. Таким образом, n_M является интегральной характеристикой, в рамках которой можно учесть любые физические факторы исходя из дополнительных экспериментальных данных и результатов моделирования отдельных явлений. На наш взгляд, более целесообразно использовать формулу для определения n_M в виде:

$$n_M = n_0 + \sum_{i=0}^K n_i, \quad (2.8)$$

где n_i – добавочные значения коэффициентов шероховатости, будем называть их эффективными гидравлическими коэффициентами Маннинга. В данном представлении сопротивление от руслового процесса учитывается в виде добавочного слагаемого. Отметим разницу в подходах (2.7) и (2.8) с точки зрения учёта руслового процесса.

Разработанный метод оценки эффективных коэффициентов Маннинга основывается на численном эксперименте. Построим наборы модельных рельефов с крупномасштабными неоднородностями и проведем расчеты с коэффициентом Маннинга $n_M = 0$. Для прямолинейной борозды параметр n_M будет варьировать, рассчитывая усредненные профили скорости. Шероховатости борозды оказывают влияние на среднюю скорость потока. Таким образом, сопоставляя скорости в неоднородном борозде со скоростями в гладком прямолинейном, можно связать величину n_M с параметрами неоднородности.

Прежде чем исследовать влияние различных неоднородностей рассмотрим предельный случай $n_M = 0$. В этом случае мы имеем ускоряющийся поток, приводящий к гидродинамической неустойчивости. Возникают сильные поперечные движения с образованием вихревых структур. В таком случае вдоль потока образуется последовательность нестационарных пульсаций (рисунок 2.25).

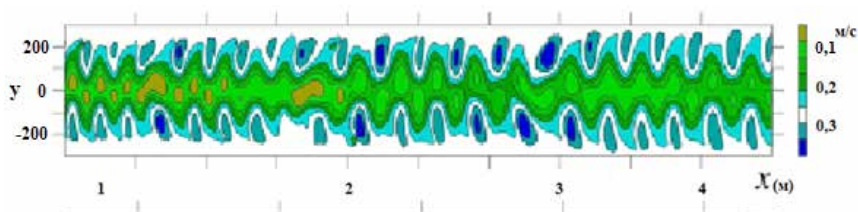


Рис.– 2.25 Пространственные распределения компонента скорости

$V_x(x, y), V_y(x, y), H(x, y)$ для фрагмента борозды $60\text{ см} \leq x \leq 90\text{ см}$. С увеличением параметра $n_M > 0$ поток начинает стабилизироваться, течение приобретает ламинарный характер, поперечная компонента скорости исчезает. Наши расчеты показали, что при всех типичных значениях, характерных для реальных борозд, при $n_M \geq 0.02$ поток устойчив. Конкретное критическое значение n_M существенно зависит от всего набора свободных параметров задачи и лежит в пределах $0.021 \div 0.026$.

Для построенного набора моделей возмущенного рельефа с различными значениями ℓ , $\Delta b_{\max}$, n_M , было проведено достаточно вычислительных экспериментов. Результаты эксперимента позволили установить связь между параметрами возмущений дна и коэффициентом Маннинга. С увеличением шероховатости n_M для борозды $b_0(x, y)$ уменьшаются максимальные значения продольных профилей скорости $U_x^{(av)}(y)$. Таким образом, для возмущений дна почти всегда можно подобрать соответствующее значение коэффициента Маннинга. Увеличение максимальной амплитуды неоднородности дна $\Delta b_{\max}$ приводит к монотонному росту соответствующего значения n_M . Поток воды движется медленнее с увеличением параметра $\Delta b_{\max}$. Более сложный вид имеет зависимость максимальной скорости потока $U_x^{(av)}$ от пространственного масштаба ℓ (рисунок 2.26).

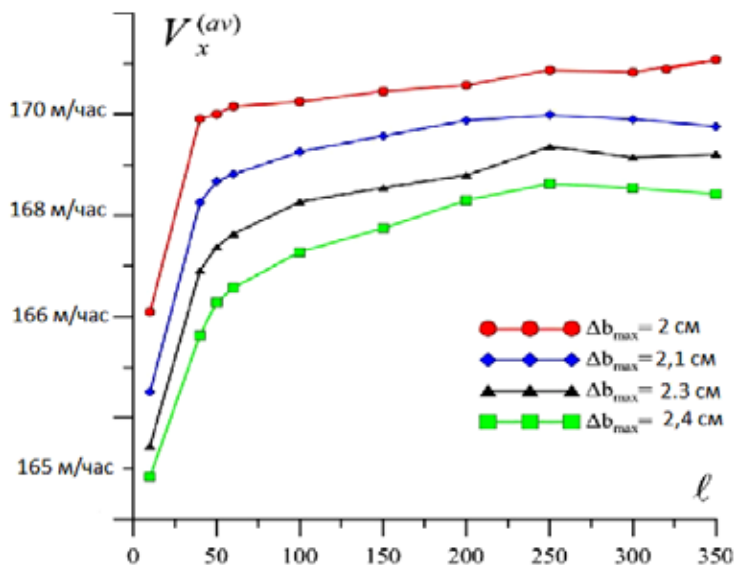


Рис. – 2.26 Зависимость максимальной скорости потока на максимальных амплитудах неоднородности дна $\Delta b_{\max}$ по длине борозды

Мелкомасштабные нестационарности дна оказывают наименьше тормозящий эффект на поток воды. Для диапазона параметров борозды $\ell \leq 100 \text{ м}$, и $\Delta b_{\max}$ значения коэффициента Маннинга не превышают 0.02.

Выводы по главе II

1. Проведены экспериментальные исследования по определению агромелиоративных параметров опытного участка. Цифровым тензиометрическим прибором и лабораторными исследованиями установлены основные параметры массопереноса в зоне увлажнения почва-грунта при бороздковом поливе хлопчатника.

2. Произведён расчет водно-солевого баланса исследуемой территории по усовершенствованной методике определения параметров дисперсии. При этом, усовершенствованная методика позволила упростить расчет с одинаковым порядком точности с существующей методикой. Погрешность сопоставления результатов составляет не более 0,3%.

3. На основе компьютерной программы Monthly ET0 Penman-Montecito с использованием Каршинской метеостанции установлена потенциальная эвапотранспирация из растительного слоя экспериментального участка.

4. Установлены значение коэффициент Маннинга и характеристики борозды для экспериментального участка. По результатам эксперимента установлено, что при мелкомасштабной неоднородности дна борозды значения коэффициента Маннинга не превышают 0,02.

5. Натурными исследованиями установлены основные гидравлические параметры потока воды по бороздам (коэффициенты шероховатости, гидравлическое сопротивление и Шези а также, числа Фруда и Рейнольдса) в различных условиях расхода воды.

Глава III. ГИДРАВЛИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДИНАМИКИ ПАРАМЕТРОВ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПОТОКА В ЗОНЕ УВЛАЖНЕНИЯ ПОЧВА-ГРУНТА ПРИ БОРОЗДОВОМ ПОЛИВЕ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР

3.1. Неустановившееся движение потока воды по борозде с нестационарным дном

На сегодняшний день вопросы, связанные с течением воды по бороздам с нестационарным дном весьма актуальны. Повышенный интерес к данному направлению связан с интересом к гидравлическому моделированию нестационарного движения воды по бороздам, вызванный изменением формы бороздкового дна из-за размыва или заиления [5, 9]. Моделирование движения мелкой воды в гидродинамике для расчета требует большого времени. При воспроизведении дисперсии и отражении нестационарности явления в пространстве возникает необходимость гидравлического моделирования во времени, в работах [5, 9], где при сравнительном анализе хорошо описывается наиболее заметные характеристики движения мелкой воды, отмеченные в эксперименте тензиометрическим приборе. Иногда нелинейная модель неустановившегося движения потока воды в начальной части процесса показывает приближение к экспериментальным данным, однако, с осреднением параметров потока, уравнения становится неадекватной.

Что касается неустановившегося движения потока воды по борозде с нестационарным дном, то они воспроизводят более сложную картину неустановившегося движения воды. В работе [9] применялись модели типа Буссинеска, при выводе которых предполагалась незначительное количество параметров неустановившегося движения. При использовании уравнения неустановившегося движения потока воды по борозде с нестационарным дном, свободных от этого ограничений, точность воспроизведения неустановившегося движения воды по бороздам повышается за счет сравнения с расчетами по гидравли-

ческой модели, которая с высокой точностью показывает основных параметров неустановившегося движение потока воды.

Отметим, что для получения уравнения неустановившегося движения потока воды по борозде с нестационарным дном нами применена простая одномерная модель на основе системы уравнений Сен-Венана с учетом силы придонного трения борозды [9]:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = 0, \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial(uq)}{\partial x} = -gl \frac{\partial(h + \Lambda(x))}{\partial x} - \frac{\lambda}{2} V_0^2. \quad (3.2)$$

Где: h – глубина потока воды в борозде, q – удельный расход воды, u – местная скорость потока, g – ускорение свободного падения, $\Lambda(x)$ – параметр дна борозды, λ – коэффициент гидравлического сопротивления, зависящий от коэффициента трения по Маннингу, V_0 – средняя скорость течения воды по борозде.

Параметр дна борозды представим в виде:

$$\Lambda(x) = \sin(\alpha) \exp(x) + \exp(\hat{\Lambda}(x)) \quad (3.3)$$

где: α – угол дна борозды с горизонтом, $\hat{\Lambda}(x)$ – локальные нестационарности дна борозды.

Локальную нестационарности дна борозды задали в виде:

$$\hat{\Lambda}(x) = \Lambda_0 \begin{cases} 1 - 6Fr^2(1 - Fr), npuFr < 1 \\ 2(1 - Fr)^3 npuFr > 1 \end{cases} \quad (3.4)$$

Для интегрирования уравнений (3.1), (3.2) и исходя из поставленной задачи, формировали ниже следующие начальные и граничные условия:

$$\left. \frac{\partial q}{\partial t} \right|_{t=0} = -gl \frac{\partial h}{\partial x} \quad (3.5)$$

$$\left. \frac{\partial u}{\partial x} \right|_{x=L} = \text{Re} \frac{g}{V_0} \frac{\partial h}{\partial x} \quad (3.6)$$

Учитывая (3.1), (3.5) и (3.6) уравнение (3.2) примет вид:

$$u \frac{\partial h}{\partial t} - \text{Re} \frac{g}{V_0} q \frac{\partial h}{\partial x} = gl \frac{\partial \Lambda(x)}{\partial x} + \frac{\lambda}{2} V_0^2 \quad (3.7)$$

Закономерность изменение параметров шероховатости дна борозды с детерминированными уравнениями трудно прогнозировать. В связи с этим используем методы стохастических систем. Учитывая

вышеизложенные стохастические члены уравнения (3.7), обозначим стохастической функции в виде:

$$f = gl \frac{\partial \Lambda(x)}{\partial x} + \frac{\lambda}{2} V_0^2 \quad (3.8)$$

Тогда получим:

$$u \frac{\partial h}{\partial t} - \text{Re} \frac{g}{V_0} q \frac{\partial h}{\partial x} = f \quad (3.9)$$

Для решения уравнения (3.9) используем статистический метод. Удобство данного метода заключается в том, что параметры уравнения находятся так же, как и в случае детерминированных дифференциальных уравнений частных производных.

$$\text{Пусть } \frac{\partial h}{\partial t} = L_t h \text{ и } \frac{\partial h}{\partial x} = L_x h.$$

Тогда уравнение (3.9) примет вид:

$$u L_t h - \text{Re} \frac{g}{V_0} q L_x h = f \quad (3.10)$$

Таким образом, на основе уравнения мелкой воды разработано стохастическое дифференциальное уравнение (3.10) неустановившегося движения воды по борозде с нестационарным дном.

Предположим, что L_t^{-1} существует, тогда

$$h = u^{-1} L_t^{-1} f + \text{Re} \frac{g}{V_0} u^{-1} q L_t^{-1} L_x h \quad (3.11)$$

Далее используем процедуру параметризации

$$h = u^{-1} T^{-1} f, \text{ где: } T^{-1} f = \sum_{n=0}^{\infty} \sigma^n H_n f \quad (3.12)$$

Тогда

$$\langle h \rangle = u^{-1} L_t^{-1} f + \text{Re} \frac{g}{V_0} u^{-1} q L_t^{-1} L_x \left(\sum_{n=0}^{\infty} \sigma^n H_n f \right) \left(\sum_{m=0}^{\infty} \sigma^m H_m f \right) \quad (3.13)$$

Отсюда получится следующие результаты:

$$H_0 f = u^{-1} L_t^{-1} f = h_1, \quad (3.14)$$

$$H_1 f = \text{Re} \frac{g}{V_0} u^{-1} q L_t^{-1} L_x (H_0 f) (H_0 f) = \text{Re} \frac{g}{V_0} u^{-1} q (L_t^{-1} L_x) h_1 \quad (3.15)$$

Учитывая (3.14) и (3.15) уравнение (3.13) примет вид:

$$\langle h \rangle = h_1 + \text{Re} \frac{g}{V_0} u^{-1} q (L_t^{-1} L_x) h_1 \quad (3.16)$$

В итоге, получено стохастическое уравнение неустановившегося движение воды по борозде с нестационарным дном.

Нашей целью является вычислить математическое ожидание $\langle h \rangle$. В связи с этим, перепишем уравнение (3.16), используя вместо оператора L^{-1} , функцию Грина $G(t, \tau)$.

$$\langle h \rangle = h_1 + \operatorname{Re} \frac{g}{V_0} u^{-1} q G(t, \tau) (L_x) h_1 \quad (3.17)$$

Теперь введем функцию $h_1 = \exp(\beta x)$.

Тогда получим

$$\langle h \rangle = h_1 + \operatorname{Re} \cdot \frac{g}{V_0} \cdot u^{-1} \cdot q \cdot \beta \cdot G(t, \tau) \cdot \exp(\beta x) \quad (3.18)$$

Где: $G(t, \tau) = \frac{t}{2\pi} \left[\ln \sqrt{(t-\tau)^2} - \ln \sqrt{(t+\tau)^2} \right]$ – функция Грина.

Таким образом, получено выражение (3.18) для математического ожидания значений глубины потока воды по борозде с нестационарным дном.



Рис.– 3.1 Результаты численного эксперимента уравнения (3.18)

Из (3.18) находим выражение для определения скорости течения воды по борозде с учетом силы придонного трения дна:

$$u = \operatorname{Re} \frac{g}{[\langle h \rangle - h_1] V_0} \cdot q \cdot \beta \cdot G(t, \tau) \cdot \exp(\beta x) \quad (3.19)$$

Производим численный эксперимент уравнения (3.18) с использованием данных натурных экспериментов.

Результаты численного эксперимента показаны на рис. 3.1, а сопоставление результатов численного и натурального экспериментов на рис. 3.2. Сходимость удовлетворительная, погрешность составляет не более 4%.

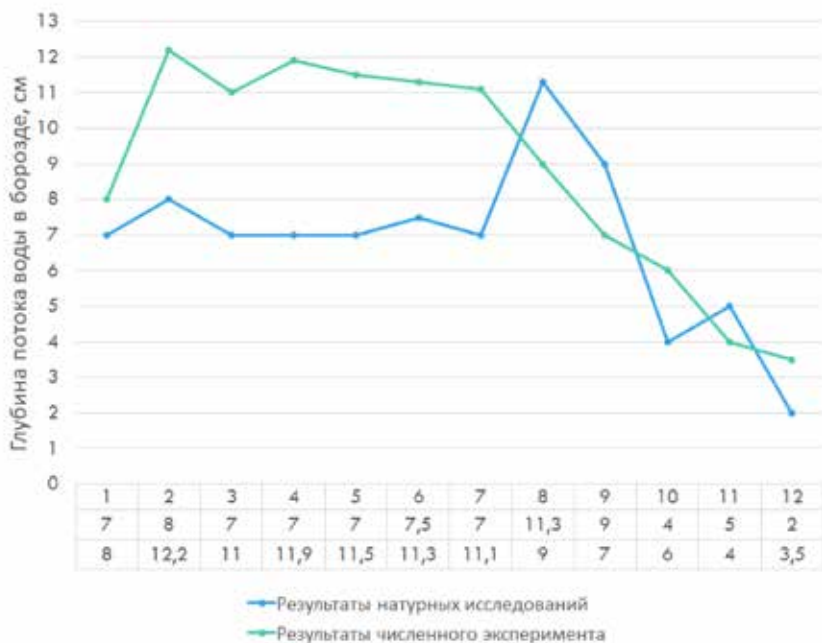


Рис. 3.2 Сопоставление результатов натурных и численных экспериментов

3.2. Гидравлическая модель управления динамикой параметров инфильтрационного потока в зоне увлажнения при бороздовом поливе сельскохозяйственных культур

Для решения инфильтрационной задачи по исследованию динамику влаги в зоне увлажнения почва-грунта при бороздковом поливе

сельхозкультур, используем классическое одномерное уравнение влагопереноса в виде [1]:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial z} = D \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (3.20)$$

где: θ – влажность почвы, u – скорость инфильтрационного потока, κ – коэффициент фильтрации, h – глубина потока воды в борозде с неоднородным рельефом дна.

При моделировании процесса взаимосвязи поверхностных вод с динамикой влаги в зоне увлажнения почва-грунта в условиях бороздкового полива хлопчатника будем совместно решать уравнения:

$$\langle h \rangle = h_0 + \lambda \operatorname{Re} \frac{qg}{uV_0} e^{\lambda x} G(t, x) \quad (3.21)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial z} = \kappa \langle h \rangle \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (3.22)$$

Сначала будем отыскивать решение одномерного уравнения влагопереноса (3.22). Для этого, проведем математическое моделирование массопереноса в почво-грунтах, при бороздковом поливе хлопчатника. Предполагаем, что динамика влаги в почво-грунтах связаны с величиной D , определяемое разностью скоростей фильтраций, а массоперенос, связан с величиной κ – коэффициентом фильтрации. В связи с этим, для описания гидравлических параметров массопереноса в зоне увлажнения почва-грунта используем критерий подобия Пекле. Для описания структуру потока по борозде с нестационарным рельефом дна используем критерии подобие Рейнольдса.

В уравнение (3.22) введем безразмерные параметры $z = h\bar{z}$, $t = \frac{h^2}{D}\bar{\tau}$, где: h, D – глубина потока воды в борозде и коэффициент конвективного массопереноса соответственно. Предположим, что гидравлическая взаимосвязь между влажностью и высотой всасывания подчиняются линейному закону, а коэффициент влагоперенос – усредненный по влажности. Тогда уравнение (3.22) примет вид:

$$\frac{D}{h^2} \frac{\partial \theta}{\partial \bar{\tau}} + \frac{u}{h} \frac{\partial \theta}{\partial \bar{z}} = \frac{\nu}{h^2} \frac{\partial^2 \theta}{\partial \bar{z}^2} \quad (3.23)$$

Умножая обе части уравнения на $\frac{h}{u}$ получим:

$$\frac{1}{Pe} \frac{\partial \theta}{\partial \bar{\tau}} + \frac{\partial \theta}{\partial \bar{z}} = \frac{1}{\operatorname{Re}} \frac{\partial^2 \theta}{\partial \bar{z}^2} \quad (3.24)$$

где: $Re = \frac{uh}{n}$ – критерия Рейнольдса, $Pe = \frac{uh}{D}$ – критерия Пекле.

Здесь h – является оператором управления, который определяется из уравнения (3.21).

Таким образом, получили одномерную гидравлическую модель (3.24) конвективного влагопереноса в почво-грунтах, обусловленного орошением хлопчатника по бороздам с нестационарным дном.

Чтобы решить уравнение (3.24) введем функцию $f(\hat{z})$ в виде [51; с. 68–69, 52; с. 68–69]:

$$\theta(\hat{z}, \tau) = e^{-\gamma\tau} f(\hat{z}) \quad (3.25)$$

Принимая во внимание равенство (3.25), уравнение (3.24) примет следующей вид:

$$\frac{1}{Re} \frac{d^2 f}{d\hat{z}^2} - \frac{df}{d\hat{z}} + \gamma \frac{1}{Pe} f(\hat{z}) = 0 \quad (3.26)$$

Искомую функцию напишем, как:

$$f(\hat{z}) = e^{\beta\hat{z}} \quad (3.27)$$

Тогда, из (3.27) для β получается характеристическое уравнение:

$$\frac{\beta^2}{Re} e^{\beta\hat{z}} - \beta e^{\beta\hat{z}} + \gamma \frac{1}{Pe} e^{\beta\hat{z}} = 0 \quad (3.28)$$

Разделив обе части уравнение на $e^{\beta\hat{z}}$ и решив квадратное уравнение получим:

$$\beta_{1,2} = \frac{1 \pm \sqrt{D}}{2} Re \quad (3.29)$$

где: $D = 1 - \frac{4}{Re} \frac{\gamma}{Pe}$.

Учитывая (3.29), функция (3.27) примет вид:

$$f(\hat{z}) = A \exp\left(\frac{1 + \sqrt{D}}{2} Re \hat{z}\right) + B \exp\left(\frac{1 - \sqrt{D}}{2} Re \hat{z}\right) \quad (3.30)$$

Учитывая граничные условия $f(\hat{z})|_{\hat{z}=0} = 1$ и $f(\hat{z})|_{\hat{z}=\hat{L}} = e^{\beta\hat{L}}$ получим

следующие уравнения для параметров A и B :

$$\begin{cases} A + B = 1, \\ A \exp\left(\frac{1 + \sqrt{D}}{2} Re \hat{L}\right) + B \exp\left(\frac{1 - \sqrt{D}}{2} Re \hat{L}\right) = \exp(\beta \hat{L}) \end{cases} \quad (3.31)$$

Систему линейных алгебраических уравнения (3.31) решим с помощью метода Крамера и после соответствующих математических операции получим:

$$f(\hat{z}) = \frac{1}{\Delta} \left\{ \begin{array}{l} \exp\left(\frac{1+\sqrt{D}}{2} \operatorname{Re} \hat{z}\right) \left[\exp\left(\frac{1-\sqrt{D}}{2} \operatorname{Re} \hat{L}\right) - \exp(\beta \hat{L}) \right] + \\ \exp\left(\frac{1-\sqrt{D}}{2} \operatorname{Re} \hat{z}\right) \left[\exp(\beta \hat{L}) - \exp\left(\frac{1+\sqrt{D}}{2} \operatorname{Re} \hat{L}\right) \right] \end{array} \right\} \quad (3.32)$$

где: $\Delta = \exp\left(\frac{1-\sqrt{D}}{2} \operatorname{Re} \hat{L}\right) - \exp\left(\frac{1+\sqrt{D}}{2} \operatorname{Re} \hat{L}\right)$.

Учитывая равенство (3.32), функция (3.25) примет следующей вид:

$$\theta(\hat{z}, \tau) = \frac{e^{-\gamma \tau}}{\Delta_0} \left\{ \begin{array}{l} \exp\left(\frac{1+\sqrt{D}}{2} \operatorname{Re} \hat{z}\right) \left[\exp\left(\frac{1-\sqrt{D}}{2} \operatorname{Re} \hat{L}\right) - \exp(\beta \hat{L}) \right] + \\ \exp\left(\frac{1-\sqrt{D}}{2} \operatorname{Re} \hat{z}\right) \left[\exp(\beta \hat{L}) - \exp\left(\frac{1+\sqrt{D}}{2} \operatorname{Re} \hat{L}\right) \right] \end{array} \right\} \quad (3.33)$$

Таким образом, получили решение уравнения (3.24) массопереноса в зоне увлажнения почва-грунта, обусловленное бороздковым поливом хлопчатника. Используя натурные данные объекта, произвели численный эксперимент уравнения (3.33). Результаты численного эксперимента показаны на рис. 3.3.

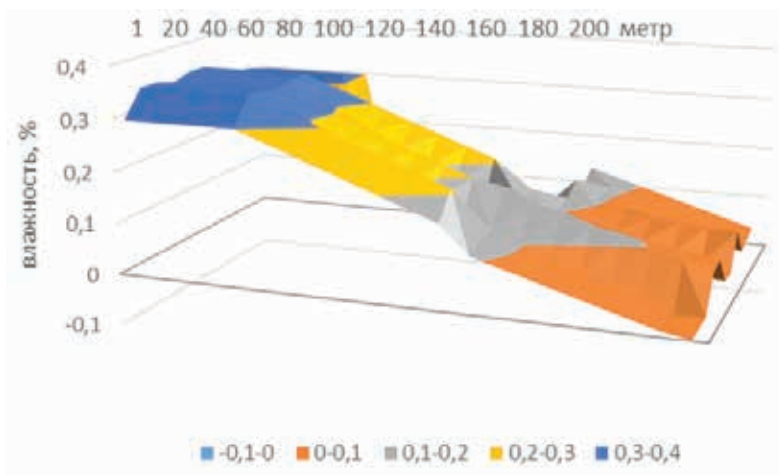


Рис. 3.3 Результаты численного эксперимента уравнения (3.33)

Для проверки адекватности уравнения (3.24), численные эксперименты сопоставлены с результатами натурных экспериментов. Сопоставление результатов численных и натурных исследований показаны на рис. 3.4. Сходимость результатов удовлетворительна, она составляет не более 3%.

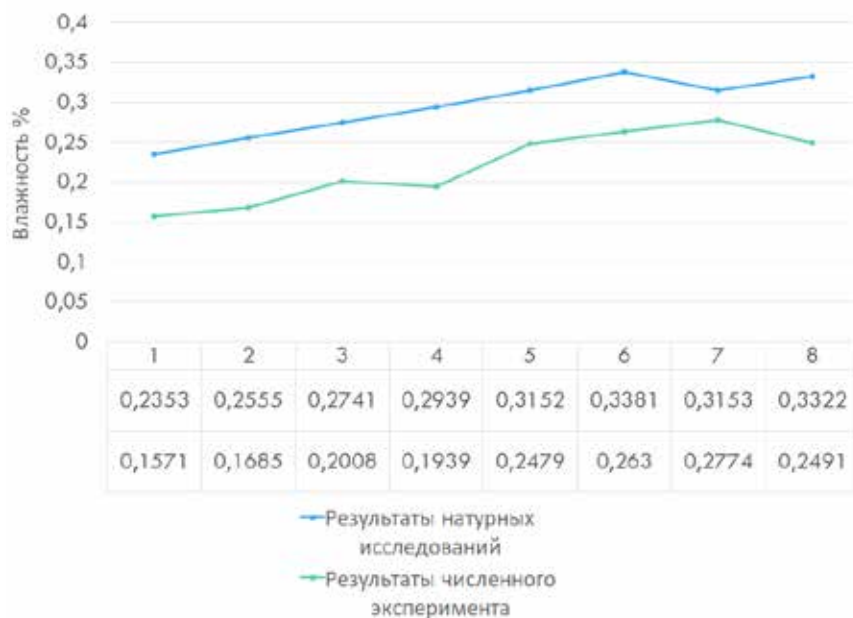


Рис.3.4 Сопоставление результатов натурных и численных экспериментов. Сходимость удовлетворительная, погрешность составляет не более 3%

3.3. Компьютерная программа управления состоянием зоны увлажнения почва-грунта при бороздковом поливе хлопчатника

Для того, чтобы цифровизировать процесс управления зоной увлажнения почва-грунта в условиях поверхностного полива были разработаны прибор для измерения влажности почва-грунта и компьютерная программа (рис. 3.5).

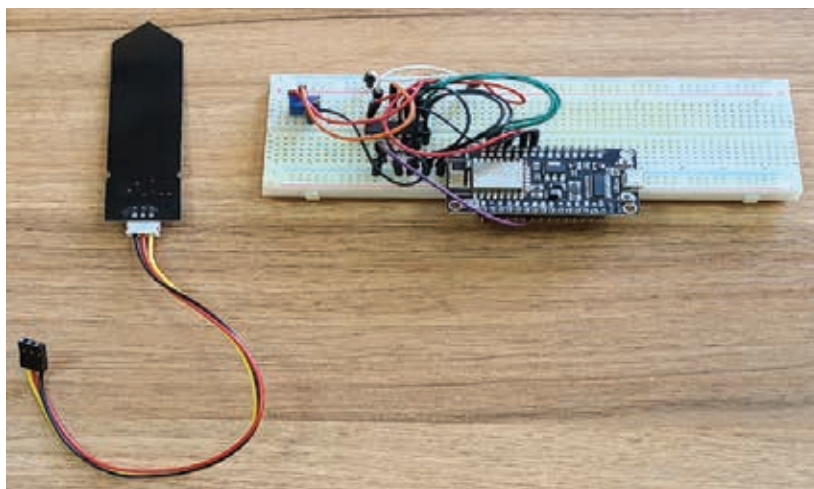


Рис.3.5 Общий вид прибора

Прибор состоит из микросхемы ESP8622 E12, транзисторного ключа, датчика измерения влажности почвы и батарейки (рис. 3.6).

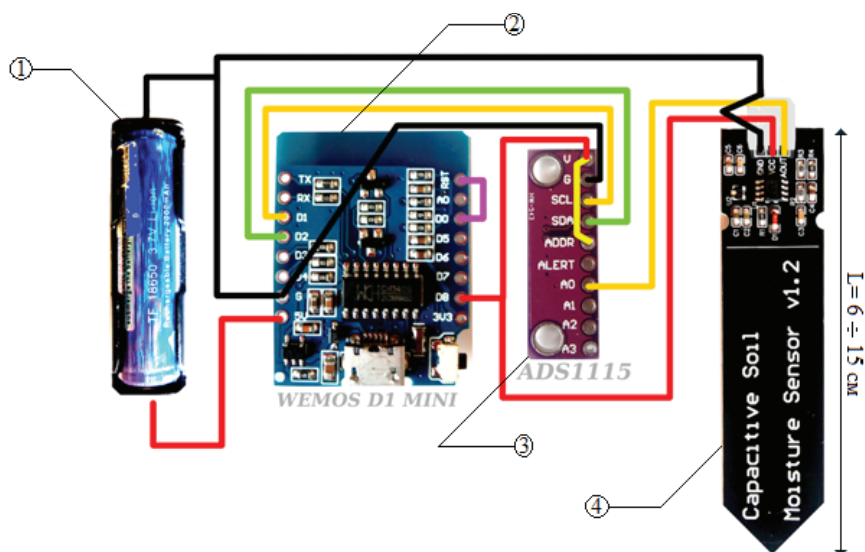


Рис.3.6 Блок схема прибора. 1 – батарейка (3.7 V, 3000 МА/час),
2 – микроконтроллер ESP8622 E12, 3 – транзисторный ключ
(выполняет функцию экономии энергии в аккумуляторе),
4 – датчик для измерения влажности почва-грунта

Прибор смонтирован на основе микросхемы ESP8622 E12 и подключается к мини-серверу посредством Wi-Fi, что позволяет отправлять информацию о значениях измеренной влажности почва-грунта на сервер или на предварительно установленное приложение для мобильного телефона фермера несколько раз в день. Устройство может работать с одного заряда до 1-х месяца, для зарядки аккумулятора требуется 2 часа.

```

1  File  Edit  Selection  View  Go  Run  Terminal  Help
2  main.cpp x  PC1 Home
3  Explorer
4  - UNTITLED WORKSPACE
5  - AndjanRead
6    > .pio
7    > .include
8    > .lib
9    > .src
10   main.cpp
11   > test
12   > .gitignore
13   > platformio.ini
14
15  AndjanRead > src > <- main.cpp > @ local
16  .....
17  12
18  13 const char* ssid = "STAR5510";
19  14 const char* password = "STAR5510";
20  15
21  16 const char* host = "192.168.233.99";
22  17 const uint16_t port = 8080;
23  18
24  19 // Set your Static IP address
25  20 IPAddress local_IP(192, 168, 233, 99);
26  21 // Set your Gateway IP address
27  22 IPAddress gateway(192, 168, 233, 1);
28  23
29  24 IPAddress subnet(255, 255, 255, 0);
30  25 IPAddress primaryDNS(8, 8, 8, 8); //optional
31  26 IPAddress secondaryDNS(8, 8, 4, 4); //optional
32  27
33  28 void setup() {
34  29   pinMode(05, OUTPUT);
35  30   pinMode(A0, INPUT);
36  31   Serial.begin(115200);
37  32
38  33   // Configures static IP address
39  34   if (!WiFi.config(local_IP, gateway, subnet, primaryDNS, secondaryDNS)) {
40  35     Serial.println("STA Failed to configure");
41  36   }
42  37
43  38   // We start by connecting to a WiFi network
44  39   Serial.println();
45  40   Serial.println();
46  41   Serial.print("connecting to ");
47  42   Serial.println(ssid);
48  43
49  44   /* Explicitly set the ESP8260 to be a WiFi-client, otherwise, it by default,
50  45    would try to act as both a client and an access-point and could cause
51  46    network-issues with your other WiFi-devices on your WiFi-network. */
52
53  PROBLEMS  OUTPUT  DEBUGCONSOLE  TERMINAL
54
55  Windows PowerShell
56  (C) Корпорация Майкрософт (Microsoft Corporation). Все права защищены.
57
58  Попробуйте новую кроссплатформенную оболочку PowerShell (https://aka.ms/powershell)

```

Рис.– 3.7 Программное обеспечение для управления блок схемой, созданной на основе языка программирования C++.

Сервер представляет собой специальный мини-компьютер Orandge E2 Plus. Основанием для выбора этого мини-компьютера послужило то, что он имеет память EMMS без источника питания. Эта память быстрее, чем флэш-память, также более надежна, поэтому выбранный нами мини-компьютер лучше, чем Raspberry Pi. Программное

обеспечение написано на языке (C++) и скорость получения данных 2 раза в сутки (рисунок 3.8)



Рис.– 3.8 Сервер (устанавливается на поле)

Функция сервера заключается в сборе и анализе данных, в формировании базы данных и, при необходимости, способна передавать ее фермеру или центральной диспетчерской службе.

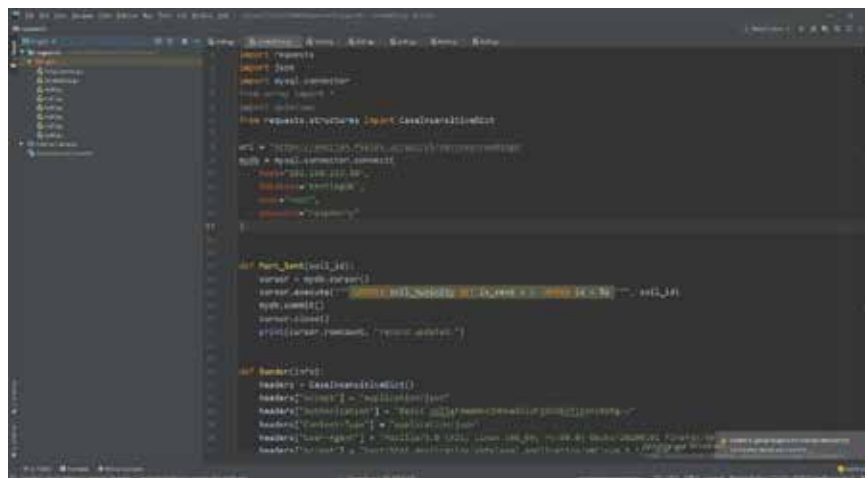


Рис.3.9 Программное обеспечение для управления сервером



Рис.3.10 Фото фрагменты натурных исследований

Выводы по главе III

1. На основе системы уравнений Сен-Венана разработана стохастическая модель динамики уровня потока воды по борозде с учетом силы придонного трения.

2. На основе условий локальной нестационарности дна борозды в виде функций кубического сплайна разработана гидравлическая модель управления динамикой параметров инфильтрационного потока в зоне увлажнения при бороздовом поливе хлопчатника.

3. Разработаны прибор и компьютерная программа управления состоянием зоны увлажнения почва-грунта при бороздковом поливе хлопчатника.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Проведены экспериментальные исследования по определению агрометрических параметров опытного участка. Цифровым тензиометрическим прибором и лабораторными исследованиями установлены основные параметры массопереноса в зоне увлажнения почва-грунта при бороздковом поливе хлопчатника.

2. Проведён расчет водно-солевого баланса исследуемой территории по усовершенствованной методике определения параметров дисперсии. При этом, она позволяет упростить расчет с одинаковым порядком точности с существующей методикой. Погрешность сопоставления результатов составляет 0,3%.

3. На основе компьютерной программы Monthly ET0 Penman-Montecito с использованием климатических и агрометрических данных Каршинской метеостанции установлена потенциальная эвапотранспирация из растительного слоя экспериментального участка.

4. Натурными исследованиями установлено значение коэффициента Маннинга и характеристики борозды для экспериментального участка. При этом, для диапазона параметров борозды $l \leq 100$ м, и $\Delta b_{max} = 2,4$ см, значения коэффициента Маннинга не превышали 0,02.

5. Натурными исследованиями установлены основные гидравлические параметры потока воды в бороздах при различных расходах воды: коэффициент шероховатости $n_M = 0,06$, гидравлическое сопротивление $\lambda = 0,397$, числа Фруда $Fr = 0,0019$ и Рейнольдса $Re = 2,17$.

6. На основе системы уравнений Сен-Венана разработана гидравлическая модель динамики глубины потока воды в борозде с учетом силы придонного трения.

7. На основе условий локальной неоднородности дна борозды в виде функций кубического сплайна разработана гидравлическая модель управления динамикой параметров инфильтрационного потока в зоне увлажнения при поливе по бороздковому хлопчатника.

8. Разработаны прибор и компьютерная программа управления состоянием зоны увлажнения почва-грунта при поливе по бороздковому хлопчатника.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонцев С. Н., Мейрманов А. М. Математические модели совместного движения поверхностных и подземных вод. – Новосибирск, НГУ, 1979. – 78 с.
2. Атавин А. А., Васильев О. Ф., Воеводин А. Ф., Шугрин С. А. Численные методы решения одномерных задач гидравлики. Водные ресурсы. – Т 4. 1983. – С. 38–47.
3. Баклановская В. Ф., Чечель И. И. Численный метод решения уравнений Сен-Венана (камерная модель) // Журн. вычисл. математики и мат. физики. – Т. 16. – № 5. 1976. – С. 1217–1232.
4. Бейзель С. А., Шокина Н. Ю., Хакимзянов Г. С., Чубаров Л. Б., Ковыркина О. А., Остапенко В. В. О некоторых численных алгоритмах расчета наката волн цунами в рамках модели мелкой воды. I // Вычисл. технологии. – Т. 19. – № 1. 2014. – С. 40–62.
5. Беликов В. В., Борисова Н. М., Численные исследования волн прорыва судоходных гидротехнических сооружений // Научно-техн. и производственный сб. «Безопасность энергетических сооружений» – М., – Вып. 17. 2010. – С. 205–214.
6. Васильев О. Ф. Системное моделирование взаимосвязанных фильтрационных и гидравлических процессов в задачах гидрологии, гидрогеологии и мелиорации // Проблемы теории фильтрации и механика процессов повышения нефтеотдачи. – М.: Наука, 1987. – С. 46–57.
7. Воеводин А. Ф., Шугрин С. М. Численные методы расчета одномерных систем. – Новосибирск: Наука, 1981. – 208 с.
8. Вольцингер Н. Е., Пяковский Р. В. Теория мелкой воды. Океанологические задачи и численные методы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 207 с.
9. Дьяконова Т. А. Математическое обеспечение для численного моделирования динамики поверхностных вод на неоднородном рельефе местности // диссертация 2018. – 168 с.

ПРИЛОЖЕНИЯ

```

const char* ssid      = STASSID;
const char* password = STAPSK;
const char* host = "192.168.233.90";
const uint16_t port = 8000;
void setup() {
    pinMode(D5, OUTPUT);
    pinMode(A0, INPUT);
    Serial.begin(115200);
    // We start by connecting to a WiFi network
    Serial.println();
    Serial.println();
    Serial.print("Connecting to ");
    Serial.println(ssid);
    /* Explicitly set the ESP8266 to be a WiFi-client,
otherwise, it by default,
    would try to act as both a client and an access-
point and could cause
    network-issues with your other WiFi-devices on
your WiFi-network. */
    WiFi.mode(WIFI_STA);
    WiFi.begin(ssid, password);
    Serial.print("My MAC = ");
    Serial.println(WiFi.macAddress());
    while (WiFi.status() != WL_CONNECTED) {
        delay(500);
        Serial.print("."); }
    Serial.println("");
    Serial.println("WiFi connected");
    Serial.println("IP address: ");
    Serial.println(WiFi.localIP());}
void loop() {
    boolean flag = false;
    digitalWrite(D5, HIGH);    // turn the LED on (HIGH is
the voltage level)
    delay(250);                // wait for a second

```

```
digitalWrite(D5, LOW);    // turn the LED off by
making the voltage LOW
delay(250);               // wait for a secon
int value = analogRead(A0);
Serial.println(value);
Serial.print("connecting to ");
Serial.print(host);
Serial.print(':');
Serial.println(port);
// Use WiFiClient class to create TCP connections
WiFiClient client;
while(!client.connect(host, port)) {
    Serial.println("connection failed");
    delay(5000);
    return; }
// This will send a string to the server
Serial.println("sending data to server");
if (client.connected()) {
    client.print(String(value)+"@1"); }
// wait for data to be available
unsigned long timeout = millis();
while (client.available() == 0) {
    if (millis() - timeout > 5000) {
        Serial.println(">>> Client Timeout !");
        client.stop();
        delay(600);
        return; } }
// Read all the lines of the reply from server and
print them to Serial
Serial.println("receiving from remote server");
// not testing 'client.connected()' since we do not
need to send data here
while (client.available()) {char ch = static_
cast<char>(client.read());
    Serial.print(String(ch));
    if(String(ch) == "OK"){flag = true;    } }
// Close the connection
Serial.println();
Serial.println("closing connection");
client.stop();
if(!flag){
```

```
        Serial.println("SLEEP");
        delay(300000); // execute once every 5 minutes,
don't flood remote service }}
Программа для работы в Web сервере (ControllerData.php)
<?php
namespace app\controllers;
use app\models\ControllerData;
use yii\rest\ActiveController;
use Yii;
class ControllerDataController extends
ActiveController{
    public $modelClass = 'app\models\ControllerData';
    public function actions() {$actions =
parent::actions();
        unset($actions['create']);
        return $actions; }
    public function actionStatus()
    { \Yii::$app->response->format = \yii\web\
Response::FORMAT_JSON;
        $controller_id = Yii::$app->request-
>post('controller_id');
        $data = ControllerData::find()
            ->select('controller_id, value')
            ->where(['controller_
id'=>$controller_id])>orderBy(['id' => SORT_DESC])-
>one();
        return [ 'status'=>true, 'data'=>$data, ]; }
    public function actionCreate() { \Yii::$app-
>response->format = \yii\web\Response::FORMAT_JSON;
        $controller_id = Yii::$app->request-
>post('controller_id');
        $value = Yii::$app->request->post('value');
        //$token = Yii::$app->request->get('token');
        $created_date = Yii::$app->request-
>post('created_date');
        if(!empty($controller_id) && strlen($value)!=0 ){
            //&& $token=='mytoken_2797'
            $transaction = Yii::$app->db-
>beginTransaction();
            try { $driver = new ControllerData();
                $driver->controller_id = $controller_id;
```

```

        $driver->value = $value;
        $check_value = ControllerData::find()
        //->select ('controller_id, value')
        ->where(['controller_id'=>$controller_id])-
>orderBy(['id' => SORT_DESC])->one();
        //$user_id = Yii::$app->user->identity->id;
        if (intval($value)!=intval($check_value-
>value)){
            if(Yii::$app->user->identity){
                $user_id =Yii::$app->user->identity->id; }
            else{$user_id =1;}
            $driver->user_id = $user_id;
            if(empty($created_date)) { $driver->created_
date = date('Y-m-d H:i:s');}
            else { $driver->created_date = $created_date; }
            $driverSave = $driver->save();
            if ($driverSave){
                $transaction->commit();
                Yii::$app->getResponse()-
>setStatusCode(201);
                return ['status'=>true, ]; }
            else { return [ 'status'=>false,
'message'=>'Server xatoligi', 'errors'=>$driver-
>getErrors() ];
                Yii::$app->getResponse()-
>setStatusCode(500); } }
            else {if(empty($created_date)) { $check_
value->created_date = date('Y-m-d H:i:s');}
            else { $check_value->created_date =
$created_date; }
            $check_save = $check_value->save();
            if ($check_save){
                $transaction->commit();
                Yii::$app->getResponse()-
>setStatusCode(201);
                return ['status'=>true, ];
                else { return [
'status'=>false,
'message'=>'Server xatoligi',
'errors'=>$driver->getErrors() ];

```

```
        Yii::$app->getResponse()->
>setStatusCode(500);
        catch(Exception $e) {
            $transaction->rollBack();
        } else { Yii::$app->getResponse()->
>setStatusCode(400);
            return [
                'status'=>false,
```

