

**МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Федеральное государственное бюджетное научное учреждение  
**«КУРСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ АГРАРНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР»**  
(ФГБНУ «Курский ФАНЦ»)

**Ю. П. Сухановский, А. В. Прущик**

# **МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОДНОЙ ЭРОЗИИ ПОЧВ**



Курск – 2023

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Федеральное государственное бюджетное научное учреждение  
**«КУРСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ АГРАРНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР»**  
(ФГБНУ «Курский ФАНЦ»)



Ю.П. Сухановский, А.В. Прущик

## **Моделирование водной эрозии почв**

Курск – 2023

УДК 631.6.02:631.421.2  
ББК 40.5  
С 91

Сухановский Юрий Петрович

**Моделирование водной эрозии почв** [Текст]: монография / Ю.П. Сухановский, А.В. Прущик. – Курск: Курский федеральный аграрный научный центр, 2023. – 175 с.

В монографии изложены обобщенные результаты многолетних исследований в области математического, физического моделирования и прогнозирования водной эрозии почв и её последствий, а также возможность применения этих методов для решения конкретных задач. Представленная работа охватывает период исследований начиная с 80-х годов прошлого столетия по настоящее время. Подробно описаны математические модели дождевой эрозии почв: капельной и поверхностной, и эрозии почв при снеготаянии: ручейковая и поверхностная. Получена модель водной эрозии почв для склонов, включающая модели дождевой эрозии и при снеготаянии. Предложенная модель имеет высокую точность расчётов и позволяет оценивать реальные потери почвы. Представленные методы математического и физического моделирования необходимы для стратегического планирования рационального использования оставшихся эродированных почвенных ресурсов.

Монография рассчитана на широкий круг ученых и специалистов в области эрозии почв, агропочвоведения, земледелия, экологии, других смежных сельскохозяйственных и биологических дисциплин, будет полезна преподавателям ВУЗов, аспирантам и научным сотрудникам.

Область применения – земледелие, агропочвоведение, экология.

#### Рецензенты:

*В.В. Демидов* – доктор биологических наук, профессор кафедры эрозии и охраны почв факультета Почвоведения ФГБОУ ВО «МГУ имени М.В. Ломоносова»

*Ф.Н. Лисецкий* – доктор географических наук, профессор, профессор кафедры природопользования и земельного кадастра Белгородского государственного национального исследовательского университета

*С.В. Ясинский* – доктор географических наук, ведущий научный сотрудник «Института географии РАН»

Монография рассмотрена и одобрена Ученым советом ФГБНУ «Курский ФАНЦ» (протокол № 11 от 26 октября 2023 г.)

Работа выполнена в соответствии с темами государственного задания № 0632-2019-0017 и FGZU - 2022-0002 ФГБНУ «Курский ФАНЦ» на 2019-2023 г.

© Ю.П. Сухановский, А.В. Прущик, 2023  
© Курский федеральный аграрный научный центр, 2023

ISBN 978-5-6051166-0-8

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение .....	4
<b>Глава 1. Математические модели дождевой эрозии почвы.....</b>	<b>5</b>
1.1. Модель капельной эрозии почвы.....	5
1.1.1. Экспериментальные исследования .....	5
1.1.2. Уравнения модели.....	23
1.2. Модели поверхностной эрозии почвы.....	49
1.2.1. Критерии подобия дождевых осадков.....	50
1.2.2. Гидромеханическая модель.....	59
1.2.3. Имитационная модель.....	67
1.2.4. Стохастическая модель.....	72
1.2.5. Впитывающая способность почвы.....	78
<b>Глава 2. Математические модели эрозии почвы при снеготаянии.....</b>	<b>96</b>
2.1. Ручейковая эрозия почвы.....	96
2.2. Поверхностная эрозия почвы.....	103
<b>Глава 3. Модель водной эрозии почвы и её проверка.....</b>	<b>121</b>
3.1 Модель водной эрозии почвы.....	121
3.2 Проверка модели водной эрозии почвы.....	122
<b>Глава 4. Применение методов моделирования.....</b>	<b>128</b>
4.1. Оценка почвенных ресурсов.....	128
4.2. Методы математического моделирования.....	135
4.3. Методы физического моделирования.....	142
4.4 Оценка последствий эрозии почвы в полевых экспериментах.....	152
Заключение .....	165
Список литературы.....	166

## ВВЕДЕНИЕ

Моделирование водной эрозии почвы включает разработку математических и физических моделей и их использование как методов решения задач в фундаментальных и прикладных исследованиях.

Математические зависимости для эрозии почвы начали использовать для аппроксимации результатов натуральных наблюдений за смывом почвы. Для дождевой эрозии почвы классическим примером является уравнение Universal Soil Loss Equation (USLE) (универсальное уравнение потерь почвы), разработанное для условий Соединенных Штатов Америки (США). В руководстве его применения, изданного в 1978 г., указано, что для разработки было использовано более 10 тысяч годо-площадок, а для оценки фактора растительности – четверть миллиона данных по смыву почвы. Также был сделан вывод, что для надёжной оценки среднесуточного смыва почвы необходим период наблюдений не менее 22 лет. Это уникальные данные, которых не было в России и в других странах. Их нет сейчас и неизвестно, когда они будут. Это означает, что отсутствуют необходимые данные, как для разработки эмпирических зависимостей, так и для проверки эрозионных моделей.

Установлено, что не на всей территории США можно применять уравнение USLE. В 70-х годах прошлого века пришли к выводу, что необходимо разрабатывать физически обоснованные модели, включающие известные законы и закономерности, которые можно использовать для любых почвенных и климатических условий. Сразу возникли две проблемы. Первая – проверка модели. Вторая – обеспечение её необходимыми данными для практического применения.

Многие десятилетия для исследования эрозии почвы используют дождевальные установки. Всё это время была проблема: как полученные результаты измерений можно использовать для естественных дождей? В данной монографии изложены результаты поиска решений этих проблем, начиная с 80-х годов прошлого века по настоящее время.

## **Глава 1. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДОЖДЕВОЙ ЭРОЗИИ ПОЧВЫ**

Дождевую эрозию почвы разделяют на капельную (разбрызгивание почвы при ударе капель дождя о почву) и поверхностную (отрыв и перенос потоком воды почвенных агрегатов и частиц). В начале появились эмпирические модели, которые были уравнениями, аппроксимирующими результаты измерений потерь почвы. Условия, при которых были получены эти результаты, определяли область применимости этих моделей. В 70-х годах прошлого века исследования дождевой эрозии почвы были ориентированы на разработку физически обоснованных математических моделей (уравнений). Под этим понимали использование известных фундаментальных физических принципов, законов и закономерностей, которые можно применять для любых почвенных и климатических условий. Такие модели (уравнения) называли ещё экспериментально-теоретическими.

### **1.1. Модель капельной эрозии почвы**

Дождевая эрозия начинается с удара дождевых капель о почву. Разбрызгивание почвы называют капельной эрозией. Начало её исследований связывают с работами [120, 121], в которых приведены результаты исследований, показывающие влияние параметров капель на количество разбрызгиваемой почвы, помещённой в контейнеры (в литературе их иногда называли чашечками Эллисона). Со временем увеличилось количество экспериментальных исследований капельной эрозии. Результаты измерений, как правило, аппроксимировали эмпирическими уравнениями. Характерные исследования приведены в работах [6, 16, 25-27, 50, 58, 105, 110, 115, 116, 119, 121, 123, 128-130, 139, 140, 142, 144]. Такие модели использовали для описания межручейковой эрозии почвы [115]. Первой физически обоснованной моделью капельной эрозии была модель Цотне Евгеньевича Мирцхулавы [53, 56], которая получила дальнейшее развитие, например, в [37]. При другом подходе была разработана такого же типа модель [71, 73, 78].

Было установлено: 1) при капельной эрозии средние потери почвы со склона уменьшаются с увеличением длины склона; 2) при поверхностной эрозии (при воздействии на почву поверхностного потока воды) эти потери, наоборот, увеличиваются; 3) для склонов с большой длиной можно не учитывать капельную эрозию. Далее приведены исследования по разработке физически обоснованной модели капельной эрозии почвы [71,73,78].

#### **1.1.1. Экспериментальные исследования**

В данном разделе описаны проведённые эксперименты, результаты которых были использованы для разработки физически обоснованной модели капельной эрозии почв.

Задание параметров капель. В качестве каплеобразователей использованы капилляры разного диаметра (медицинские иглы). Капилляры герметично устанавливали через дно ёмкости с водой. Частоту каплеобразования регулировали уровнем воды в ёмкости. Размер капель определяли весовым способом. Измеряли массу  $N$  капель, а затем рассчитывали массу одной капли. Зная массу капли, с помощью формулы объёма шара рассчитывали её диаметр  $d_k = \sqrt[3]{6m/\pi\rho}$ , где  $m$  – масса капли,  $\rho$  – плотность воды,  $\pi = 3,14$ . Проведены серии таких измерений и расчётов, позволившие оценить среднее значение диаметра капель и стандартное отклонение, которое характеризует варьирование диаметра. Скорость падения капель  $V_k$  регулировали высотой их падения. Зная диаметр капли и высоту падения, по формуле [23] с точностью 4,4 % рассчитывали её скорость в момент удара о почву

$$V_k = \alpha \sqrt{gd_k(1 - \exp(-\beta H/d_k))}, \quad (1.1.1.1)$$

$$\alpha = (4\rho/3\varphi\rho_{\text{воз.}})^{1/2} = 41,5,$$

$$\beta = 3\varphi\rho_{\text{воз.}}/2\rho = 1,16 \times 10^{-3}.$$

где  $g = 9,81 \text{ м/с}^2$  – ускорение свободного падения;  $d_k$  – диаметр капли, м;  $H$  – высота её падения, м;  $\rho = 10^3 \text{ кг/м}^3$  – плотность воды;  $\rho_{\text{воз.}} = 1,29 \text{ кг/м}^3$  – плотность воздуха;  $\varphi = 0,6$  – коэффициент сопротивления воздуха.

Для установившегося падения капель (когда вес капли уравнивается силой сопротивления о воздух) из (1.1.1.1) при  $H \rightarrow \infty$  следует, что скорость капли будет равняться

$$V_k = 41,5 \sqrt{gd_k}. \quad (1.1.1.2)$$

Заметим, что движение капель естественных дождей рассматривают как установившееся.

Образование воронок. При достаточно сильном ударе капель дождя о почву происходит разбрызгивание продуктов удара (разлетающиеся частицы почвы и воды). Если поверхность почвы является ровной, а шероховатость небольшой, то образуются воронки, размеры которых зависят от параметров капли и физических свойств почвы. Исследования образования воронок проведены для двух контрастных сред: песок (фракция 0,25-0,5 мм) – несвязная среда, для которой отсутствуют силы сцепления между частицами; почва (чернозём тяжелосуглинистый) – связная среда, для которой характерны силы сцепления между агрегатами.

Песок – хорошая среда для исследования капельной эрозии, поскольку его характеристики (по сравнению с почвой) более стабильны и изменяются в сравнительно небольшом интервале значений [5]. Подготовку образцов проводили следующим образом. Песок и почву засыпали слоем 3 см в кювету диаметром 20 см, затем песок капиллярно увлажняли, а его поверхность

тщательно выравнивали. Перед экспериментом плотность влажного песка была равна  $(1,75 \pm 0,02)$  г/см<sup>3</sup>, влажность – 19 %.

Почву в сухом состоянии (после удаления корневых остатков) предварительно размельчали резиновым пестиком, её поверхность выравнивали и образец выдерживали в течение двух суток в состоянии полного водонасыщения. Затем ещё в течение суток образец находился в состоянии капиллярного увлажнения. Значения параметров почвы в экспериментах с диаметром капель 3,16 и 4,06 мм представлены в таблице 1.1.1.1.

Таблица 1.1.1.1 – Параметры почвы перед экспериментом

Диаметр капель, мм	Плотность влажной почвы, г/см <sup>3</sup>	Влажность, % (вес.)	Сцепление, КПа
3,16	1,72±0,02	48	1,5±0,5
4,06	1,68±0,01	45	2,7±1,0

Сцепление для почвы, как характеристику её прочности, измеряли по методу Н.А. Цытовича [107] (вдавливание сферического штампа). Сцепление рассчитывали по формуле

$$C = 0,18 \frac{P}{\pi DS}, \quad (1.1.1.3)$$

где  $P$  – сила давления (вес нагрузки),  $D$  – диаметр штампа,  $S$  – глубина его вдавливания.

В измерениях использовали штамп с  $D = 12$  мм. Фиксацию глубины вдавливания проводили через 10 секунд. Количество замеров было 25-30. Поскольку сцепление является динамичной характеристикой, измерения проводили перед каждым экспериментом на том же самом образце. После удара капли образец сдвигали, чтобы следующая капля попадала на другое место. Диаметр образующейся воронки и её глубину измеряли штангенциркулем с точностью  $\pm 0,1$  мм.

На рисунке 1.1.1.1 представлена схема образующейся воронки (ось  $Z$  является осью симметрии). Объём воронки  $W$  аппроксимирован половиной объёма эллипсоида вращения с радиусами, равными радиусу воронки  $R_0$  и её глубине  $z_0$ , и рассчитывали по формуле

$$W = \frac{2\pi R_0^2 z_0}{3} \quad (1.1.1.4)$$

Все эксперименты проводили для серий не менее трех, что позволило оценить средние значения и стандартные отклонения. Для каждой серии измерения проводили для 10 воронок. На рисунке 1.1.1.2 представлены результаты эксперимента с песком, из которого видно, что от размера и скорости капли существенно зависит объём образующейся воронки.



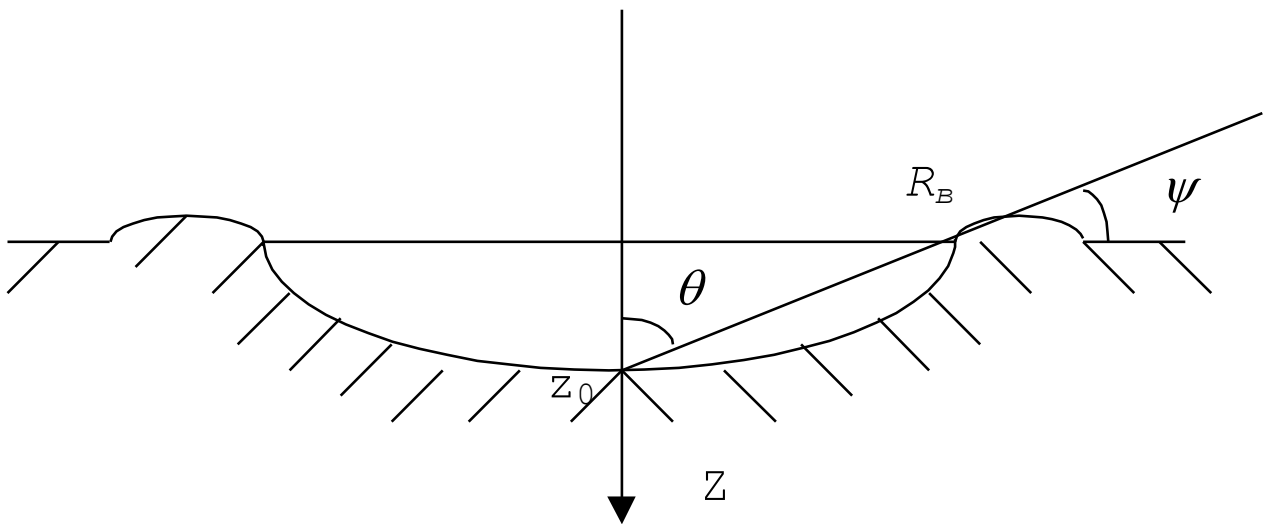


Рисунок 1.1.1.1 – Схема воронки

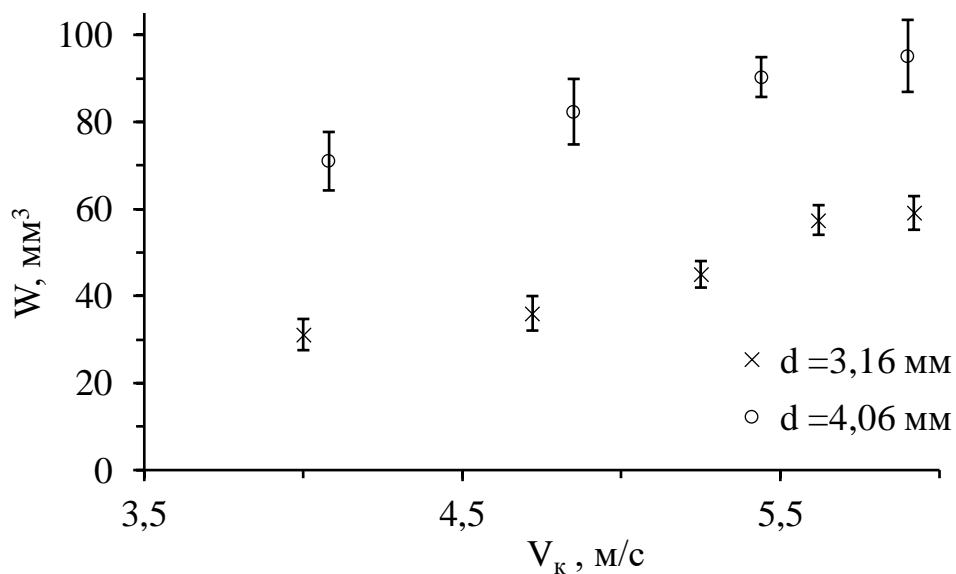


Рисунок 1.1.1.2 – Зависимость объёма воронки от скорости падения капли (песок)

Из сопоставления с данными для песка следует, что для почвы (рис. 1.1.1.3) воронки образуются значительно меньшего размера. Объяснить это можно тем, что при образовании воронки в песке необходимо преодолеть только силу трения между частицами и их собственный вес. Для почвы существенную роль играют межагрегатные и внутриагрегатные силы сцепления, что подтверждается следующим. На рисунке 1.1.1.3 для разных диаметров капель значения объёмов воронки оказались близкими. Если учесть, что в эксперименте с меньшим диаметром капли ( $d_k = 3,16 \text{ мм}$ ) сцепление  $C = 2,7 \text{ КПа}$ , а в эксперименте с диаметром капли  $4,06 \text{ мм}$  оно было почти в 2 раза меньше ( $C = 1,5 \text{ КПа}$ ), то это говорит о значительном влиянии сцепления.

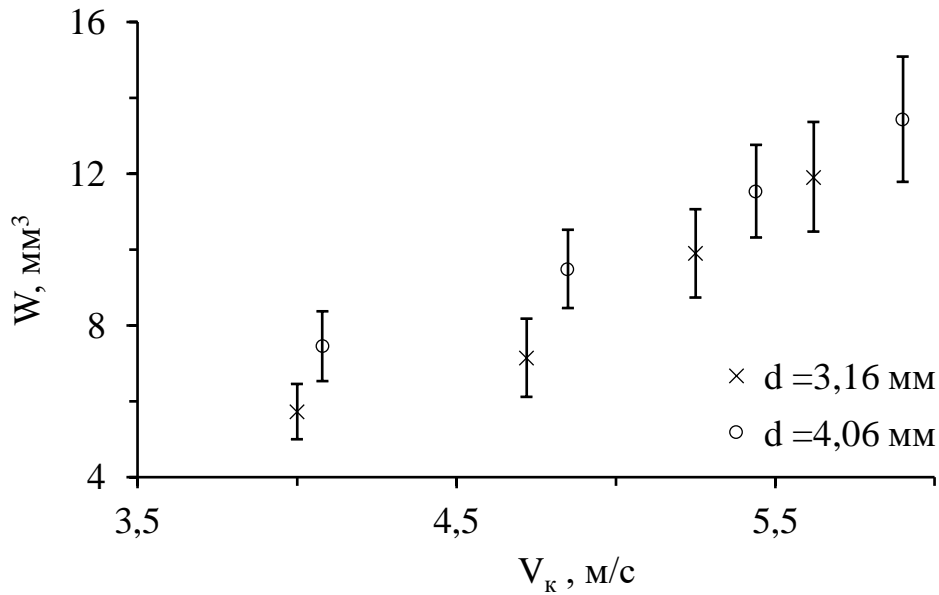


Рисунок 1.1.1.3 – Зависимость объёма воронки от скорости падения капли (почва)

Как будет показано в дальнейшем, угол  $\theta$  (рис. 1.1.1.1) имеет большое значение в описании разлета продуктов удара. В общем случае для  $tg(\theta) = R_{\theta}/z_0$  можно записать следующее соотношение

$$tg(\theta) = f(d_k, V_k, tg(\varphi), \rho, g, C, E_0), \quad (1.1.1.5)$$

где  $f$  – неизвестная функция,  $\varphi$  – угол внутреннего трения,  $\rho$  – плотность среды,  $E_0$  – модуль деформации среды. Применение  $\pi$ -теоремы [64] позволяет это соотношение записать в виде

$$tg(\theta) = f(1, tg(\varphi), 1, \frac{gd_k}{V_k}, \frac{C}{\rho V_k^2}, \frac{E_0}{\rho V_k^2}). \quad (1.1.1.6)$$

Результаты измерений диаметра и глубины воронки, как для почвы, так и для песка (рис. 1.1.1.4), с точностью 15 % аппроксимированы зависимостью

$$tg(\theta) = 23 \left( \frac{gd_k}{V_k^2} \right)^{1/4}. \quad (1.1.1.7)$$

Из (1.1.1.2) для установившегося движения капель следует, что  $(gd_k/V_k^2)^{1/4} = 0,155$ . Тогда  $tg(\theta) = 3,57$ , а  $\theta_{уст} = 74^\circ$ . В соответствии с (1.1.1.7) для неустановившегося движения угол  $\theta$  будет больше. Соответственно для угла  $\psi$  (рис. 1.1.1.1) получается:  $\psi_{уст} = \pi/2 - \theta_{уст} = 16^\circ$ , а для неустановившегося движения угол  $\psi$  будет ещё меньше. Следовательно, для естественных дождей углы  $\theta$  и  $\psi$  не зависят от размера капель.

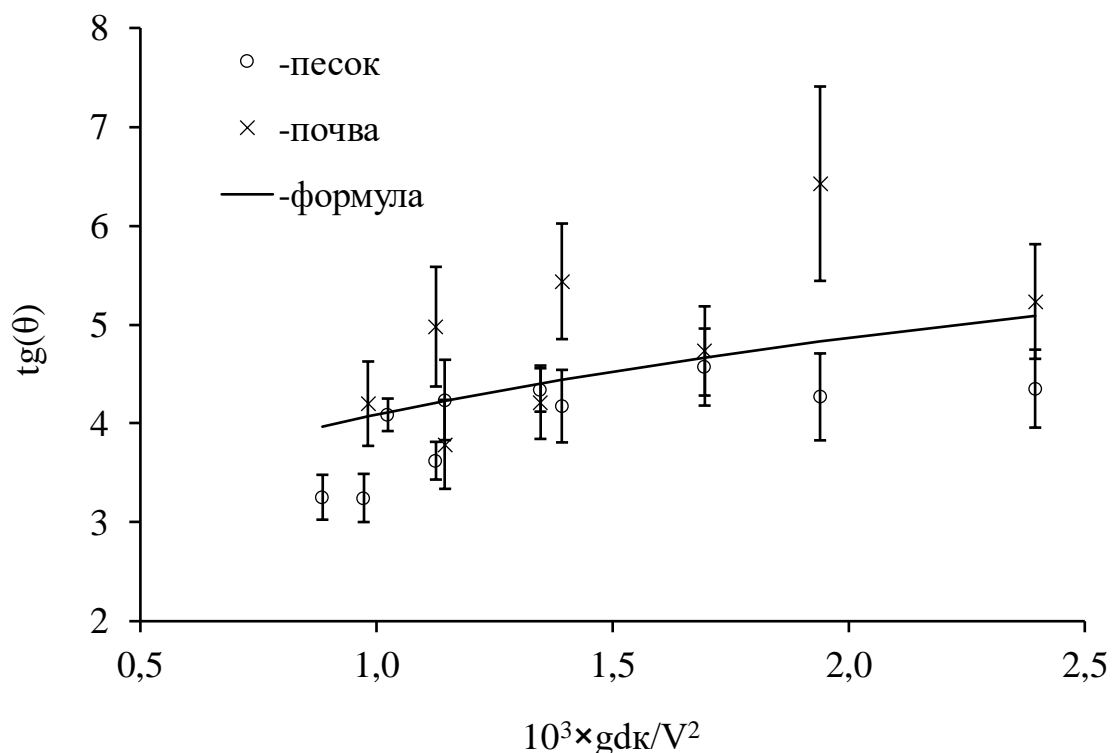


Рисунок 1.1.1.4 – Зависимость для  $tg(\theta)$

Ловушка № 1 для измерения массы продуктов удара. Для измерения массы продуктов удара при ударе капли о песок использовали металлическую ловушку, изображённую на рисунке 1.1.1.5. В ловушку попадают частицы с дальностью отлёта больше радиуса отверстия  $R_l = D_l/2$ , который должен быть больше радиуса воронки. Высоту  $H$  подбирали из условия, чтобы угол  $\psi$  был больше угла разлета частиц, а внешний диаметр  $D$  должен обеспечивать задержание капель воды и твердых частиц внутри ловушки. Ловушку устанавливали на исследуемый образец, толщина  $H_0$  которого должна быть много больше глубины образующихся воронок. Песок помещали в цилиндрическую ёмкость с диаметром  $D_0$ .

Строго говоря, после каждого удара капли о песок образец необходимо смещать, чтобы следующая капля упала на ровную поверхность. Оценили эффект, связанный с ударом нескольких капель в одно и то же место. Диаметр отверстия ловушки  $D_l = 20$  мм, внешний диаметр  $D = 115$  мм, высота  $H = 30$  мм. Толщина слоя песка  $H_0 = 30$  мм, диаметр образца  $D_0 = 200$  мм. Были проведены три серии экспериментов: в первой серии образец сдвигали после удара в одну точку 2-х капель, во второй сдвиг делали после 5-ти ударов и в последней серии сдвиг образца производили после 10-ти ударов. В каждой серии количество капель (ударов) было 50.

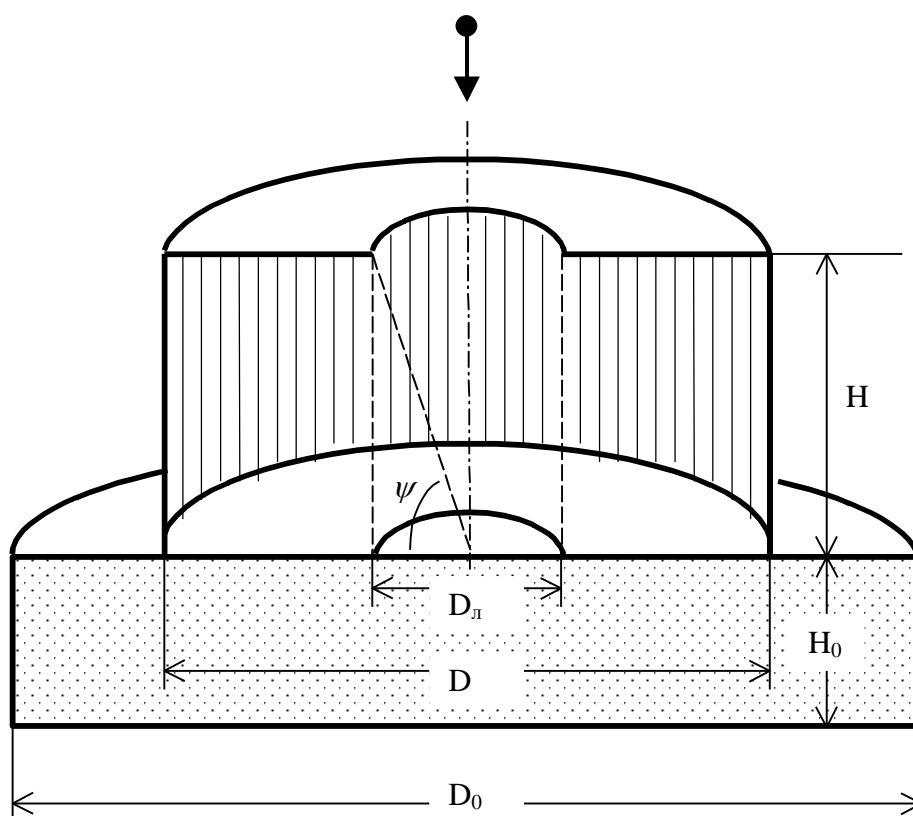


Рисунок 1.1.1.5 – Ловушка № 1 для измерения массы разлетающихся продуктов удара

Для капель диаметром 4,06 мм в таблице 1.1.1.2 представлены значения массы  $m$  продуктов удара, попавших в ловушку. Эти значения нормированы на один удар. Для каждой высоты падения капле измерения проводили в шестикратной повторности.

Таблица 1.1.1.2 – Масса  $m$  продуктов удара

Количество ударов в точку	Высота падения капле, см				
	100	150	200	250	296
	$m \times 10^3, \text{ г}$				
10	7,4±0,7	11,4±2,2	14,9±0,6	18,7±2,9	27,1±3,1
5	11,5±2,7	17,0±1,7	19,6±3,0	24,6±2,8	30,9±1,5
2	11,4±2,6	20,2±4,2	20,1±2,1	23,6±2,8	32,6±5,8

Для пяти и менее ударов в одну точку результат одинаковый в пределах точности измерений (таблица 1.1.1.2). Для 10 ударов значение  $m$  уменьшилось, что может быть объяснено своего рода защитным эффектом самой воронки. Если попадание капле в воронку интерпретировать как падение капле на шероховатую поверхность, то можно предположить, что, начиная с некоторого значения шероховатости, масса разлетающихся частиц будет меньше по сравнению с ровной поверхностью. Таким образом, в экспериментах с песком можно допускать до 5 ударов в одно место. К такому варианту приходится прибегать в тех случаях, когда необходимо задавать большое количество ударов капле при относительно небольшой поверхности исследуемого образца.

Если радиус отверстия ловушки  $R_l$  принять равным радиусу воронки  $R_e$ , то, казалось бы, в этом случае все разлетающиеся частицы будут попадать в ловушку. Однако, небольшие случайные отклонения падения капель приводят к необходимости увеличения  $R_l$ , т.е. должно быть  $R_l > R_e$ . Для оценки влияния радиуса отверстия ловушки  $R_l$  были проведены эксперименты с тремя различными радиусами 5, 10 и 20 мм. Для диаметра капель 4,06 мм, падавших с высоты 100 см, в таблице 1.1.1.3 представлены измеренные значения массы продуктов удара, попавших в ловушку и нормированные на 1 удар капли. Измерения проводили для 7-ми серий. Количество ударов для четырех серий было 100, а для остальных трех – 50. Образец с песком сдвигали после двух ударов. Радиус образующихся в песке воронок был равен  $(5,2 \pm 0,7)$  мм. Поэтому небольшое смещение падающей капли от центра отверстия иногда приводило к тому, что ловушка значительно влияла на количество попадавших в неё продуктов удара. Это объясняет большое значение коэффициента вариации 46 % (табл. 1.1.1.3) по сравнению с другими размерами отверстия ловушки. Учитывая это, в экспериментах, как правило, использовали ловушки с радиусом 10 мм.

Таблица 1.1.1.3 – Масса  $m$  продуктов удара

Радиус отверстия, мм	$m \times 10^3$ , г	Коэффициент вариации, %
20	$2,4 \pm 0,7$	29
10	$3,1 \pm 0,8$	27
5	$3,4 \pm 1,6$	46

Ловушка № 2 для измерения углов разлета продуктов удара. Гипотеза: поверхность воронки является поверхностью скольжения для разлетающихся продуктов удара. При таком предположении угол  $\psi$  будет углом, под которым разлетаются эти продукты удара. Для проверки сделанного предположения был проведен следующий эксперимент с песком. Ловушка № 2 для продуктов удара показана на рисунке 1.1.1.6 и представляет собой три независимые металлические секции. В зависимости от начального угла (и скорости) частицы песка и капли воды должны попадать в разные секции. Для ловушки были выбраны следующие размеры: диаметр отверстия  $D_l = 40$  мм, наружный диаметр 115 мм;  $H_1 = 14$  мм,  $H_2 = 30$  мм,  $H_3 = 30$  мм. Для приведённых размеров ловушки из рисунка 1.1.1.6 следует, что из точки удара капли о песок первая (нижняя) секция видна под углом  $0 < \psi_1 < 35^\circ$ , для второй –  $35^\circ < \psi_2 < 65^\circ$ , для верхней –  $65^\circ < \psi_3 < 75^\circ$ . Капли диаметром 4,06 мм падали с разных высот: 1,0; 1,5; 2,0 и 2,5 м. С каждой высоты падало по 40 капель. Вес секций измеряли до и после падения капель. По разности весов определяли количество песка и воды, попавшее в каждую секцию. Оказалось, что продукты удара попадали только в нижнюю секцию ( $0 < \psi_1 < 35^\circ$ ). Взвешивание проводили с точностью  $\pm 0,01$  г, вес песка и воды, попавших в нижнюю секцию, изменялся в интервале 0,2-0,6 г (в зависимости от высоты падения капель). Это позволяет утверждать, что продукты удара разлетаются под небольшим углом.

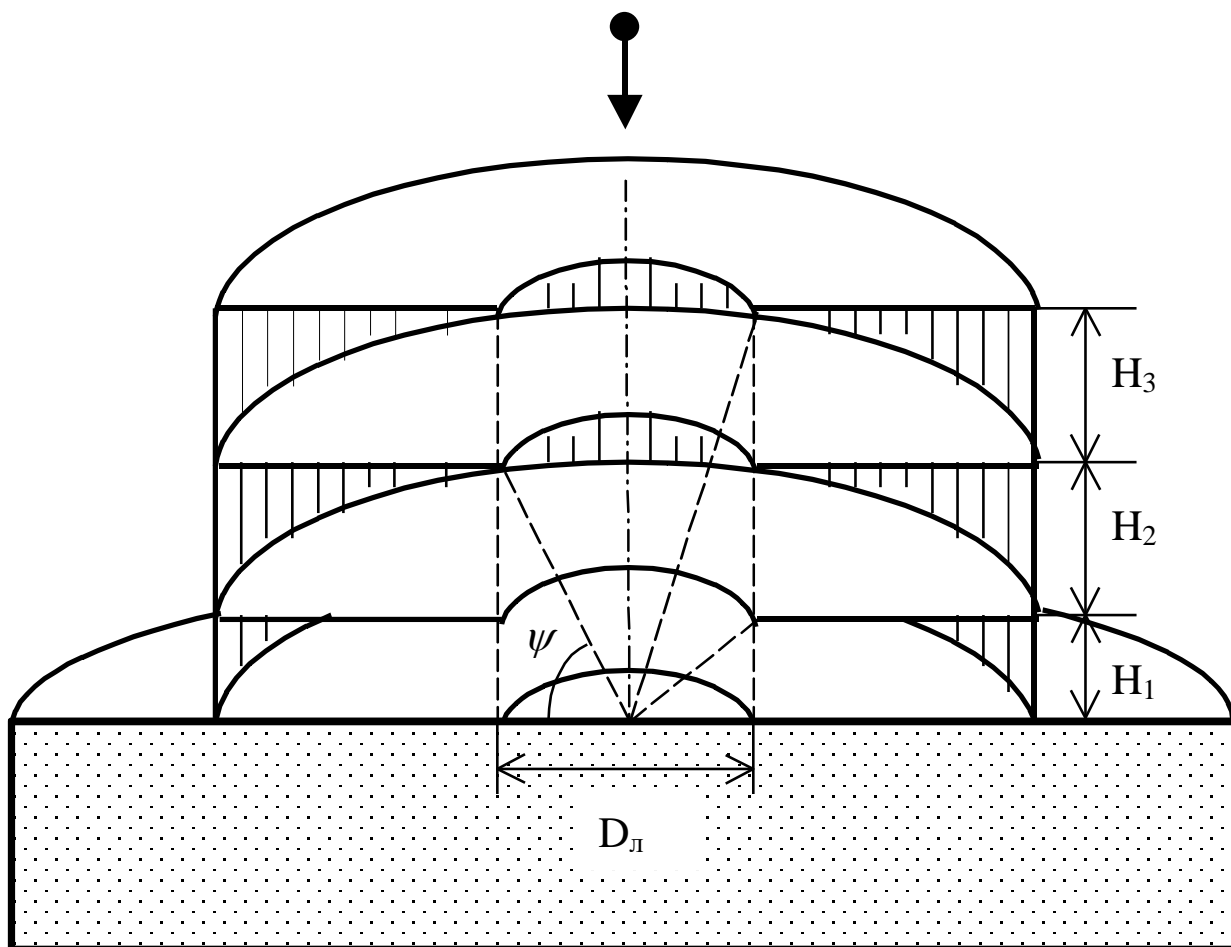


Рисунок 1.1.1.6 – Ловушка № 2 для измерения угла разлёта продуктов удара

Как было показано выше, угол  $\psi < \psi_{уст} = 16^\circ$  (рис. 1.1.1.1), что меньше угла для нижней секции, равного  $35^\circ$ .

Следовательно, данные эксперимента косвенно подтверждают гипотезу, что поверхность воронки является поверхностью скольжения для продуктов удара, а угол разлета может быть приближённо принят равным  $\psi = \pi/2 - \theta$ . Основная масса продуктов удара, как это будет показано ниже, имеет малую дальность отлёта. Именно это является препятствием для более точного измерения угла разлёта.

Распределение по дальности отлёта. Для измерения распределения продуктов удара по дальности отлёта использовали (рис. 1.1.1.7) набор колец с различными радиусами [85].

Эти кольца (из полиэтилена) укладывали на твёрдую подложку, в центре которой имелось отверстие для того, чтобы капля воды могла упасть на песок. Подложку помещали на выровненную поверхность песка, загруженного в некоторую ёмкость слоем 3 см. Чтобы избежать попадания капель в одну и ту же точку, эту ёмкость после каждого удара смещали на расстояние, несколько большее, диаметра образующейся воронки.

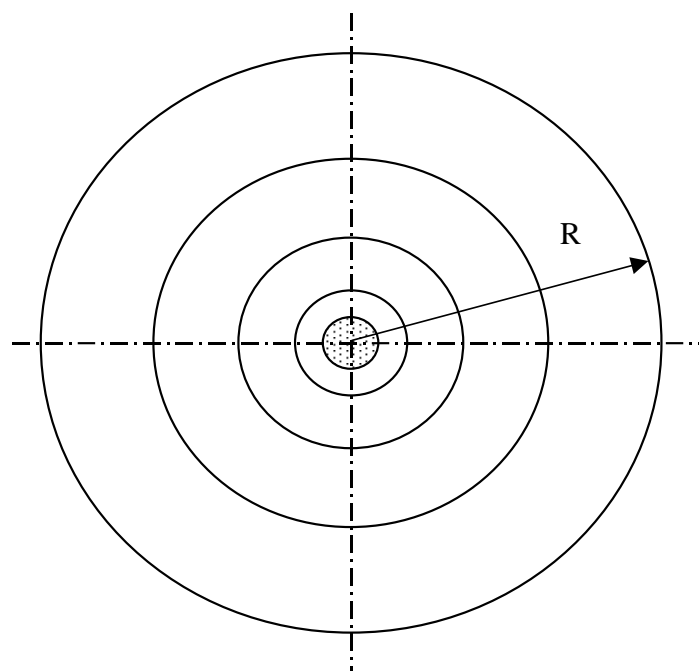


Рисунок 1.1.1.7. – Набор колец для измерения дальности отлёта

Ниже приведены радиусы (мм) колец, с которыми были проведены эксперименты.  $R_1$  – это радиус отверстия, через которое капли падали на песок.  $R_7$  – внешний радиус наружного кольца, всего было 6 колец.

$R_1$	$R_2$	$R_3$	$R_4$	$R_5$	$R_6$	$R_7$
26	47	80	120	172	257	362

Эксперимент проведён с двумя размерами капель – 3,16 и 4,06 мм, которые падали с высоты 1,0; 1,5; 2,0; 2,5 м. Для каждой высоты провели три серии измерений. Количество ударов капель было от 150 до 350, в зависимости от размера капли и высоты её падения. Каждое кольцо взвешивали до и после разбрызгивания песка. Это позволило определить массу частиц песка и воды, дальность отлёта которых была в интервале ( $R_i, R_{i+1}$ ). После высушивания кольца аналогично определяли отдельно массу сухого песка и воды.

Результаты измерений по содержанию песка в продуктах удара, которые попали на кольца получены для диаметра капель 4,06 мм, падавших с высоты 2,0 м (табл. 1.1.1.4). В пределах точности измерения можно принять, что доля песка не зависит от расстояния  $R$ , т.е. является величиной постоянной и равной  $0,69 \pm 0,07$ . Для этих условий масса сухого песка, заключённого в объёме воронки, равняется  $m_{в,сух} = 0,133$  г. Влажность песка 19 %, а масса капли –  $m_k = 0,035$  г. Тогда доля песка в разлетающихся продуктах удара будет равна  $m_{в,сух} / [m_{в,сух}(1 + 0,19) + m_k] = 0,69$ . Следовательно, приближённо можно принять, что доля песка в продуктах удара, отлетающих на разное расстояние, есть величина постоянная. Отсюда следует, что и распределение по дальности отлета будет одинаковым как для сухого песка, так и для всех продуктов удара (частицы песка и вода).

Таблица 1.1.1.4 – Доля песка в продуктах удара, упавших на кольца

Номер кольца					
1	2	3	4	5	6
$R_1-R_2$	$R_2-R_3$	$R_3-R_4$	$R_4-R_5$	$R_5-R_6$	$R_6-R_7$
0,638	0,722	0,791	0,795	0,827	0,810
$\pm 0,060$	$\pm 0,039$	$\pm 0,040$	$\pm 0,068$	$\pm 0,029$	$\pm 0,090$

В проведённых экспериментах радиус воронок  $R_{\text{в}}$ , образующихся в песке, был равен примерно 5 мм. Для оценки количества песка с дальностью отлёта  $R_{\text{в}} < R < R_1$  использовали ловушку № 1 (рисунок 1.1.1.5) с радиусом отверстия  $R_{\text{л}} = 10$  мм. Масса продуктов удара  $m_{\text{л},1}$  с дальностью отлёта  $R_{\text{л}} < R < R_1$  определяется

$$m_{\text{л},1} = m_{\text{л}} - \sum_{i=1}^6 m_i, \quad (1.1.1.8)$$

где  $m_i$  – масса, попавшая на  $i$ -е кольцо;  $m_{\text{л}}$  – масса, попавшая в ловушку. Аналогично масса продуктов удара  $m_{\text{в},\text{л}}$  с дальностью отлета  $R_{\text{в}} < R < R_{\text{л}}$  рассчитывается

$$m_{\text{в},\text{л}} = m_{\text{в}} - m_{\text{л}}, \quad (1.1.1.9)$$

здесь  $m_{\text{в}}$  – масса, заключенная в объёме воронки.

Значения массы нормированы на 1 удар капли. Поскольку для расчета значений  $m_{\text{л},1}$  и  $m_{\text{в},\text{л}}$  используют данные разных экспериментов, то исходное состояние исследуемого образца должно быть одинаковым во всех случаях. Как уже отмечалось, параметры песка являются более стабильными, поэтому одинаковая подготовка разных образцов обеспечивала практически одинаковое исходное состояние в разных экспериментах. В этом отношении почва значительно отличается от песка. Наиболее неуправляемым параметром для неё является сцепление, которое при ударе капли существенно влияет на образование воронки. По этой причине количество экспериментов с песком приходится проводить больше, чем с почвой.

Используя экспериментальные данные, оценим функцию распределения для массы продуктов удара по дальности отлёта. Поскольку поверхность песка была горизонтальной, а капли падали вертикально, то очевидно, что функция распределения обладает азимутальной симметрией (относительно угла  $\varphi$  на рисунке 1.1.1.8). Пусть общая разлетевшаяся масса  $M = Nm_{\text{в}}$ , где  $N$  – количество ударов капель. Тогда масса песка и воды  $dM$ , которая попадёт на элементарную площадку  $dS$  на расстоянии  $R$  от точки удара капли, запишется

$$dM = M\mu_r(R)dS, \quad (1.1.1.10)$$

где  $\mu_r(R)$  – искомая функция распределения. Эта функция определяет долю общей разлетающейся массы на расстояние  $R$  и нормирована на единицу площади. Если равенство (1.1.1.10) умножить на постоянную величину, определяющую долю песка в продуктах удара и не зависящую от расстояния, получим, что та же функция распределения будет справедлива и для сухого песка.



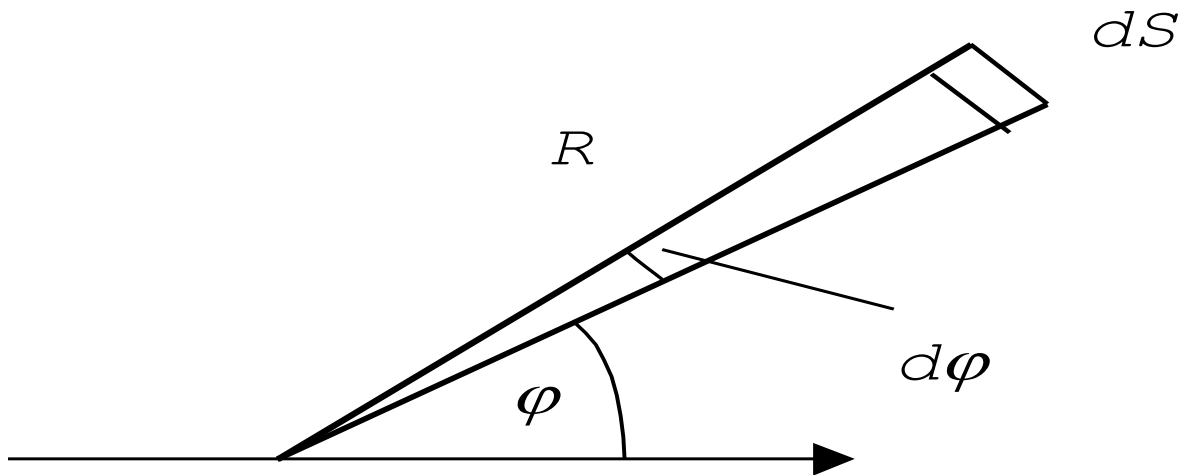


Рисунок 1.1.1.8 – Схема разлёта

Для условий проведенных экспериментов (1.1.1.10) запишем

$$\Delta M_i = M \mu_r(R_i, R_{i+1}) \Delta S_i, \quad (1.1.1.11)$$

здесь  $\Delta M_i$  – масса продуктов удара, упавших на  $i$ -е кольцо с радиусами  $R_i$  и  $R_{i+1}$ ;  $\Delta S_i$  – площадь этого кольца;  $\mu_r(R_i, R_{i+1})$  – среднее значение функции распределения для  $i$ -го кольца. Отметим, что здесь минимальное значение  $R_i$  равняется радиусу воронки  $R_0$ . Из (1.1.1.11) следует, что

$$\mu_r(R_i, R_{i+1}) = \Delta M_i / (M \Delta S_i). \quad (1.1.1.12)$$

Как уже отмечалось ранее, если числитель и знаменатель в правой части (1.1.1.12) умножить на постоянную величину, определяющую долю песка в продуктах удара, то для оценки значений  $\mu_r(R_i, R_{i+1})$  можно вместо  $\Delta M_i$  и  $M$  подставлять соответствующие значения масс сухого песка, что и было сделано.

На рисунке 1.1.1.9 показано распределение песка по дальности отлёта для диаметра капель 4,06 мм и высоты их падения 200 см. Функция  $\mu_r(R)$  имеет размерность  $1/m^2$ , а расстояние  $R$  измеряется в метрах.

Из этого рисунка следует, что  $\mu_r(R)$  – это быстро убывающая функция от  $R$ , т.е. основная масса частиц песка отлетает на небольшое расстояние. Пунктирная прямая линия есть регрессионное уравнение  $lg(\mu_r(R)) = -3,454 - 2,923lg(R)$  с коэффициентом корреляции 0,93. Это уравнение представляет собой степенную зависимость

$$\mu_r(R) = \frac{A_r}{R^\beta}, \quad (1.1.1.13)$$

$$A_r = 3,52 \times 10^{-4}, \beta = 2,923.$$

Аналогичные зависимости получены и для высот падения 100, 150, 250 см, а также для диаметра капель 3,16 мм.

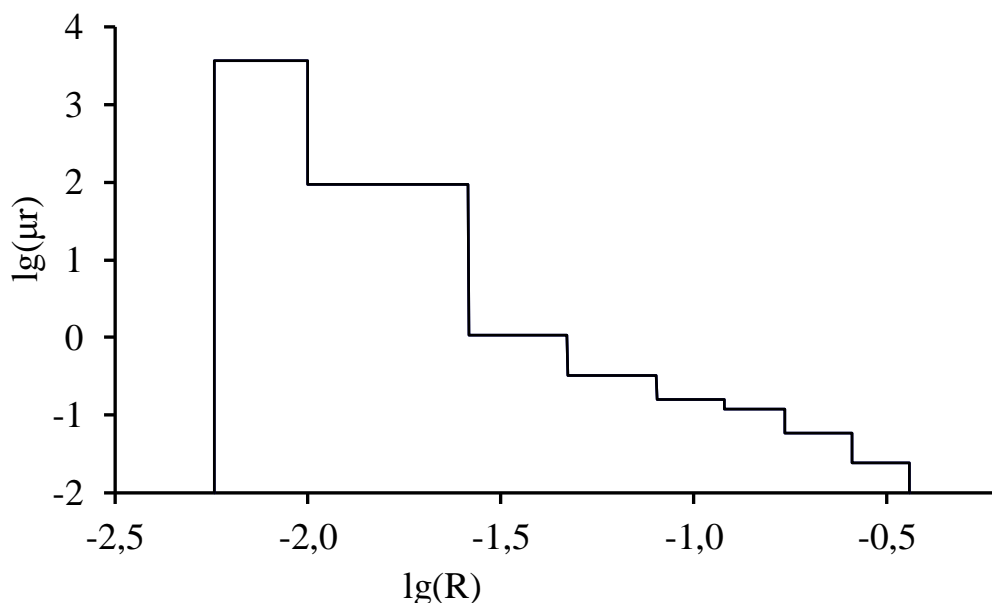


Рисунок 1.1.1.9 – Распределение массы песка по дальности отлёта

Ловушка № 3 для измерения массы продуктов удара при дождевании. В естественных условиях при выпадении дождя происходит разбрызгивание продуктов удара, а при наличии уклона (для склона) наблюдается перенос почвы вниз по склону. Количество переносимой почвы оценивается массой, нормированной на единицу ширины склона. Для измерения этой массы при дождевании использована металлическая ловушка № 3 (рис. 1.1.1.10). Основным критерием правильного выбора размеров ловушки является воспроизводимость результатов эксперимента при изменении какого-либо параметра. Например, если высоту ловушки  $H$  увеличить, а количество продуктов удара, попавшее в ловушку, останется тем же самым. Это означает правильный выбор высоты. Аналогично выбирается глубина  $D$ . При выборе ширины  $b$  сравнивают значения масс попавших частиц, нормированных на единицу ширины склона. Результаты экспериментов, которые приведены в дальнейшем, получены со следующими размерами ловушек: ширина  $b = 100$  мм; высота  $H = 100$  мм; глубина  $D = 30$  мм.

Создание козырька (навеса) с размером  $a$  является вынужденной мерой. Это обусловлено, с одной стороны, тем же эффектом, который описан при выборе отверстия ловушки № 1, т.е. искажением результата ударами капель, которые падают вблизи дна ловушки. С другой стороны, падение капли на край верха ловушки, приводит к тому, что часть её попадает непосредственно на дно ловушки, вызывая разлет из ловушки частиц, которые попали туда до этого. В разделе 1.1.2., где описана модель капельной эрозии, показано, что размер козырька существенно влияет на массу частиц, попадающих в ловушку. Из рисунка 1.1.2.10 следует, что при  $a > 30$  мм зависимость от размера козырька уменьшается (следовательно, точность измерений будет выше). Но с увеличением значения  $a$  увеличивается и количество частиц, которые не попадают в ловушку. Для проведения экспериментов лучше брать размер козырька меньше средней дальности разлёта продуктов удара. Из этих

соображений большую часть экспериментов проводили с  $a = 10$  мм. Если интересуют частицы с большой дальностью отлёта, необходимо увеличить размер козырька. По этой причине часть экспериментов проведена с размером козырька 35 мм. Толщина слоя испытываемого образца (почва, песок)  $D_0 = 30$  мм.

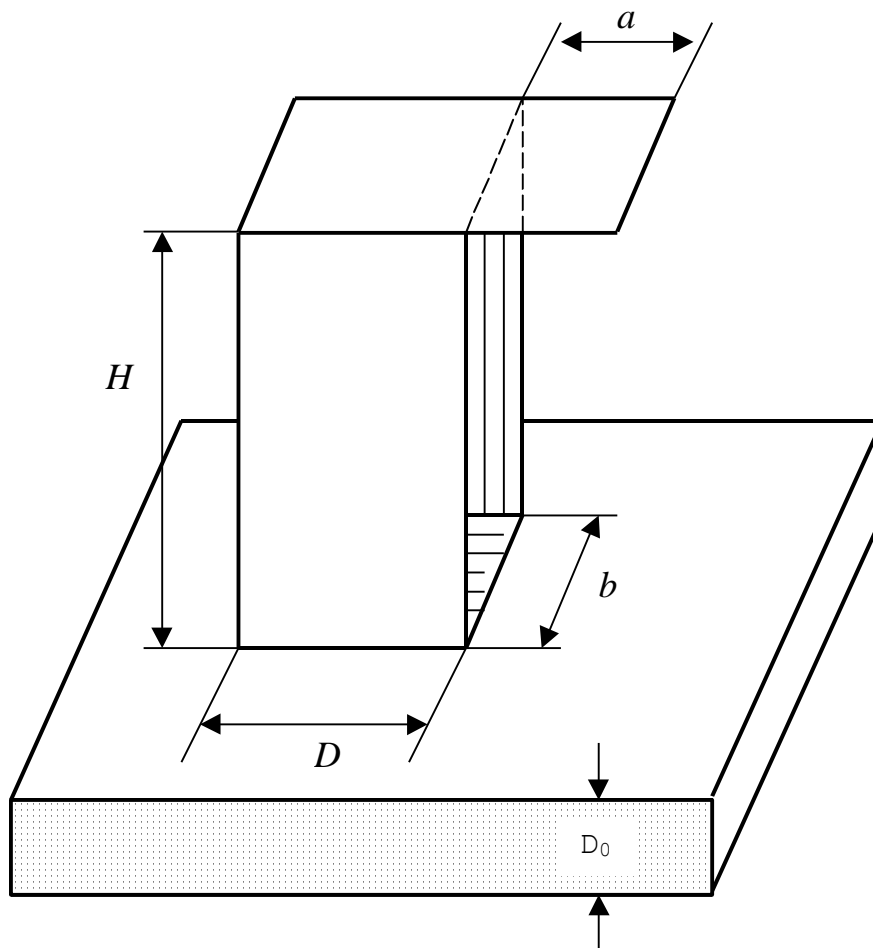


Рисунок 1.1.1.10 – Ловушка № 3 для измерения массы разбрызгиваемых частиц при дождевании

Разбрызгивание почвы дождевыми каплями. Схема эксперимента изображена на рисунке 1.1.1.11. Ловушки устанавливали на горизонтальную или наклонную поверхность испытываемого образца. При дождевании часть разлетающихся твёрдых частиц и капель воды попадает в ловушки. Их вес определяется разностью весов ловушки до и после дождевания. После высушивания ловушки аналогичным образом определяли вес твёрдой фазы. Каплеобразователями у дождевальной установки были капилляры – два набора сменных медицинских игл, которые создавали капли диаметром  $(2,88 \pm 0,07)$  мм и  $(3,7 \pm 0,1)$  мм. Иглы монтировали в отверстия на дне ёмкости, которую наполняли водой. Расстояния между иглами 2 см. Интенсивность дождя регулировали глубиной воды в ёмкости, а скорость падения капель задавали высотой их падения. Для равномерности орошения дождевальной установке задавали хаотичные колебания в двух плоскостях. Неравномерность

(коэффициент вариации) орошения, измеренная с помощью осадкомеров, имеющих диаметр 7,4 см, равнялась 6 %.

Поскольку точки удара капель являются случайными, то при падении небольшого количества капель масса разбрызгиваемых частиц, попадающих в ловушки, будет зависеть от точек удара. При увеличении количества падающих капель эта зависимость уменьшается. Как показано в разделе 1.1.2. (рис. 1.1.2.8), для случая с песком количество выпавших капель  $n$  должно быть больше  $5 \times 10^3$  кап./м<sup>2</sup>. Тогда минимальный слой дождя  $H_{\min} = nW_k$ , где  $W_k$  – объём капли. Для дождя с каплями, имеющими диаметр 3,7 мм,  $H_{\min} = 0,13$  мм. Для меньшего размера капель значение  $H_{\min}$  будет меньше. В экспериментах слой осадков задавали много больше  $H_{\min}$ .

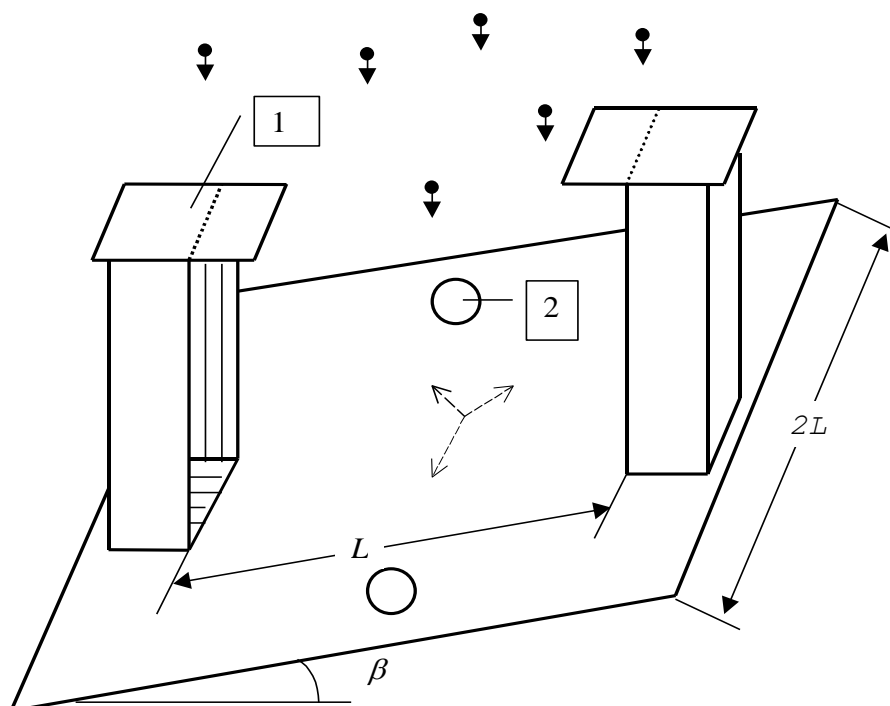


Рисунок 1.1.1.11 – Схема дождевания: 1 – ловушка; 2 – осадкомер

Важное значение имеет расстояние между ловушками  $L$  (рисунок 1.1.1.11), которое выбирается таким, чтобы ловушки не оказывали влияния друг на друга. Очевидно, что расстояние зависит от распределения продуктов удара по дальности отлёта. В проведённых экспериментах расстояние было  $L = 61$  см. При горизонтальной поверхности ( $\beta = 0$ ) разбрызгивание обладает свойством азимутальной симметрии. Поэтому количество переносимых частиц в каком-либо направлении определялось как среднее значение для двух ловушек. Эксперимент проводили с песком (фракция менее 0,5 мм) и с почвой. С почвой дождевание проводили как в лабораторных условиях, так и в полевых.

В лабораторных условиях для почвы (чернозём тяжелосуглинистый) и песка толщина образца  $D_{0-} = 30$  мм (рис. 1.1.1.10). Песок и почву в сухом состоянии засыпали в металлические ванночки с отверстиями на дне и

капиллярно увлажняли. Плотность сухого песка была  $(1,57 \pm 0,01)$  г/см<sup>3</sup>, влажность  $(21,50 \pm 0,01)$  %, а плотность сухой почвы  $(0,90 \pm 0,09)$  г/см<sup>3</sup>, влажность  $(55 \pm 3)$  %. Поскольку сцепление почвы является довольно динамичной величиной, то его измеряли каждый раз перед дождеванием. В полевых условиях поверхность почвы (чернозём тяжелосуглинистый) выравнивали и убирали комки. Плотность сложения почвы была  $(0,94 \pm 0,04)$  г/см<sup>3</sup>, а её исходная влажность  $(26 \pm 1)$  %. В этом случае сцепление также измеряли непосредственно перед дождеванием. В таблицах 1.1.1.5-1.1.1.7 приведены данные проведенных экспериментов.

Таблица 1.1.1.5 – Данные эксперимента с почвой: поверхность горизонтальная

$d_k$ , мм	$V_k$ , м/с	$I$ , мм/мин	$t$ , мин	$C$ , КПа	Козырёк, мм	$M$ , г	
1	2	3	4	5	6	7	
Лабораторные условия							
3,7	5,5	$H = 0,95$ мм		2,4	35	0,049	
	5,5	0,13	7,0	3,0		0,029	
	4,2	0,26	7,0	3,7		0,037	
	5,0	$H = 1,2$ мм		4,9		0,038	
	6,0	0,51	5,0	4,0		0,080	
	4,2	0,35	10,0	3,6		0,088	
	6,0	$H = 2,8$ мм		4,0		0,19	
	5,0	8,2	1,0	2,1		0,80	
	4,2	2,8	1,5	2,1	0,23		
	4,5	2,1	2,0	2,0	0,73		
	6,0	0,34	12,0	2,0	0,07		
	6,0	0,18	20,0	3,1	0,19		
	5,5	8,4	0,5	3,0	0,49		
	5,0	9,2	0,5	2,8	0,31		
	5,0	9,8	0,5	3,4	0,42		
	4,2	6,0	0,5	3,4	0,11		
	Лабораторные условия						
	2,88	5,0	1,5	2,0	3,1	10	0,098
5,5		1,7	2,0	3,4	0,13		
4,2		2,0	2,0	4,3	0,04		
6,0		1,4	2,0	3,4	0,17		
6,0		1,1	5,0	4,6	0,27		
Полевые условия							
3,7	4,2	4,5	0,92	2,5	10	0,18	
	5,0	4,1	1,08	2,2		0,18	
	4,2	7,0	0,5	2,2		0,11	
	4,2	6,5	0,25	2,9		0,051	
	4,2	6,0	0,5	2,9		0,098	
	5,0	4,8	1,5	2,9		0,40	
	4,2	1,5	0,5	3,4		0,034	

$d_k$ ,  $V_k$  – диаметр и скорость капель;  $I$ ,  $t$  – интенсивность и продолжительность дождя;  $C$  – сцепление почвы;  $M$  – масса сухой почвы, попавшая в ловушку;  $H$  – слой осадков.

Таблица 1.1.1.6 – Данные эксперимента с почвой: поверхность наклонная

$d_k$ , мм	$V_k$ , м/с	$I$ , мм/мин	$t$ , мин	$C$ , КПа	Козырёк, мм	$\beta$ , градусы	$M_{\text{вверх}}$ , г	$M_{\text{вниз}}$ , г	
Лабораторные условия									
3,7	5,0	9,2	0,5	2,8	10	5,0	0,230	0,394	
	5,0	9,8	0,5	3,4		10	0,210	0,645	
	4,2	6,0	0,5	3,4		2,5	0,096	0,117	
2,88	5,0	1,5	2,0	3,1		2,5	0,088	0,108	
	5,5	1,7	2,0	3,4		5,0	0,113	0,143	
	4,2	2,0	2,0	4,3		10	0,029	0,052	
	6,0	1,4	2,0	3,4		2,5	0,159	0,181	
	6,0	1,1	5,0	4,6		5,0	0,251	0,287	
Полевые условия									
3,7	4,2	4,5	0,92	2,5		10	4,8	0,170	0,200
	5,0	4,6	0,75	4,7	0,680			0,900	

$\beta$  – угол наклона поверхности;  $M_{\text{вверх}}$ ,  $M_{\text{вниз}}$  – масса сухой почвы, попавшая, соответственно, в верхнюю и нижнюю ловушку.

На рисунке 1.1.1.12 по данным таблицы 1.1.1.5 представлена зависимость массы сухой почвы  $M$ , попавшей в ловушку, от слоя осадков  $H$ . Прямая линия описывается зависимостью  $M = 0,046H$ , где  $H = It$  – слой выпавших осадков. Учитывая, что сцепление почвы не было строго одинаковым во всех дождеваниях, то можно сделать вывод, что количество разбрызгиваемой почвы прямо пропорционально слою осадков (по крайней мере, до интенсивности дождя 7 мм/мин.).

Таблица 1.1.1.7 – Данные эксперимента с песком ( $d_k = 3,7$  мм; козырёк 35 мм)

$V_k$ , м/с	$I$ , мм/мин	$t$ , мин	$\beta$ , градусы	$M_{\text{вверх}}$ , г	$M_{\text{вниз}}$ , г
5,5	0,07	3,0	16,7	0,0182	0,212
	0,08	3,0		0,0382	0,307
	0,078	6,0		0,0372	0,286
	0,072	10,0		0,0242	0,231
	0,10	3,0	8,5	0,056	0,22
	0,07			0,0539	0,166
	0,07			0,0539	0,201
		$H = 0,410$ мм		0	0,1448
	$H = 0,360$ мм		0,1522		0,1285
6,0	$H = 0,342$ мм		0,200		0,182
	$H = 0,313$ мм		0,188	0,202	

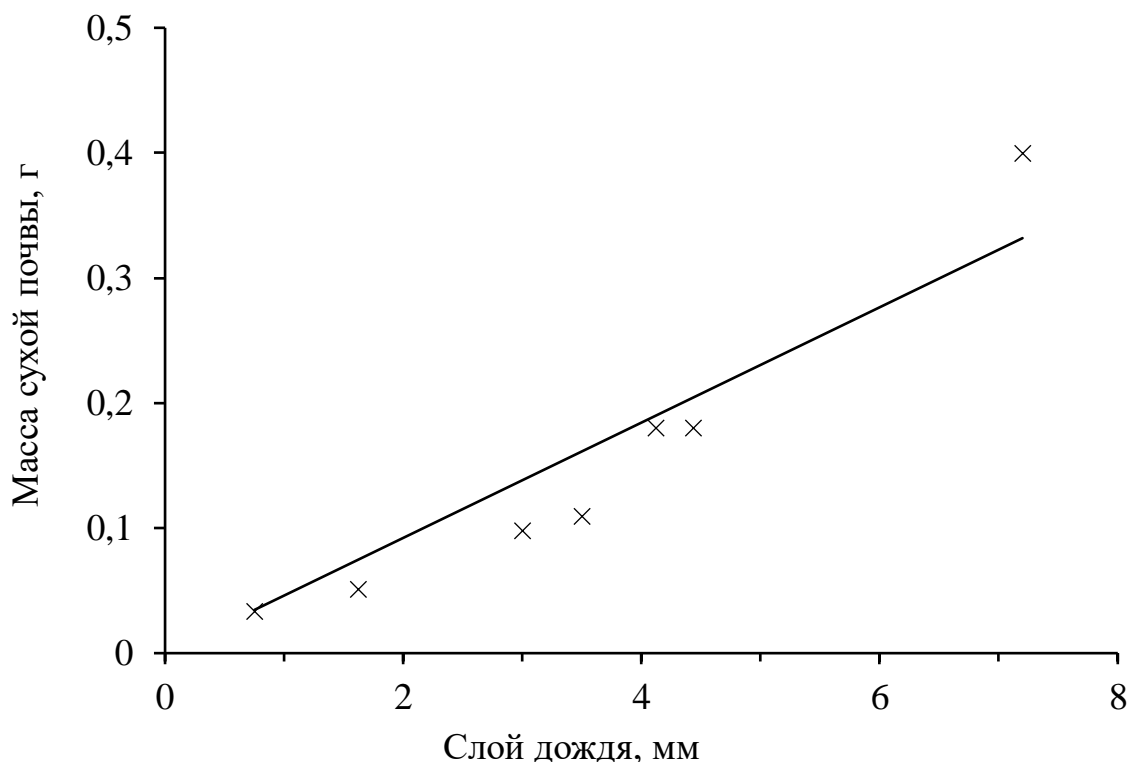


Рисунок 1.1.1.12 – Зависимость от слоя дождя массы сухой почвы, попавшей в ловушку (полевые условия, поверхность горизонтальная): x – измерение; прямая линия – уравнение регрессии.

Отсюда следует также вывод, что при одинаковых условиях дождевания отношение  $M/H = \text{const}$ . Это означает, что если дождевание проведено при одинаковых условиях, но с разными слоями осадков  $H$ , то для сравнения полученных результатов необходимо использовать отношение  $M/H$ .

Поскольку слой осадков  $H = nW_k$ , то количество разбрызгиваемой почвы прямо пропорционально количеству капель, выпавших на единицу площади. Другими словами, количество почвы, попавшей в ловушку, определяется простым суммированием по всем ударам капель о почву. Это, в свою очередь, говорит о том, что удар каждой капли не зависит от удара других капель.

На рисунке 1.1.1.13 представлены результаты измерений влияния уклона на разбрызгивание почвы и песка. Величина  $P$  определяет долю разбрызгиваемых твёрдых частиц, которые попадают в ловушки, расположенные соответственно вверху и внизу испытываемого образца. Прямые линии представляют полученные уравнения регрессии:  $P_{\text{вниз}} = 0,51 + 1,14 \text{tg}(\beta)$ ,  $P_{\text{вверх}} = 0,49 - 1,14 \text{tg}(\beta)$ . Для обоих случаев эти зависимости можно приближенно записать в виде  $P = 0,5 \pm 1,14 \text{tg}(\beta)$ . Знак “+” соответствует переносу вниз склона, а знак «-» – вверх. Аналогичный результат был получен [119].

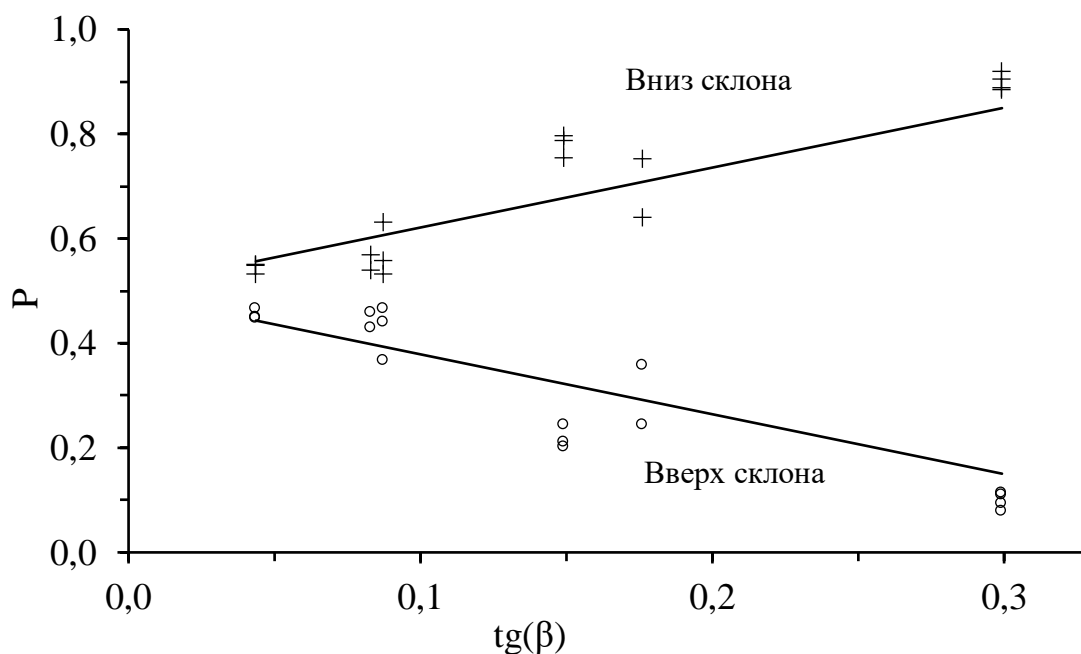


Рисунок 1.1.1.13 – Влияние уклона на разбрызгивание почвы и песка

Чтобы оценить влияние уклона на общую массу разбрызгиваемых частиц, проанализируем данные эксперимента с песком. Как уже отмечалось, необходимо сравнивать величины  $M/H$ . Песок выбран по той причине, что его характеристики более стабильны по сравнению с почвой. В таблице 1.1.1.8 приведены рассчитанные по данным экспериментов значения  $(M_{\text{вверх}} + M_{\text{вниз}})/H$ . Для случая горизонтальной поверхности  $(M_{\text{вверх}} + M_{\text{вниз}})$  означает сумму масс песка, которые попали в левую и правую ловушки.

Таблица 1.1.1.8 – Влияние уклона на общую массу разбрызгиваемого песка

	Угол $\beta$		
	0°	8,5°	16,7°
$(M_{\text{вверх}} + M_{\text{вниз}})/H, \text{ г/мм}$	0,96±0,27	1,06±0,15	0,89±0,47

Из данных этой таблицы следует весьма важный вывод: общее количество разбрызгиваемого песка не зависит от уклона. Влияние же уклона сказывается только на перераспределение переноса частиц вниз и вверх по склону (рисунок 1.1.1.13).

### 1.1.2. Уравнения модели

Удар капли о почву. Удар капли о почву представляет собой взаимодействие двух резко отличающимися свойствами сред: капли жидкости, обладающей текучестью, и почвы, которая является дисперсной средой с внутренней связностью. Главной задачей является установление основных свойств, которые проявляются у этих сред при ударе. Удар определяют [18] как импульсную нагрузку, т.е. кратковременное приложение значительных по величине сил. При ударе капли о почву происходят как упругие, так и



неупругие деформации, т. е. разрушение межагрегатных и внутриагрегатных связей.

Наличие капиллярных сил обуславливает поглощение почвой капли воды, а силы упругой деформации приводят к отскоку капли. В зависимости от преобладания тех или иных сил отскок капли может происходить или отсутствовать, что подтверждено экспериментом [66].

Чтобы уменьшить влияние капиллярных сил, рассмотрим почву с влажностью близкой к полевой влагоёмкости. На поверхности почвы допускается существование тонкой плёнки воды, но при условии, что её толщина должна быть много меньше диаметра капли, чтобы влиянием этой плёнки можно было пренебречь [142].

К описанию удара применим гидродинамическую теорию взрыва [13]. Согласно этой теории принято, что в момент удара энергия капли “мгновенно” передается среде (почве), а свойства среды близки к свойствам идеальной жидкости. В таком случае поле скоростей среды в момент удара описывает уравнение Лапласа

$$\Delta\Phi = 0, \quad (1.1.2.1)$$

где  $\Phi$  – потенциал поля скоростей среды,  $\Delta$  – оператор Лапласа.

Далее принято, что поверхность контакта капли с почвой имеет форму круга с радиусом  $R$ . В результате приходим к задаче о взрыве заряда, равномерно распределённого по площади круга на свободной поверхности полубесконечной среды. Схема удара представлена на рисунке 1.1.2.1.

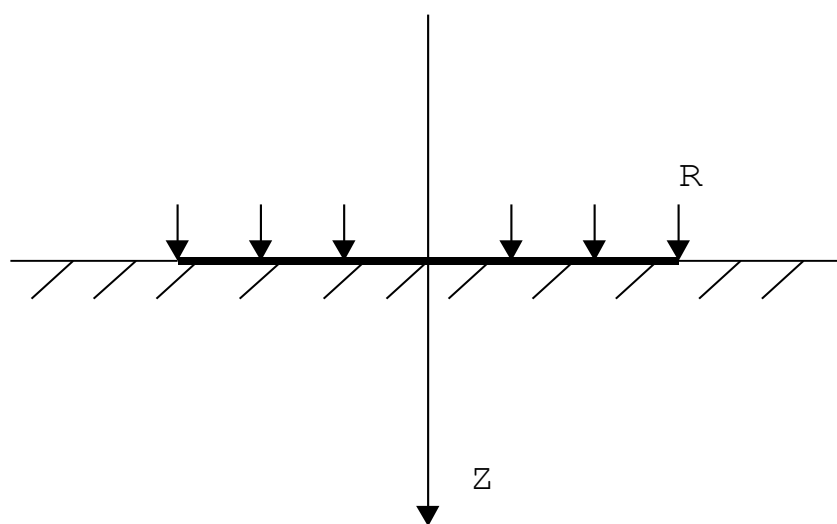


Рисунок 1.1.2.1 – Схема удара капли о почву

Граничные условия для уравнения Лапласа:  $\Phi = 0$  на свободной поверхности за пределами зоны контакта и на бесконечном расстоянии от места удара; на поверхности зоны контакта  $\Phi = S/\pi R^2 \rho$ , здесь  $\rho$  – плотность среды;  $S$  – импульс капли ( $S = m_k V_k$ , где  $m_k$ ,  $V_k$  – масса и скорость капли).

Решение уравнения Лапласа с данными граничными условиями (задача Дирихле) приведено в [13]. Из этого решения следует, что максимальное значение скорости среды  $U_{\max}$  на оси  $Z$  достигается при  $z_0 = R/\sqrt{3}$  и записывается

$$U_{\max} = \frac{3\sqrt{3}S}{16\pi\rho R^3}. \quad (1.1.2.2)$$

Согласно теории взрыва, разрушение происходит при достижении скоростью среды критического значения

$$U_c = \frac{\sigma}{\sqrt{E\rho}}, \quad (1.1.2.3)$$

где  $\sigma$  – предельное напряжение,  $E$  – модуль упругости среды. Исходя из тех соображений, что теория О.Е. Власова развита для упругих сред, а почва является линейно-деформируемой средой, модуль упругости  $E$  заменим на модуль линейной деформации  $E_0$ .

Сформулируем условие, при котором будет происходить разрушение почвы (образование воронки). Поскольку для почво-грунтов физико-механические свойства при импульсных нагрузках изучены недостаточно, то будем использовать характеристики для статических нагрузок, введя соответствующие поправочные коэффициенты. Для несвязных почв, как наиболее податливых эрозии, возникающее при ударе напряжение должно преодолеть силу тяжести лежащего выше слоя почвы и силу внутреннего трения. Следовательно, можно записать

$$\sigma = \alpha_1 \rho g z (1 + \operatorname{tg}(\varphi)), \quad (1.1.2.4)$$

где  $\varphi$  – угол трения,  $g$  – ускорение поля тяжести,  $\alpha_1$  – поправочный коэффициент на импульсный характер нагрузки. Примем, что граница зоны разрушения среды определяется из условия  $U_{\max} = U_c$ . Тогда из (1.1.2.2) – (1.1.2.4) следует

$$R = \left[ \frac{9S\sqrt{E_0\rho}}{16\pi\alpha_1\rho^2g(1+\operatorname{tg}(\varphi))} \right]^{1/4}, \quad \frac{R}{z_0} = \sqrt{3}. \quad (1.1.2.5)$$

В силу текучести воды радиус поверхности контакта капли с почвой является неопределённой величиной, поэтому примем, что он пропорционален радиусу образующейся воронки  $R_0$ , и далее под  $R$  будем понимать этот радиус, а под  $z_0$  – глубину воронки (рис. 1.1.1.1). Соотношение  $R/z_0 = \sqrt{3}$  относится к начальному моменту удара. В дальнейшем при выработке воронки происходит деформация зоны разрушения, приводящая к увеличению  $\operatorname{tg}(\theta) = R_0/z_0$ , что подтверждено проведёнными экспериментами.

Объём образующейся воронки оценим следующим образом. Результаты измерений размеров воронок показали, что они являются симметричными с осью симметрии  $Z$  (рис. 1.1.1.1), и радиус существенно больше глубины, т. е. поверхность воронки можно аппроксимировать двухпараметрической

(эллиптической поверхностью). В таком случае объём  $W$  можно оценить как половину объёма эллипсоида вращения.

$$W = \frac{2\pi R_6^2 z_0}{3} = \frac{2\pi R_6^3}{3 \operatorname{tg}(\theta)}. \quad (1.1.2.6)$$

В (1.1.2.6) вместо  $R_6$  подставим выражение (1.1.2.5), а вместо  $\operatorname{tg}(\theta)$  – (1.1.1.7), тогда для несвязной среды получим

$$W = A_1 \left[ \frac{m_k V_k \sqrt{E_0 \rho}}{\rho^2 g (1 + \operatorname{tg}(\varphi))} \right]^{3/4} \left( \frac{V_k^2}{g d_k} \right)^{1/4}, \quad (1.1.2.7)$$

здесь  $A_1 = 2,5 \times 10^{-2} \alpha_1^{-3/4}$ . По данным измерений, описанных в разделе 1.1.1, было определено, что  $A_1 = (4,3 \pm 0,5) \times 10^{-4}$ , т.е. отклонение рассчитанных значений объёма воронки от измеренных равняется 10 %. Следовательно, значение  $A_1$  может быть принято постоянным. Для песка приблизительно  $E_0 = 52$  МПа [5]. Из полученного значения  $A_1$  следует, что  $\alpha_1 = 230$  ( $\alpha_1 \gg 1$ ), т.е. при ударе среда обладает повышенной прочностью по сравнению со статической нагрузкой. Объясняется это тем, что в результате удара (кратковременной нагрузки) деформация не успевает полностью развиться по сравнению со статической (длительной) нагрузкой. Такой же эффект обнаруживается и при проезде автомобиля по грунтовой дороге [3]. В работе [105] приведены результаты экспериментальных исследований удара капель воды о песок (несвязная среда). В частности, для диаметра капли  $d_k = 3,51$  мм и высоты падения 3 м (влажность песка – 19,79 %) было получено, что вес песка, заключенного в объёме воронки, равнялся  $3,77 \times 10^{-5}$  кг. Для этих же условий, используя зависимость (1.1.2.7), получается  $4,2 \times 10^{-5}$  кг, т.е. в пределах 10 % результаты согласуются. Таким образом, полученная зависимость (1.1.2.7) удовлетворительно согласуется с экспериментальными данными, что видно и из рисунков 1.1.2.2 и 1.1.2.3.

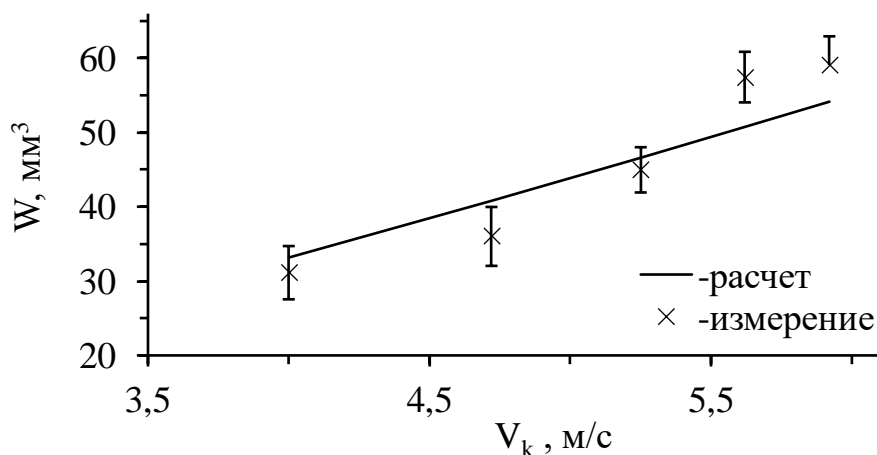


Рисунок 1.1.2.2 – Зависимость объёма воронки ( $W$ ) от скорости капель ( $V_k$ ): песок,  $d_k = 3,16$  мм

Теперь рассмотрим связные почвы, для которых основной прочностной характеристикой является сцепление  $C$ . В этом случае предельное напряжение, когда начинается разрушение, можно записать  $\sigma = \alpha_2 C$ , где  $\alpha_2$  – поправочный коэффициент на импульсный характер нагрузки. Опуская выкладки (аналогичные для несвязных сред), для почвы придем к зависимости

$$W = A_2 \frac{m_k V_k \sqrt{E_0 \rho}}{\rho C} \left( \frac{V_k^2}{g d_k} \right)^{1/4}, \quad (1.1.2.8)$$

здесь  $A_2 = 9,4 \times 10^{-3} \alpha_2^{-1}$ . По данным измерений было получено, что  $A_2 = (5,4 \pm 0,4) \times 10^{-4}$ . Следовательно,  $A_2$  также является постоянной величиной. Для чернозёма  $E_0 = (10w + 0,11)$  МПа ( $w$  – относительная влажность почвы).

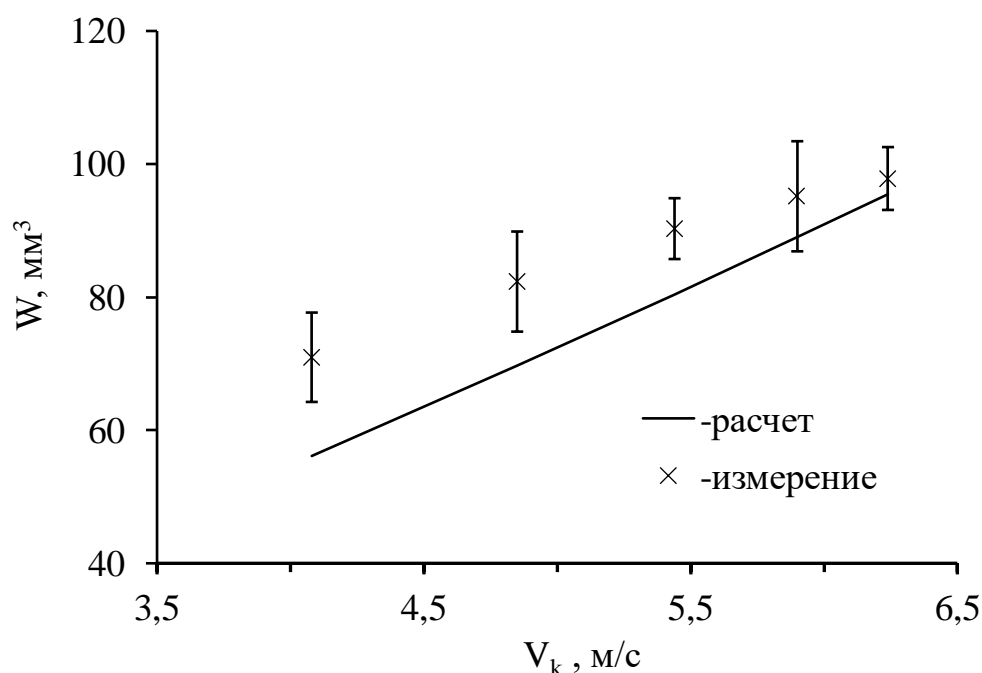


Рисунок 1.1.2.3 – Зависимость объёма воронки ( $W$ ) от скорости капель ( $V_k$ ): песок,  $d_k = 4,06$  мм

Из значения  $A_2$  следует, что  $\alpha_2 = 17$ , т.е. для связных сред также  $\alpha_2 \gg 1$ . В этой связи интересно отметить следующее. Воздействие склонового потока на почвенные агрегаты носит динамический (пульсационный) характер. Для такого рода нагрузок предел прочности (усталостная прочность) примерно в 30 раз меньше измеренного сцепления  $C$  [53]. При ударе (импульсная нагрузка) предел прочности, наоборот, больше сцепления в 17 раз. Таким образом, от характера воздействия дождевых осадков на почву существенно зависят её прочностные свойства.

Для песка (несвязная среда)  $\alpha_1 > \alpha_2$ , это можно объяснить тем, что развитию деформаций при ударе препятствуют силы внутреннего трения, которые для песка как раз и имеют большее значение, чем для почвы. Из сравнения (1.1.2.7) и (1.1.2.8) следует, что для почвы зависимость объёма воронки от скорости капли больше, чем для песка. Сформулируем условие

допустимого удара, т.е. удара, при котором не образуется воронка. При уменьшении импульса капли  $S$  в соответствии с (1.1.2.8) будет уменьшаться и объём воронки. Очевидно, это будет происходить только до какого-то (допустимого) значения  $S_{don}$ , меньше которого воронка вообще не будет образовываться, а, именно, когда предельное напряжение  $\sigma$  на оси  $Z$  будет достигаться при  $z_0 \leq d_a$ , где  $d_a$  – средний диаметр почвенных агрегатов. Это утверждение основывается на том, что межагрегатные силы сцепления меньше внутриагрегатных. Если при ударе не будут разрушаться первые, то не будут разрушаться и вторые.

Учитывая, что для предельного случая выполняется равенство  $z_0 = R/\sqrt{3}$  (1.1.2.5), выражение для объёма воронки (1.1.2.6) запишем  $W = 2\pi z_0^3$ . Для установившегося движения дождевых капель (естественные осадки), приравнявая это выражение величине  $W$  (1.1.2.8) при  $z_0 = d_a$ , после преобразований получим

$$S_{don} = 5,8 \times 10^2 \frac{\pi d_a^3 \rho C}{\sqrt{E_0 \rho}}. \quad (1.1.2.9)$$

Отсюда следует, что значение  $S_{don}$  зависит в большей мере от диаметра почвенных агрегатов и силы сцепления. Таким образом, если дождевые капли имеют значение импульса меньше  $S_{don}$ , то при ударе воронка не будет образовываться, следовательно, не будет и разбрызгивания почвы каплями дождя.

Из изложенного выше следует: предложенная гидродинамическая модель удовлетворительно описывает образование воронки, объём которой в большей мере зависит от импульса капли и сцепления почвы.

Потери энергии капель при ударе о почву. Важное место в описании капельной эрозии занимает оценка потери энергии капли при ударе, от которой зависит дальность разлета частиц почвы. Ц.Е. Мирцхулава [53] предложил решение этой задачи с использованием коэффициента восстановления, определяющего долю скорости, которая восстанавливается после удара. Значение этого коэффициента для каждого конкретного случая предполагается определять экспериментально. Не прибегая к указанному коэффициенту, оценим потери энергии капель следующим образом.

Разбрызгивание почвы имеет ярко выраженный случайный характер: образуется различное количество продуктов удара, которые разлетаются под разными углами и с различной скоростью. В дальнейшем для упрощения под физическими величинами будем понимать их средние значения. При ударе кинетическая энергия капли затрачивается на разрушение межагрегатного и внутриагрегатного сцепления, на преодоление сил внутреннего трения и на сообщение кинетической энергии продуктам удара. Закон сохранения энергии запишется

$$\frac{m_k V_k^2}{2} = A + \frac{(m_k + m)V_0^2}{2}, \quad (1.1.2.10)$$

где  $A$  – потери энергии,  $V_0$  – начальная скорость разлета продуктов удара,  $m = \rho W$  – масса почвы, заключенная в объёме воронки. Величину  $A$  оценим как произведение силы удара  $F$  на глубину воронки  $z_0$ :  $A = Fz_0$ . Сила, как известно, определяется отношением изменения импульса  $S$  капли к продолжительности удара  $\tau \sim d_k/V_k$ . Следовательно, приближенно можно записать

$$A \approx \frac{m_k V_k^2}{2} \frac{z_0}{d_k}. \quad (1.1.2.11)$$

Для установившихся скоростей падения капель и для сред (в частности, для песка), физико-механические параметры которых изменяются в небольшом диапазоне значений, можно принять, что отношение  $z_0/d_k$  будет изменяться значительно меньше по сравнению с  $m_k V_k^2$ . В таком случае можно приближенно записать

$$A = \varepsilon \frac{m_k V_k^2}{2},$$

здесь  $\varepsilon$  – некоторая постоянная величина, определяющая долю кинетической энергии капли, которая идет на образование воронки. Подставим выражение для  $A$  в (1.1.2.10) и решим относительно  $\varepsilon$ , в результате получим

$$\varepsilon = 1 - \frac{m_k + m}{m} \frac{V_0^2}{V_k^2}. \quad (1.1.2.12)$$

Проверку сделанного предположения проведем следующим образом. Значение  $V_0$  оценим по дальности отлета  $r_0$  (1.1.2.29)

$$r_0 = \frac{2}{g} V_0^2 \cos(\psi) \sin(\psi), \quad (1.1.2.13)$$

здесь  $\psi$  – угол вылета.

Приближенно примем, что  $\psi = \pi/2 - \theta$ . Угол  $\theta$  определяется по формуле (1.1.1.7). Для установившихся скоростей капель, как было показано в разделе 1.1.1,  $\psi_{уст} = 16^\circ$ . Величина  $r_0$  (средняя дальность отлета) экспериментально определялась как  $r_0 = \sum m_i r_i / \sum m_i$ , здесь  $m_i$  – масса продуктов удара с дальностью отлета  $r_i$ . Заметим, что  $\sum m_i = m_k + m$ . Для измеренного значения  $r_0$  по (1.1.2.13) рассчитывалось значение  $V_0$ , масса  $m = \rho W$  оценивалась по измеренному объёму воронки. Далее рассчитывали значения  $\varepsilon$  по (1.1.2.12). При этом использованы результаты экспериментов для двух диаметров капель 3,16 и 4,06 мм и скоростей падения 4,2; 5,0; 5,7 и 6,7 м/с. В результате получено, что  $\varepsilon = 0,93 \pm 0,02$ . Следовательно, для песка можно приближенно принять, что значение величины  $\varepsilon$  является постоянным. Из (1.1.2.12) следует, что средняя скорость разлета

$$V_0 = \sqrt{(1 - \varepsilon) \frac{m_k}{m_k + m} V_k^2}. \quad (1.1.2.14)$$

Для связных почв физико-механические параметры изменяются в большом диапазоне значений [107]. Следовательно, можно ожидать, что величина  $\varepsilon$  будет переменной. В этом случае поступим следующим образом. В (1.1.2.6) подставим  $R_e = z_0 \operatorname{tg}(\theta)$  и решим относительно  $z_0$ , в результате придем к выражению

$$z_0 = \left( \frac{3W}{2\pi g^2(\theta)} \right)^{1/3}. \quad (1.1.2.15)$$

Используя (1.1.2.15), определим отношение величин  $\varepsilon \sim z_0/d_k$  в (1.1.2.11) для почвы ( $\varepsilon_{поч}$ ) и песка ( $\varepsilon_{пес}$ )

$$\frac{\varepsilon_{поч}}{\varepsilon_{пес}} = \frac{z_{0,поч}}{z_{0,пес}} = \left( \frac{W_{поч}}{W_{пес}} \right)^{1/3}. \quad (1.1.2.16)$$

Подставим в это равенство выражения для объёмов воронок (1.1.2.7) и (1.1.2.8) и получим

$$\frac{\varepsilon_{поч}}{\varepsilon_{пес}} = 1,1 \left\{ \frac{(m_k V_k)^{1/4} [\rho_{пес}^2 g(1 + \operatorname{tg}(\varphi))]^{3/4} \sqrt{E_{0,поч}}}{\sqrt{\rho_{поч} C(E_{0,пес} \rho_{пес})^{3/8}}} \right\}^{1/3}. \quad (1.1.2.17)$$

Учитывая, что параметры песка изменяются в небольшом диапазоне значений и зависимость от них довольно слабая, можно приближенно принять их постоянными. Из этих же соображений можно принять  $\rho_{поч}^{1/6} = \text{const}$ . Учитывая это, а также то, что  $\varepsilon_{пес} = 0,93$ , из (1.1.2.17) следует приближенное равенство

$$\varepsilon_{поч} \cong 1,2 \left[ \frac{(m_k V_k)^{1/4} \sqrt{E_{0,поч}}}{C} \right]^{1/3}. \quad (1.1.2.18)$$

Из этой зависимости следует, что основное влияние на потери энергии оказывают импульс капли и сцепление почвы. Например, для тяжелосуглинистого чернозёма, использованного в экспериментах, при  $d_k = 4,06$  мм,  $V_k = 6,1$  м/с,  $C = 2,7$  КПа и  $E_{0,поч} = 4,9$  МПа по (1.1.2.18) получаем  $\varepsilon_{поч} \cong 0,6$ . Подставляя измеренные глубины воронок в (1.1.2.16), получим  $\varepsilon_{поч} = \varepsilon_{пес} z_{0,поч}/z_{0,пес} \cong 0,6$ , т.е. совпадение удовлетворительное.

Таким образом, для песка потери энергии капли на образование воронки ( $\varepsilon_{пес} = 0,9$ ) больше, чем для почвы ( $\varepsilon_{поч} = 0,6$ ). Объясняется это тем, что при более низкой прочности песка образуется больший объём зоны разрушения, т.е. большее количество песка приходит в движение, следовательно, и больше энергии затрачивается на преодоление сил внутреннего трения. Как и для песка, оценивая по (1.1.2.18) значение  $\varepsilon_{поч}$ , можно по (1.1.2.14) рассчитать среднюю начальную скорость разлета продуктов удара о почву, а по (1.1.2.13) оценить среднюю дальность отлета.

Распределение продуктов удара по дальности разлёта. Как уже отмечалось, разбрызгивание почвы дождевыми каплями носит случайный

характер, что приводит к разлёту продуктов удара на различные расстояния. Дальность отлёта существенно влияет на перенос частиц по склону. При описании разлёта продуктов удара [53] принималось, что они вылетают под одним углом и с одинаковой скоростью, а также принималось, что они перемещаются в одной вертикальной плоскости. Строго говоря, для описания разлёта необходимо для разлетающейся массы иметь распределение по начальной скорости и углам (полярному  $\psi$  и азимутальному  $\varphi$ ). Как показано в разделе 1.1.1, для горизонтальной поверхности можно приближённо принять, что все продукты удара вылетают под одним углом  $\psi = \pi/2 - \theta$ , здесь угол  $\theta$  определяется выражением (1.1.1.7). Для установившегося падения каплей  $\psi_{уст} = 16^\circ$ . Скорость же вылета  $V_0$  изменяется в значительно большем интервале значений и от нее, как это следует из (1.1.2.13), дальность отлета зависит в большей степени по сравнению с  $\psi$ . Распределение массы продуктов удара по начальной скорости оценим следующим образом. Для удара капли о почву запишем закон сохранения энергии

$$\frac{m_k V_k^2}{2} = \varepsilon \frac{m_k V_0^2}{2} + E, \quad (1.1.2.19)$$

где  $\varepsilon$  – по-прежнему характеризует потери энергии капли,  $E$  – кинетическая энергия продуктов разлета. Рассмотрим вертикальное падение каплей на горизонтальную поверхность почвы. Введем функцию плотности  $\mu_v(V_0)$  распределения массы продуктов удара по скорости вылета  $V_0$  и по азимутальному углу  $\varphi$  (полярный угол принимается постоянным). Величина  $\mu_v(V_0)dV_0d\varphi$  определяет долю от общей разлетающейся массы, которая приходится на интервал скоростей  $(V_0, V_0 + dV_0)$  и заключена в пределах угла  $d\varphi$  (принимается, что существует азимутальная симметрия).

При ударе одной капли разлетающаяся масса определяется массой среды, заключенной в объёме воронки, и массой самой капли. Следовательно, величину  $E$  можно записать

$$E = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_{V_{\min}}^{\infty} \frac{(m_k + m_e)V_0^2}{2} \mu_v(V_0) dV_0, \quad (1.1.2.20)$$

где  $m_e$  – масса, заключенная в объёме воронки,  $V_{\min}$  – минимальная скорость, которая определяется из условия равенства дальности отлёта радиусу воронки. Поскольку теоретически функцию  $\mu_v(V_0)$  не представляется возможным получить, то для неё на основе экспериментальных данных принимается следующая зависимость

$$\mu_v(V_0) = \frac{A_v}{(V_0/V_{\min})^\alpha}, \quad (1.1.2.21)$$

где  $A_v$  и  $\alpha$  – неизвестные пока параметры распределения. Из определения функции  $\mu_v(V_0)$  следует условие нормировки



$$\int_0^{2\pi} d\varphi \int_{V_{\min}}^{\infty} \frac{A_V}{(V_0/V_{\min})^\alpha} dV_0 = 1.$$

Отсюда при  $\alpha > 1$  (это будет показано дальше) следует

$$A_V = \frac{\alpha - 1}{2\pi V_{\min}}. \quad (1.1.2.22)$$

В равенство (1.1.2.20) подставим (1.1.2.21) с учетом (1.1.2.22), проинтегрируем и получим

$$E = \frac{\alpha - 1}{\alpha - 3} x \frac{(m_\kappa + m_\epsilon) V_{\min}^2}{2}.$$

После подстановки этого выражения в (1.1.2.19) придем к следующему уравнению

$$\lambda = \frac{\alpha - 1}{\alpha - 3}, \quad (1.1.2.23)$$

где

$$\lambda = \frac{(1 - \epsilon)m_\kappa}{m_\kappa + m_\epsilon} x \frac{V_\kappa^2}{V_{\min}^2}. \quad (1.1.2.24)$$

Величина  $\lambda$  определяет отношение кинетической энергии разлетающихся частиц к минимальной энергии, которая необходима для их разлета на расстояние радиуса образующейся воронки  $R_\epsilon$ . Поскольку всегда  $\lambda > 0$ , то из (1.1.2.23) следует, что  $\alpha > 3$ . Заметим, что когда  $\alpha$  стремится к 3, то  $\lambda$  стремится к бесконечности. Из (1.1.2.23) определяем

$$\alpha = \frac{3\lambda - 1}{\lambda - 1}. \quad (1.1.2.25)$$

Значение  $V_{\min}$  определяется из (1.1.2.13) при равенстве дальности отлета радиусу воронки, т.е.

$$V_{\min} = \sqrt{\frac{gR_\epsilon}{2\cos(\psi)\sin(\psi)}}. \quad (1.1.2.26)$$

При известных параметрах среды и дождевых капель, значения  $A_V$  и  $\alpha$  определяются следующим образом. Угол  $\psi = \pi/2 - \theta$ , где  $\theta$  определяется по (1.1.1.7). Объем воронки рассчитывается в зависимости от среды по формуле (1.1.2.7) или (1.1.2.8). Зная объем воронки, можно определить массу, заключенную в ней, а по (1.1.2.6) рассчитать радиус воронки  $R_\epsilon$ . Значение  $V_{\min}$  оценивается по (1.1.2.26). Для песка потери энергии  $\epsilon = 0,93$ , а для почвы значение  $\epsilon$  рассчитывается по (1.1.2.18). Следовательно, по (1.1.2.24) можно рассчитать параметр  $\lambda$ , а затем по (1.1.2.25) оценить значение  $\alpha$ . Другой параметр  $A_V$  определяется по формуле (1.1.2.22). Таким образом, все параметры распределения (1.1.2.21) становятся известными.

Теперь перейдем от распределения по скорости  $\mu_v(V_0)$  к распределению по дальности отлёта  $\mu_r(r_0)$ , которое с точки зрения перемещения почвы представляет большой интерес. С этой целью в цилиндрической системе координат запишем равенство

$$\mu_v(V_0)dV_0d\varphi = \mu_r(r_0)dS,$$

где

$$dS = r_0 dr_0 d\varphi,$$

$$\mu_r(r_0) = \frac{\mu_v(V_0)}{r_0 \frac{dr_0}{dV_0}}.$$

Подставим сюда выражение для  $\mu_v(V_0)$  (1.1.2.21) и, учитывая соотношения (1.1.2.13) и (1.1.2.22), в итоге получим

$$\mu_r(r_0) = \frac{\alpha - 1}{4\pi R_6^2} \left( \frac{R_6}{r_0} \right)^{\frac{\alpha+3}{2}}.$$

Эту зависимость запишем в другом виде

$$\mu_r(r_0) = \frac{A_r}{r_0^\beta}, \text{ где } A_r = \frac{\alpha - 1}{4\pi} R_6^{(\alpha-1)/2}, \beta = \frac{\alpha + 3}{2}. \quad (1.1.2.27)$$

Как показано в разделе 1.1.1, содержание песка (твёрдой фазы) в продуктах удара с различной дальностью отлёта можно принять постоянной величиной. Там же показано, что в таком случае функция  $\mu_r(r_0)$  (следовательно, и  $\mu_v(V_0)$ ) справедлива и для одной твёрдой фазы (сухая почва, песок). На рисунке 1.1.2.4 для капель с диаметром 4,06 мм, падающих с высоты 200 см на песок, показано сопоставление измеренных и рассчитанных значений  $\mu_r(r_0)$ . Это те же данные эксперимента, что и на рисунке 1.1.1.9. Функция  $\mu_r(r_0)$  имеет размерность  $1/\text{м}^2$ , а расстояние  $r_0$  измеряется в метрах.

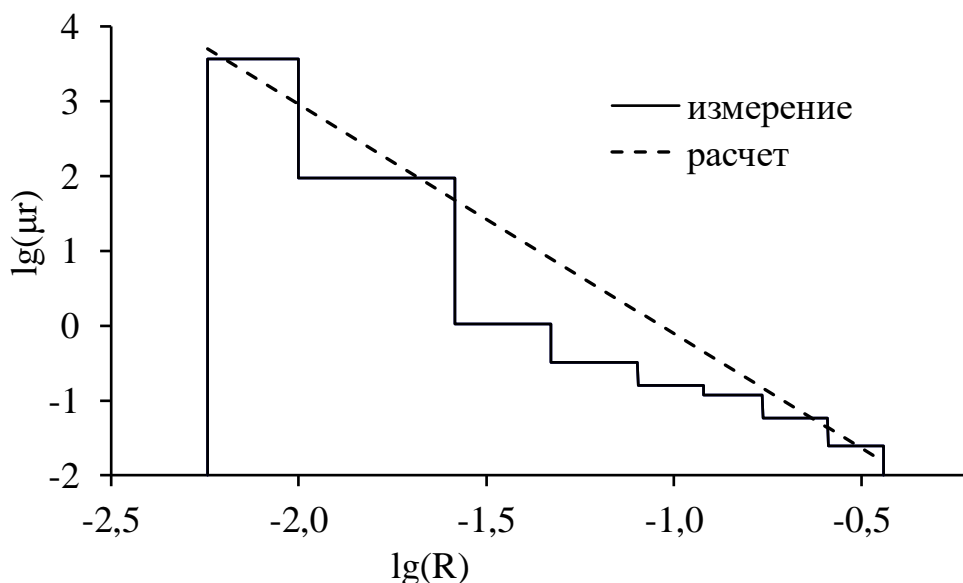


Рисунок 1.1.2.4 – Распределение массы песка по дальности отлёта

В таблице 1.1.1.9 приводятся значения параметров степенной зависимости (1.1.1.13), полученные по результатам измерений и по зависимости (1.1.2.27). Из рисунка 1.1.2.4 и приведенных в таблице 1.1.1.9 значений  $A_r$  и  $\beta$  следует, что для приближенного описания разлёта продуктов удара можно использовать полученные расчетные зависимости.

Таблица 1.1.1.9 – Сопоставление параметров

	$\mu_r(r_0) = A_r / r_0^\beta$	
	$A_r$	$\beta$
Измерение	$3,52 \times 10^{-4}$	2,923
Расчёт	$6,69 \times 10^{-4}$	3,065

Перенос почвы по склону. Из соображений симметрии при падении дождевых капель на горизонтальную поверхность продукты удара с равной вероятностью будут разлетаться в разные стороны и на одинаковые расстояния. Наличие уклона нарушает условие симметрии. В таком случае для частиц, которые разлетаются вниз, дальность отлета будет уже больше. Также можно предположить, что и суммарная масса таких частиц будет тоже больше. В результате перемещение почвы вниз будет больше, чем вверх, а это приведет к потерям почвы с наклонной поверхности (со склона). В первом приближении задачу о переносе почвы по склону решил Ц.Е. Мирцхулава [53]. Им было принято, что все продукты удара имеют одинаковую скорость и угол вылета. Теперь учтём, что частицы разлетаются с разной скоростью и в разные стороны.

Рассмотрим вертикальное падение капли со скоростью  $V_k$  на наклонную поверхность с углом  $\beta$ . На рисунке 1.1.2.5 ось  $X$  направлена вниз склона, ось  $Y$  – поперёк склона, а ось  $Z$  – перпендикулярно поверхности. На разбрызгиваемые частицы в полете действуют две силы: сила тяжести и сила сопротивления о воздух. Оценим порядок значения для последней. Для этого используем данные измерений удара капли с диаметром  $d_k = 4,06$  мм и скоростью  $V_k = 5,44$  м/с о горизонтальную поверхность песка. Представим, что все продукты одного удара разлетаются в форме шара, имеющего диаметр  $D_{эфф}$ . Объём образующейся воронки  $W_в = 90$  мм<sup>3</sup>, объём капли  $W_k = 35$  мм<sup>3</sup>. Тогда  $D_{эфф} = 6,2$  мм. Измеренные средняя дальность отлёта  $r_0 = 1,41$  см и угол вылета  $\psi = 13^\circ$ . Тогда начальная скорость вылета, рассчитанная по (1.1.2.13), будет приближенно равна  $V_0 = 0,57$  м/с.

Сила сопротивления при обтекании шара со скоростью  $V_0$  равняется [111]

$$F = c \frac{\rho_{возд} V_0^2}{2} S,$$

где  $c$  – коэффициент сопротивления, зависящий от числа Рейнольдса;  $\rho_{возд} = 1,29$  кг/м<sup>3</sup> – плотность воздуха;  $S$  – сечение шара. Число Рейнольдса  $Re = \rho_{возд} V_0 D_{эфф} / 2\eta = 250$ , здесь  $\eta = 1,83 \times 10^{-5}$  кг/(м с) – вязкость воздуха. Этому значению  $Re$  соответствует  $c = 0,63$ . Тогда сила сопротивления о воздух будет равна  $F = 4 \times 10^{-6}$  Н. Вес песка, заключённого в объёме воронки, и массы капли

равняется  $P = (m_{\text{нес}} + m_{\text{к}})g = (15,8 + 3,5) \times 10^{-5} \times 9,82 = 1,9 \times 10^{-3}$  Н. Таким образом, сила сопротивления о воздух на три порядка меньше силы тяжести (для частиц с меньшим размером эта сила будет еще меньше). Следовательно, при описании динамики полёта силой сопротивления о воздух можно пренебречь.

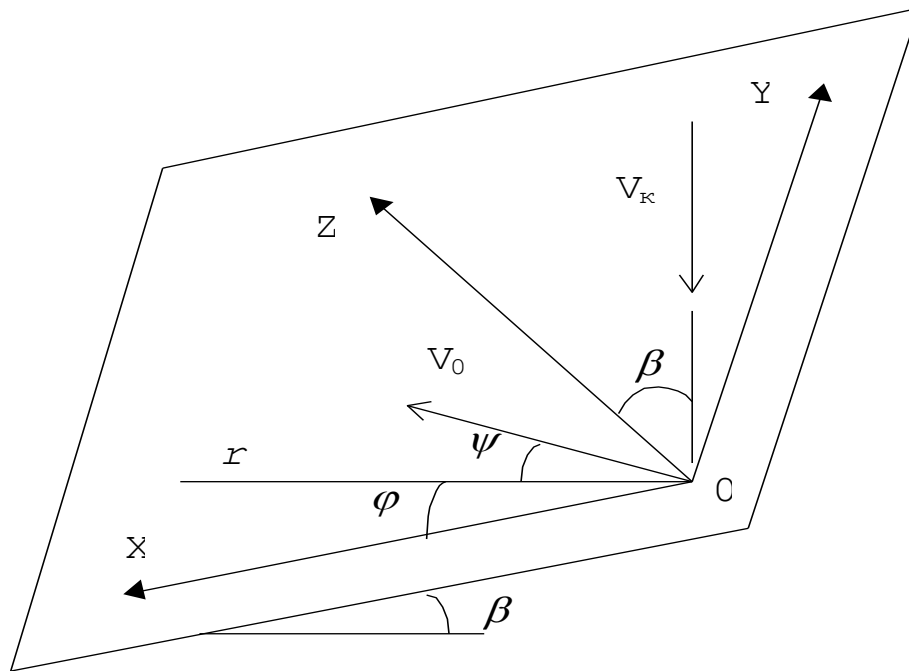


Рисунок 1.1.2.5 – Удар капли о наклонную поверхность

Уравнения, описывающие траекторию частицы, вылетающей с начальной скоростью  $V_0$  и под углами  $\psi$  и  $\varphi$ , представлены в следующем виде

$$V_x = \frac{dx}{dt} = V_0 \cos(\psi) \cos(\varphi) + g \sin(\beta) t,$$

$$V_y = \frac{dy}{dt} = V_0 \cos(\psi) \sin(\varphi),$$

$$V_z = \frac{dz}{dt} = V_0 \sin(\psi) - g \cos(\beta),$$

где  $V_x$ ,  $V_y$ ,  $V_z$ , – проекции вектора скорости на координатные оси;  $t$  – время. Интегрирование этой системы уравнений с начальными условиями ( $x = y = z = 0$  при  $t = 0$ ) дает следующее решение

$$x = V_0 \cos(\psi) \cos(\varphi) t + g \sin(\beta) t^2 / 2,$$

$$y = V_0 \cos(\psi) \sin(\varphi) t, \tag{1.1.2.28}$$

$$z = V_0 \sin(\psi) t - g \cos(\beta) t^2 / 2.$$

Продолжительность полёта  $T$  определяется из условия  $z = 0$  (падение на плоскость  $XOY$ ) и равняется  $T = 2V_0 \sin(\psi) / g \cos(\beta)$ . Подставим выражение для  $T$  в первые два уравнения системы (1.1.2.28) и получим с точностью до малой величины  $tg(\beta)$  дальность отлёта

$$r = \sqrt{x^2 + y^2} = r_0[1 + \operatorname{tg}(\psi)\operatorname{tg}(\beta)\cos(\varphi)], \quad (1.1.2.29)$$

$$r_0 = 2V_0^2 \cos(\psi)\sin(\psi)/g.$$

Величина  $r_0$  определяет дальность отлёта при горизонтальной плоскости. На практике интерес представляют малые значения  $\operatorname{tg}(\beta)$ . Если рассматривать отлет вверх по склону, то получится зависимость  $r = r_0[1 - \operatorname{tg}(\psi)\operatorname{tg}(\beta)\cos(\varphi)]$ . В общем случае

$$r = r_0[1 \pm \operatorname{tg}(\psi)\operatorname{tg}(\beta)\cos(\varphi)]. \quad (1.1.2.30)$$

Знак “+” соответствует отлёту вниз склона, а “-” – отлёту вверх.

Теперь рассмотрим разлёт частиц при ударе капли в произвольную точку  $B(x,y)$  наклонной площадки размером  $2L \times L$  (рисунок 1.1.2.6). На этом рисунке ось  $Y$  направлена поперёк площадки, а ось  $X$  – вдоль. Определим массу продуктов удара  $M_\delta$ , которые разлетаются из точки  $B(x,y)$  и пересекают отрезок  $(-\delta, +\delta)$  оси  $Y$ . Это будут те частицы, азимутальный угол вылета которых удовлетворяет условию  $\varphi_1 \leq \varphi \leq \varphi_2$ , а скорость вылета  $V_0 \geq V_r(\varphi)$ , где  $V_r(\varphi)$  – скорость отлета, соответствующая углу  $\varphi$  и расстоянию  $r$ . Учитывая зависимость для  $\mu_v(V_0)$ , запишем

$$M_\delta = m_e \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} d\varphi \int_{V_r(\varphi)}^{\infty} \mu_v(V_0) dV_0 = m_e A_v \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} d\varphi \int_{V_r(\varphi)}^{\infty} \frac{dV_0}{(V_0/V_{\min})^\alpha}, \quad (1.1.2.31)$$

где

$$\varphi_1 = \operatorname{arctg}((y - \delta)/x), \quad \varphi_2 = \operatorname{arctg}((y + \delta)/x).$$

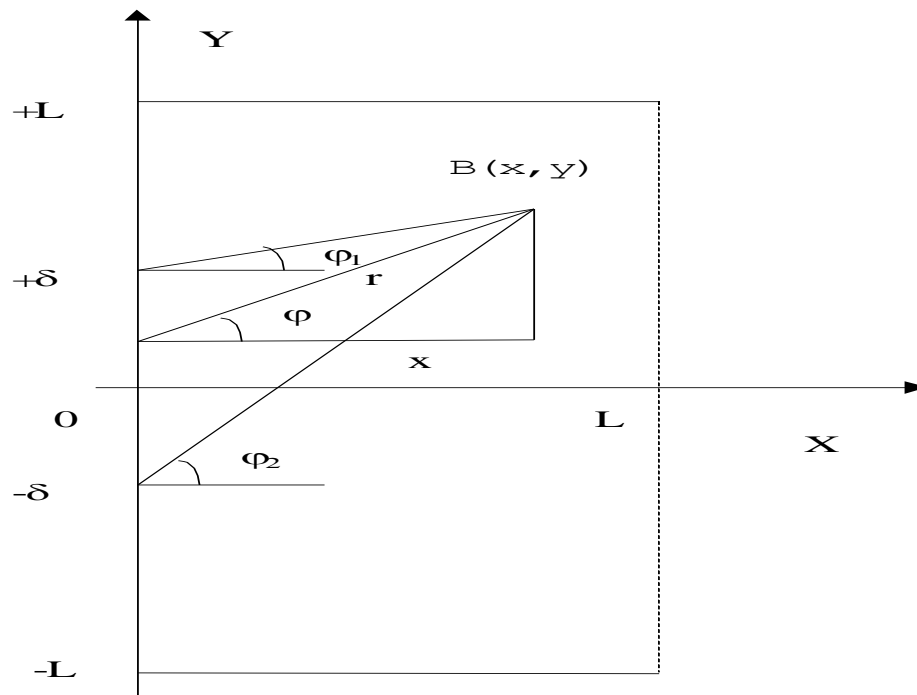


Рисунок 1.1.2.6 – Схема разбрызгивания почвы

При заданной дальности отлёта  $r = x/\cos(\varphi)$  выражение для  $V_r(\varphi)$  определяется из (1.1.2.30) с учетом (1.1.2.29) и записывается

$$V_r(\varphi) = \left( \frac{gx}{2 \sin(\psi) \cos(\psi) [1 \pm \operatorname{tg}(\psi) \operatorname{tg}(\beta) \cos(\varphi)] \cos(\varphi)} \right)^{1/2}.$$

После подстановки этого выражения в (1.1.2.31), а также зависимостей для  $A_v$  (1.1.2.22) и  $V_{\min}$  (1.1.2.26), и проведения интегрирование, получим

$$M_\delta = \frac{m_6}{2\pi} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \left[ \frac{R_6 (1 \pm \operatorname{tg}(\psi) \operatorname{tg}(\beta) \cos(\varphi)) \cos(\varphi)}{x} \right]^{(\alpha-1)/2} d\varphi. \quad (1.1.2.32)$$

Поскольку продукты удара являются дискретными (т. е. являются отдельными частицами), то величина  $M_\delta$ , строго говоря, определяет в среднем количество массы, которое пересечёт отрезок  $(-\delta, +\delta)$ , если в точку  $B(x, y)$  упадет достаточно большое количество капель. Также следует заметить, что координата  $x$  должна удовлетворять условию  $x > R_6$ , чтобы ось  $Y$  не пересекала воронку.

Для естественных дождей точки удара капель о почву распределяются случайным образом. Это означает, что координаты  $(x, y)$  являются случайными величинами. Следовательно, величина  $M_\delta$  также является случайной. Поскольку не представляется возможным усреднить её аналитически, то приходим к необходимости применения метода статистического моделирования (метода Монте-Карло [67]). Проводя случайным образом численное моделирование координат удара капель, для каждого удара рассчитывается значение  $M_\delta$ . Многократное повторение этой процедуры позволяет получить необходимые статистики.

Введем новую случайную величину  $M_{\delta nL}$ , которая определяет количество почвы, пересекающее отрезок  $(-\delta, +\delta)$  при выпадении на площадку размером  $2L \times L$  дождевых капель с плотностью выпадения  $n$  (кап./м<sup>2</sup>). Величина  $M_{\delta nL}$  определяется как сумма величин  $M_\delta$ , т.е. предполагается, что взаимодействие между ударами отсутствует (это было подтверждено описанными ранее экспериментами), а свойства почвы со временем не изменяются. Если величину  $M_{\delta nL}$  разделить на  $2\delta$ , то получим случайную величину

$$m' = M_{\delta nL} / 2\delta, \quad (1.1.2.33)$$

которая определяет количество почвы, пересекающее единицу ширины склона (единицу длины поперечной оси  $Y$ ).

Рассмотрим случайное падение дождевых капель на поверхность почвы и перенос частиц через отрезок  $(-\delta, +\delta)$ . Если при ударе капли с координатой центра воронки  $x > R_6$  (воронка 1 на рисунке 1.1.2.7, ось  $X$  направлена вниз склона), то вся масса почвы, заключенная в объёме воронки, находится справа от оси  $Y$ . В этом случае количество почвы, которое пересечёт отрезок  $(-\delta, +\delta)$ , определяется по формуле (1.1.2.32). Если центр воронки (воронка 2) находится на расстоянии  $0 < x < R_6$ , то часть её объёма уже находится за осью  $Y$ .

Следовательно, масса, приходящаяся на эту часть объёма, не будет пересекать ось  $Y$ . В таком случае проводить расчет по (1.1.2.32) нельзя.

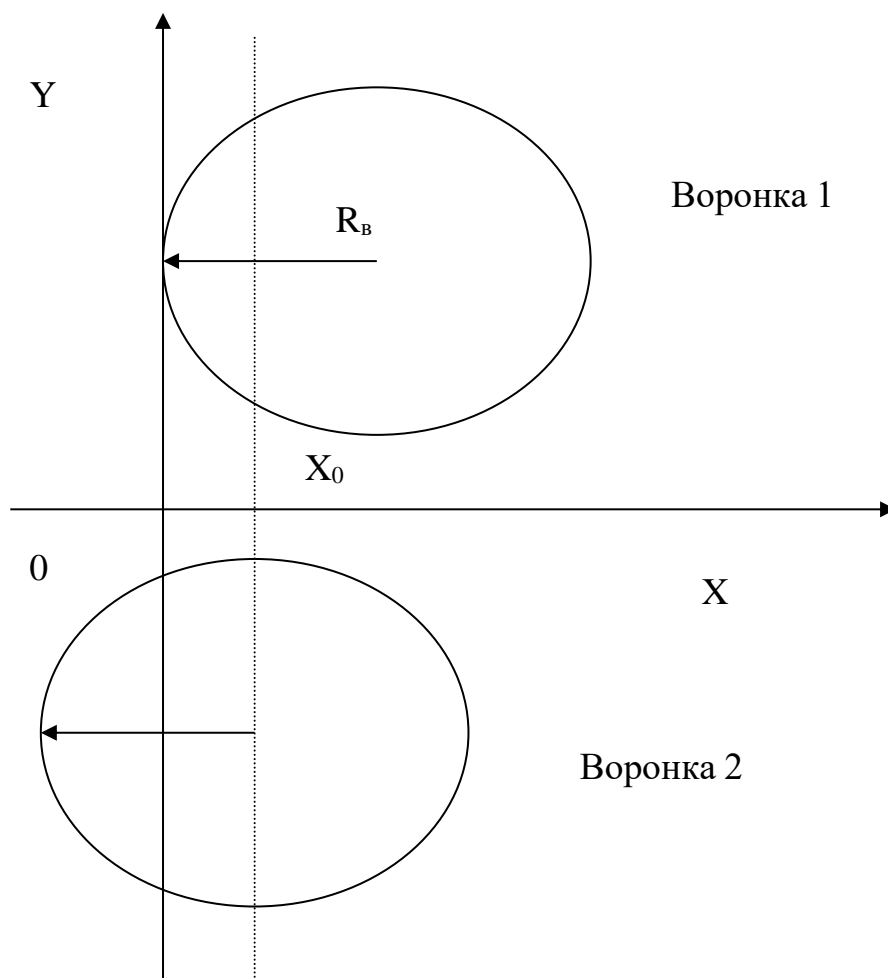


Рисунок 1.1.2.7 – Расположение воронок в окрестности оси  $Y$

Выберем некоторое значение  $0 < x_0 < R_в$ . Если координата точки удара  $x < x_0$ , то удар не учитывается. Если  $x > x_0$ , то удар будет учитываться так же, как и при  $x > R_в$ . В первом случае результат будет несколько занижаться, а во втором, наоборот, завышаться. Для того, чтобы они компенсировали друг друга, значение  $x_0$  определим из условия равенства площадей, на которые ось  $Y$  делит половину круга. Нетрудно показать, что  $x_0 = 0,59R_в$ .

Вернемся к случайной величине  $m'$ . В результате численного моделирования установлено, что с увеличением размера площадки  $L$  и плотности выпадения капель  $n$  величина

$$\chi = m' / n = M_{\delta nL} / (2\delta n) \quad (1.1.2.34)$$

асимптотически стремится к некоторому предельному значению  $\chi_{пред}$ , которое зависит только от параметров дождя, физических свойств среды и угла наклона  $\beta$  и не зависит от  $L$  и  $n$ . Заметим, что так это и должно быть.

В качестве примера на рисунке 1.1.2.7 показаны результаты численного моделирования падения капель с диаметром  $d_k = 4,06$  мм и скоростью  $V_k = 5,0$

м/с на горизонтальную поверхность песка с размером  $L = 5; 10; 30$  и  $50$  см. Принималось, что капли падают равномерно по площади. Из данных, представленных на рисунке, следует, что при  $n > 5 \times 10^3$  кап./м<sup>2</sup>  $\chi_{пред} = (4,5 \pm 0,5) \times 10^{-7}$  кг м/кап. Следовательно, чтобы оценить с точностью примерно 10 % массу частиц, которые пересекают единичный отрезок ширины склона, необходимо, чтобы выпало не менее  $5 \times 10^3$  кап./м<sup>2</sup>. Эта масса выражается простой зависимостью

$$m' = \chi_{пред} \cdot n, \text{ кг/м} . \quad (1.1.2.35)$$

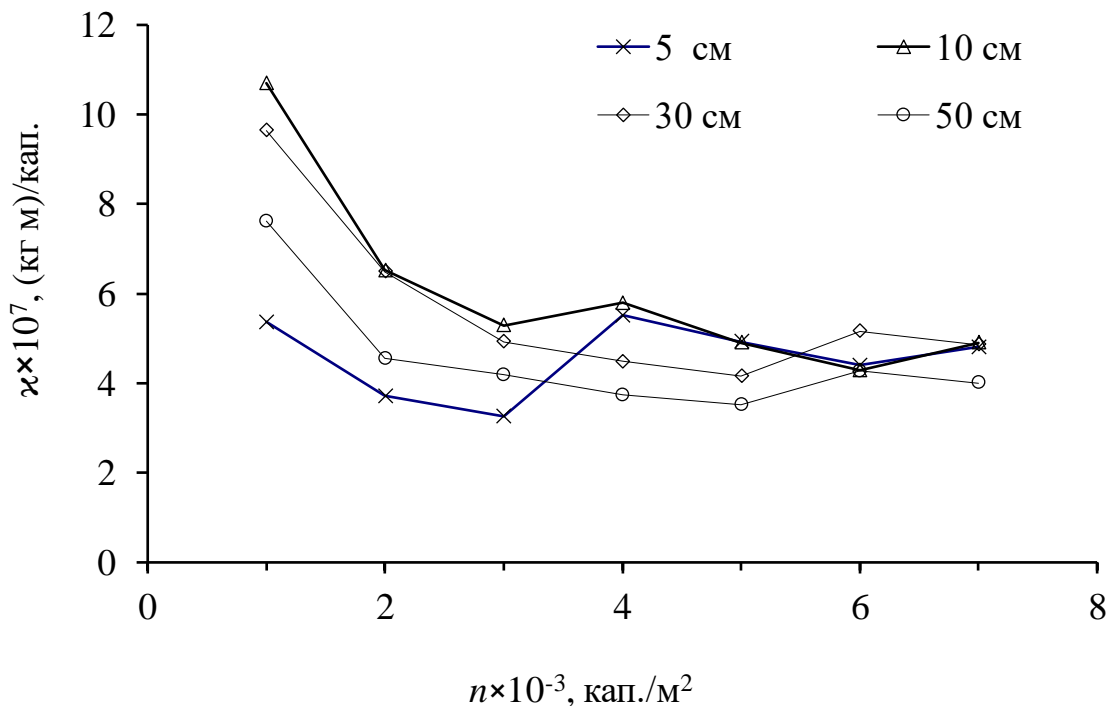


Рисунок 1.1.2.8 – Сходимость случайной величины  $\chi$

Приближенное описание переноса почвы по склону. Изложенное выше описание переноса почвы по склону не выявляет аналитических зависимостей, определяющих перемещение почвы. Для получения таких зависимостей, а это всегда желательно, приходится проводить менее строгий анализ, т.е. приходится прибегать к дополнительным упрощениям. С этой целью примем, что при ударе капель о поверхность среды с углом наклона  $\beta$  все продукты удара приобретают одинаковую (среднюю) скорость и вылетают под одним полярным углом  $\psi$  и равновероятным азимутальным углом  $\varphi$ . В таком случае величина  $d(\Delta M)$ , которая определяет количество почвы, пересекающее отрезок  $(-\Delta y/2, +\Delta y/2)$  (рис. 1.1.2.9) при падении капель на элементарную площадь  $dS = r dr d\varphi$ , запишется



$$d(\Delta M) = nm_s dS \frac{\Delta \omega}{2\pi}. \quad (1.1.2.36)$$

Угол, под которым виден отрезок  $\Delta y$ , выражается следующим соотношением

$$\Delta \omega = \frac{\Delta y \cos(\varphi)}{r}.$$

Подставляя это выражение в (1.1.2.36) и интегрируя по той части поверхности ( $x > x_0$ ), с которой продукты удара способны пересечь отрезок  $\Delta y$ , получим

$$\Delta M = \Delta y \frac{nm_s}{\pi} \int_0^{\varphi_0} \cos(\varphi) d\varphi \int_{x_0 / \cos(\varphi)}^{r_{om}(\varphi)} dr. \quad (1.1.2.37)$$

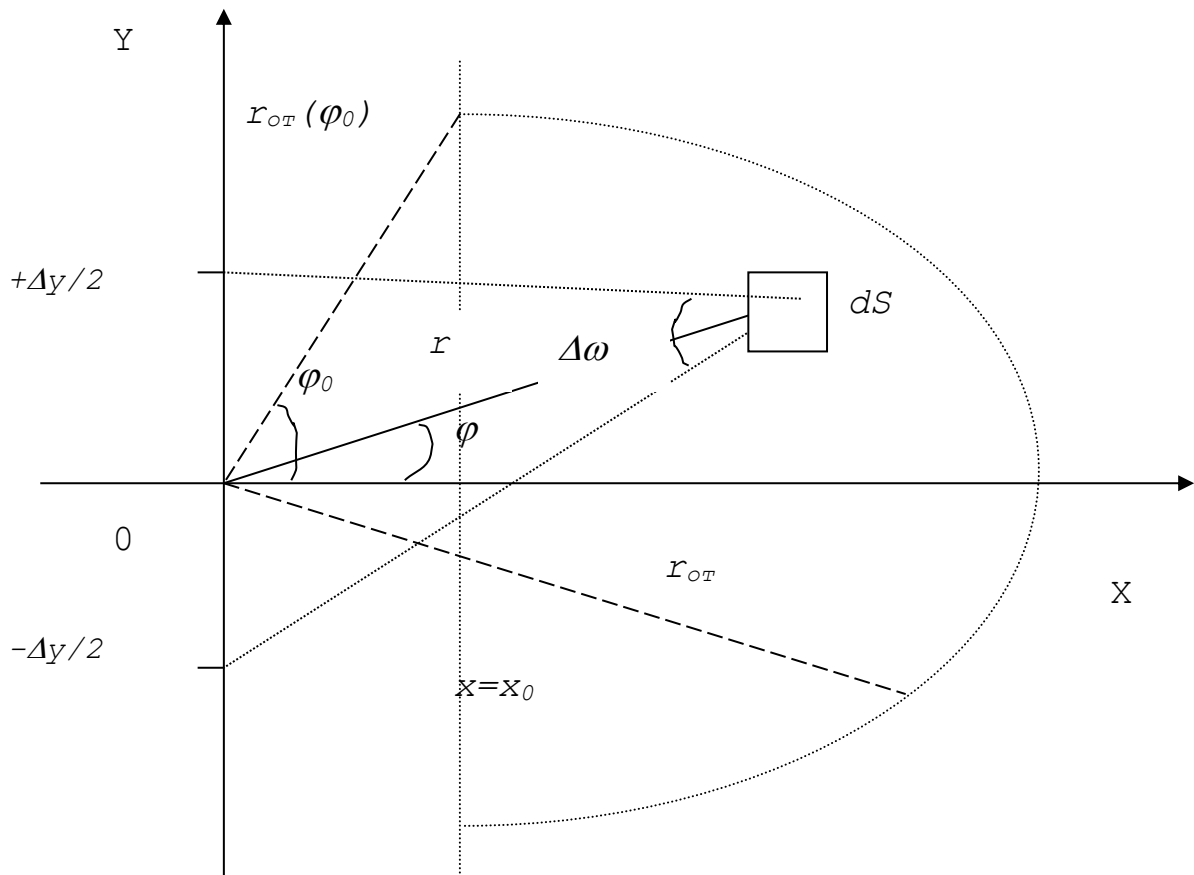


Рисунок 1.1.2.9 – Схема переноса почвы через ось  $Y$

Величина  $x_0 = 0,59R_s$ , а дальность отлёта определяется зависимостью (1.1.2.30), т.е.

$$r_{om}(\varphi) = r_0 [1 \pm \operatorname{tg}(\psi) \operatorname{tg}(\beta) \cos(\varphi)]. \quad (1.1.2.38)$$

Значение угла  $\varphi_0$  определяется из решения уравнения

$$r_{om}(\varphi_0) = x_0 / \cos(\varphi_0). \quad (1.1.2.39)$$

Для случая переноса вниз по склону выражение (1.1.2.38) для  $r_{om}(\varphi)$  (берется знак “+”) подставим в (1.1.2.39) и решим относительно  $\cos(\varphi_0)$

$$\cos(\varphi_0) = \frac{\sqrt{1 + 4 \frac{x_0}{r_0} \operatorname{tg}(\psi) \operatorname{tg}(\beta)} - 1}{2 \operatorname{tg}(\psi) \operatorname{tg}(\beta)}.$$

Учитывая, что  $x_0/r_0 < 1$ , а  $\operatorname{tg}(\beta)$  является малой величиной, то можно приближенно записать

$$\cos(\varphi_0) = x_0/r_0 \quad \text{или} \quad \varphi_0 = \arccos(x_0/r_0). \quad (1.1.2.40)$$

Для связных сред, как показали расчёты, приближенно можно принять  $\varphi_0 = \pi/2$ , а  $x_0/r_0 \ll 1$ . После интегрирования соотношение (1.1.2.37) преобразуется к следующему виду

$$m \equiv \frac{\Delta M}{\Delta y} = \frac{nm_e r_0}{\pi} \left[ \sin(\varphi_0) - \frac{x_0}{r_0} \varphi_0 \pm \frac{1}{2} \left( \varphi_0 + \frac{1}{2} \sin(2\varphi_0) \right) \operatorname{tg}(\psi) \operatorname{tg}(\beta) \right]. \quad (1.1.2.41)$$

Величина  $m$  приближенно определяет количество почвы, которое переносится вниз или вверх по склону, пересекая единичный отрезок его ширины (оси  $Y$ ). Из сравнения (1.1.2.41) с (1.1.2.35) следует, что величина  $\chi_{пред}$  приближенно выражается следующей зависимостью

$$\chi_{пред} = \frac{m_e r_0}{\pi} \left[ \sin(\varphi_0) - \frac{x_0}{r_0} \varphi_0 \pm \frac{1}{2} \left( \varphi_0 + \frac{1}{2} \sin(2\varphi_0) \right) \operatorname{tg}(\psi) \operatorname{tg}(\beta) \right]. \quad (1.1.2.42)$$

Для горизонтальной поверхности ( $\beta = 0^0$ ) количество почвы  $m_0$ , которое пересекает влево или вправо единичный отрезок оси  $Y$ , запишется

$$m_0 = \chi_{пред} \cdot n = \frac{nm_e r_0}{\pi} \left[ \sin(\varphi_0) - \frac{x_0}{r_0} \varphi_0 \right]. \quad (1.1.2.43)$$

В обоих направлениях почва перемещается в количестве  $2m_0$ . Напомним, что для связной среды (почвы) приближенно можно принять  $\varphi_0 = \pi/2$  и  $x_0/r_0 \ll 1$ . В таком случае

$$m_0 = \frac{nm_e r_0}{\pi}. \quad (1.1.2.44)$$

На рисунке 1.1.2.10 для горизонтальной поверхности песка (несвязная среда) представлены рассчитанные значения  $\chi_{пред}$  по приближенной зависимости (1.1.2.42) и результаты численного моделирования случайной величины  $\chi$  (1.1.2.34). Из этого рисунка следует, что для приближенных расчетов даже для несвязной среды можно использовать простую зависимость (1.1.2.43).

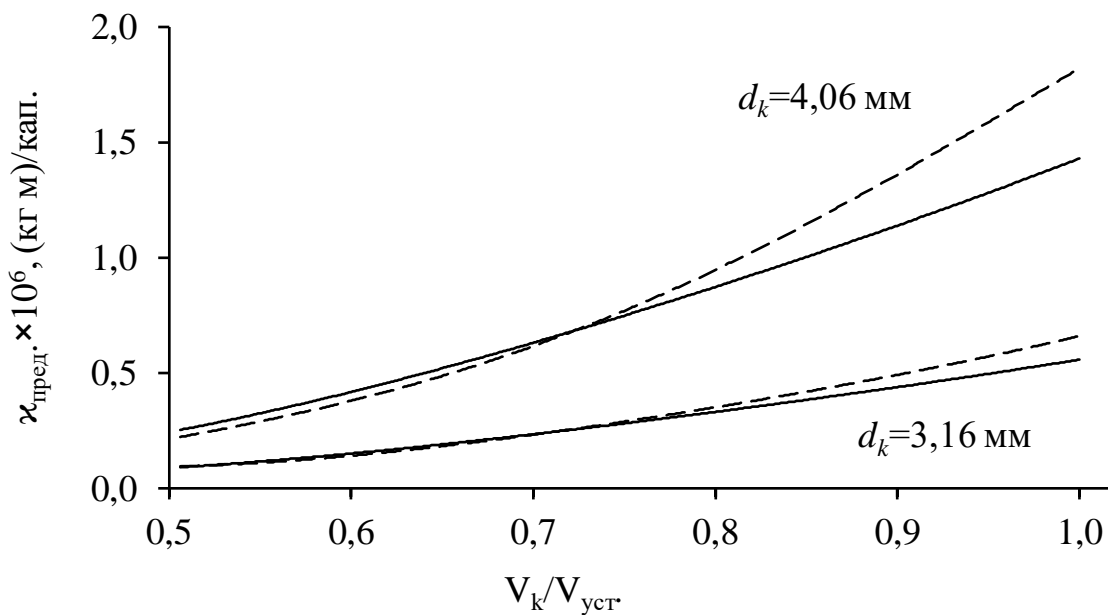


Рисунок 1.1.2.10 – Сопоставление значений  $\chi_{пред}$ : сплошная линия – численное моделирование; пунктирная – приближенная зависимость;  
 $V_{уст}$  – установившаяся скорость капель

Рассмотрим теперь наклонную поверхность с углом  $\beta$ . Используя зависимость (1.1.2.42) для  $\chi_{пред}$ , суммарное количество почвы, которое перемещается вверх по склону ( $m_{вверх}$ ) и вниз ( $m_{вниз}$ ), с учетом того, что  $\varphi_0 = \pi/2$  и  $x_0/r_0 \ll 1$ , запишется

$$m_{вверх} + m_{вниз} = 2 \frac{nm_0 r_0}{\pi} \left[ \sin(\varphi_0) - \frac{x_0}{r_0} \varphi_0 \right] \cong 2m_0 . \quad (1.1.2.45)$$

Эксперименты (раздел 1.1.1), проведённые с песком, показали, что общее количество разлетающейся твёрдой фазы не зависит от уклона поверхности. Происходит просто перераспределение переносимой массы вверх и вниз по наклонной поверхности. Это подтверждает справедливость соотношения (1.1.2.45). Введем относительные величины перемещения почвы: вверх по склону  $P_{вверх} = m_{вверх}/2m_0$  и вниз  $P_{вниз} = m_{вниз}/2m_0$ . Тогда, используя (1.1.2.42), в общем случае

$$P = 0,5 \pm atg(\psi)tg(\beta), \quad (1.1.2.46)$$

$$a = \frac{\varphi_0 + \sin(2\varphi_0)/2}{4(\sin(\varphi_0) - \varphi_0 x_0 / r_0)} .$$

Напомним, что знак “+” соответствует перемещению вниз склона, а “-” – вверх. Как уже отмечалось выше, приближенно можно принять, что  $\varphi_0 = \pi/2$  и  $\varphi_0 x_0 / r_0 \ll 1$ . Тогда  $a = \pi/8$ .

Таким образом, количество твёрдой фазы, которое перемещается вниз или вверх по склону и приходится на единицу его ширины, записывается

$$m = 2m_0P = 2m_0[0,5 \pm atg(\psi)tg(\beta)]. \quad (1.1.2.47)$$

Количество почвы, которое в результате теряется с верхней части склона и нормировано на единицу ширины, будет равно

$$m_{рез} = m_{вниз} - m_{вверх} = 4m_0atg(\psi)tg(\beta). \quad (1.1.2.48)$$

А количество почвы, которое теряется с верхней части склона, имеющей длину  $L$ , и нормированное на единицу площади, будет выражаться следующей зависимостью

$$Q = m_{рез}/L. \quad (1.1.2.49)$$

Экспериментальная проверка модели капельной эрозии почвы. Для проверки были использованы данные экспериментов, описанные в разделе 1.1.1. Проверка проведена в два этапа. На первом этапе рассматривалась горизонтальная поверхность. Этот случай позволяет оценить массу твердых частиц, которые разбрызгиваются во все стороны, пересекая единичный отрезок произвольно ориентированной оси. Из общих соображений следует, что продукты разлета обладают азимутальной симметрией, т. е. распределение по углу  $\varphi$  является равновероятным. Это было принято в модели и подтверждено проведенными экспериментами: масса продуктов удара, которая попадала в левую и правую ловушки, установленные на горизонтальной поверхности, была примерно одинаковой. На втором этапе рассматривалась уже наклонная поверхность и оценивалось влияние уклона на количество массы, которая переносится вверх и вниз. Чтобы корректно провести проверку, рассмотрим с помощью модели некоторые методические вопросы постановки эксперимента. Во-первых, как показано выше, в экспериментах плотность выпадения капель должна быть больше  $5 \times 10^3$  кап./м<sup>2</sup> (при численном моделировании принималось  $n = 7 \times 10^3$  кап./м<sup>2</sup>). Отсюда следует ограничение на минимальный слой дождя, который зависит от размера капель. Во-вторых, при проведении экспериментов обнаружился так называемый граничный эффект. Некоторые капли попадали частично на поддон ловушки, а частично на испытываемую среду (почву, песок). Также некоторые капли падали вблизи поддона ловушки таким образом, что часть образующейся воронки приходилась на поддон. Учитывая, что существенная часть продуктов удара имеет небольшую дальность отлёта, этот граничный эффект значительно искажал результаты измерений, что приводило к плохой воспроизводимости результатов при повторных экспериментах.

Чтобы избавиться от граничного эффекта, над ловушкой устанавливали козырёк (навес), который “отсекал” граничный эффект. На рисунке 1.1.2.11 представлены результаты численного моделирования для падения капель с диаметром 4,06 мм и скоростью 5,0 м/с на горизонтальную поверхность песка. При моделировании удар не учитывался, если капля “падала” на козырёк. Из

этого рисунка видно, что размер козырька (область затенения) значительно влияет на значение  $\chi_{пред}$ .

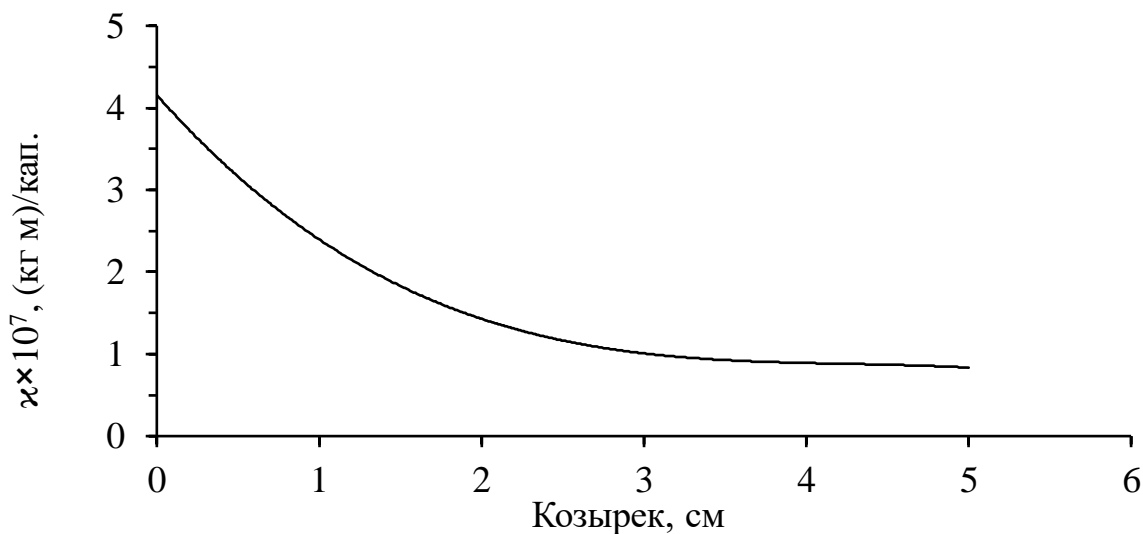


Рисунок 1.1.2.11 – Влияние размера козырька

Для проведения экспериментов лучше брать размер козырька несколько меньше средней дальности разлёта продуктов удара. Из этих соображений большая часть экспериментов проводилась с козырьком 1 см. На рисунке 1.1.2.12 представлены результаты измерений и численного моделирования для дождевания горизонтальной поверхности почвы. Данные экспериментов описаны в разделе 1.1.1.

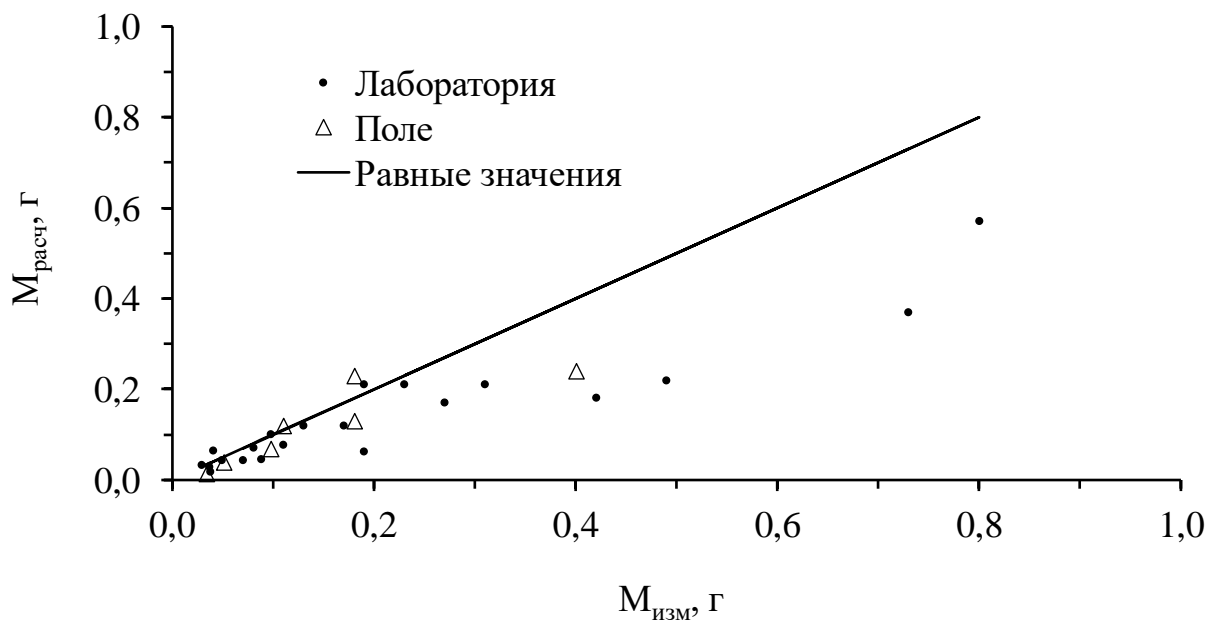


Рисунок 1.1.2.12 – Сопоставление результатов измерений и численного моделирования при горизонтальной поверхности почвы

Из этого рисунка следует, что модель дает несколько заниженные значения. Для каждой пары значений  $M_{изм,i}$  и  $M_{расч,i}$  рассчитывали коэффициент  $k_i = M_{изм,i} / M_{расч,i}$ . В результате был получен ряд  $\{k_i\}$ , среднее значение которого  $k_{сред.} = 1,5$ , а стандартное отклонение  $0,6$ . Если в модель ввести поправочный коэффициент  $k = 1,5 \pm 0,6$ , то с точностью примерно 40 % модель будет описывать экспериментальные данные. Этот поправочный коэффициент должен быть введен также и в приближённые зависимости капельной эрозии почвы (связной среды). Аналогично для песка (несвязная среда) было получено  $k = 0,4 \pm 0,1$ . Этот коэффициент также должен быть введен в соответствующие зависимости. Отклонение рассчитанных значений от измеренных можно объяснить принятыми допущениями, положенными в основу описания капельной эрозии. Таким образом, с учетом поправочных коэффициентов для горизонтальной поверхности двух контрастных сред (связная – почва и несвязная – песок) модель удовлетворительно описывает результаты измерений.

Второй этап проверки модели – влияние уклона поверхности. Данные экспериментов (раздел 1.1.1), проведённые с песком и почвой (как в лабораторных, так и в полевых условиях), показали, что в формуле (1.1.2.46)  $P = 0,5 \pm atg(\psi)tg(\beta)$  величина  $a = 5 \pm 2$ , что значительно больше теоретического значения  $\pi/8$ . На рисунке 1.1.2.13 показано сопоставление данных измерений и рассчитанных по (1.1.2.46) при  $a = 5$  для относительной доли твёрдой фазы, перемещающейся вверх и вниз в зависимости от уклона (уклон равняется  $tg(\beta)$ ).

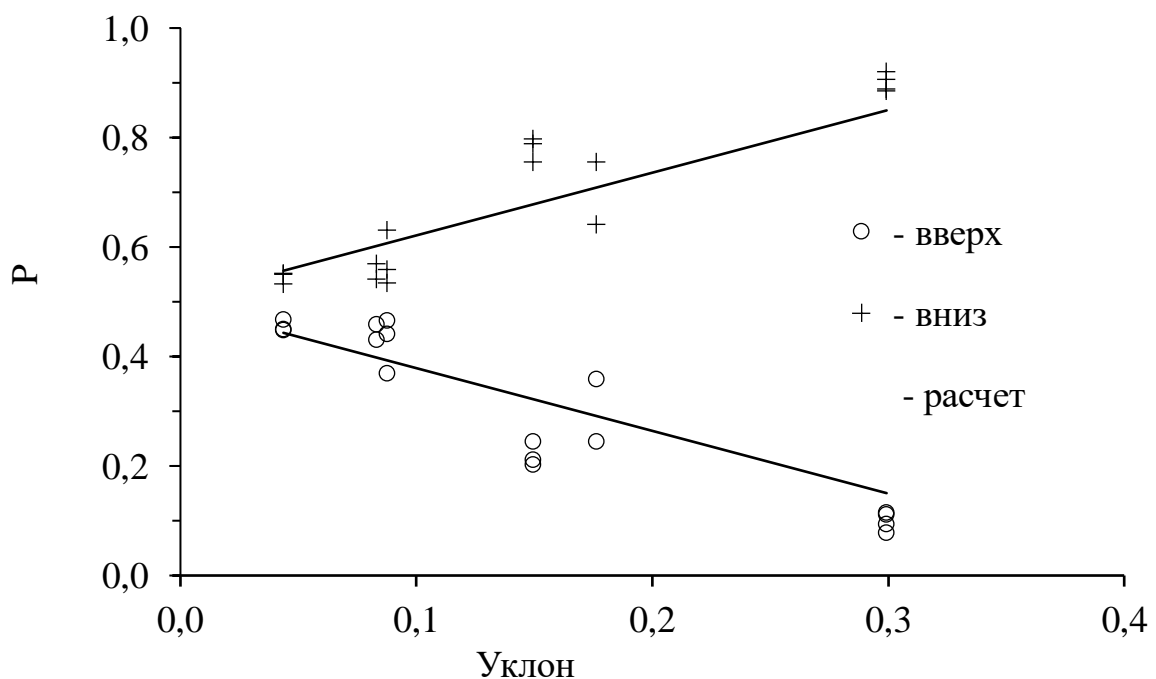


Рисунок 1.1.2.13 – Влияние уклона на перемещение твёрдой фазы (сплошная линия – расчет)

Для переноса почвы вниз по наклонной поверхности получена эмпирическая зависимость [119]  $P_{вниз} = 0,5 + tg(\beta)$ . Принимая, что для установившихся скоростей каплей  $\psi = \psi_{уст} = 16^0$ , из сопоставления этой зависимости и  $P = 0,5 \pm atg(\psi)tg(\beta)$  следует  $a = 3,5$ , что близко к полученному значению  $a = 5 \pm 2$ . Заметим, что формула (1.1.2.46) справедлива как для почвы, так и для песка. На основе экспериментальных данных [110] и [144] установлено, что потери почвы прямо пропорциональны уклону до  $tg(\beta) \leq 0,3$ , что согласуется с зависимостью (1.1.2.48), а также с полученными экспериментальными данными. Следовательно, принятое предположение, что при наклонной поверхности разбрызгивание частиц обладает азимутальной симметрией, привело к существенному занижению величины  $P_{вниз}$  и завышению  $P_{вверх}$ . Однако, если в формуле (1.1.2.46) принять  $a = 5$ , то можно приближённо оценивать долю твёрдой фазы, которая переносится вниз и вверх по склону. Таким образом, с учетом поправочных коэффициентов точная и приближённая модель капельной эрозии удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными. Чтобы иметь представление о масштабе капельной эрозии, рассмотрим два примера.

Пример 1. Капельная эрозия от единичного дождя. Рассмотрим гипотетический дождь с интенсивностью  $I = 1$  мм/мин. в течение 30 минут (слой дождя 30 мм), выпадающий на поверхность почвы. Параметры почвы примем такими же, как и в описанных ранее экспериментах, т.е. соответствующими чернозёму тяжелосуглинистому. Плотность сложения почвы  $\rho_{поч} = 1,0$  г/см<sup>3</sup>, влажность  $w = 0,50$ , сцепление  $C = 1,5$  КПа, средний диаметр водопрочных агрегатов  $d_a = 0,5$  мм. Плотность влажной почвы (среды)  $\rho = (1 + w)\rho_{поч} = 1,5$  г/см<sup>3</sup>. Модуль деформации  $E_0 = 10w + 0,11 = 5,11$  МПа. Для принятой интенсивности дождя диаметр каплей  $d_k = 2,4$  мм, их объём  $W_k = 7,27$  мм<sup>3</sup> и масса  $m_k = 7,27 \times 10^{-3}$  г (плотность воды принята  $\rho_{воды} = 1,0$  г/см<sup>3</sup>). По формуле (1.1.1.2) рассчитана скорость установившегося падения каплей  $V_k = 6,39$  м/с, а её импульс  $S = m_k V_k = 4,65 \times 10^{-5}$  (кг м)/с. Допустимый импульс  $S_{дон.} = 5,9 \times 10^{-6}$  (кг м)/с оценивается по (1.1.2.9). Поскольку  $S > S_{дон.}$ , то происходит разбрызгивание почвы. Объём образующейся воронки оценивается по формуле (1.1.2.8) и равняется  $W_\epsilon = 6,3$  мм<sup>3</sup>. Масса сухой почвы, заключённая в объёме воронки,  $m_{\epsilon,сух} = 6,3 \times 10^{-6}$  кг. При известном объёме радиус воронки оценивается с помощью формулы (1.1.2.6) при  $\theta = 74^0$  (для установившегося движения каплей) и равняется  $R_\epsilon = 2,19$  мм. Этому радиусу соответствует площадь воронки  $S_\epsilon = \pi R_\epsilon^2 = 1,5 \times 10^{-5}$  м<sup>2</sup>. Относительные потери энергии описываются формулой (1.1.2.18) и для рассматриваемого случая равняются  $\epsilon = 0,6$ . Средняя начальная скорость разлёта определяется по (1.1.2.14) и равняется  $V_o = 2,67$  м/с. Количество каплей, выпавших на единицу площади, определяется  $n = H/W_k = 4,1 \times 10^6$  кап./м<sup>2</sup>, где  $H$  – слой осадков. Суммарная площадь образующихся при этом воронок больше площади 1 м<sup>2</sup> в  $N = nS_\epsilon = 62$  раза. Это означает, что капли через некоторое время будут попадать в места, где уже были образованы воронки.

Очевидно, что прочностные свойства почвы, которая была уже подвержена ударному воздействию капель, будут слабее. Следовательно, её разбрызгивание должно быть больше, чем это следует из расчётных зависимостей. Этим, в частности, можно объяснить тот факт, что измеренное количество почвы, попавшей в ловушки, в среднем больше рассчитанного в 1,5 раза. Поскольку диспергированная почва (которая образуется на начальной стадии в результате удара дождевых капель) остается на поверхности, то она в дальнейшем опять подвергается ударному воздействию, являясь своего рода защитным “экраном” для нижележащих слоёв почвы. Таким образом, на поверхности почвы образуется так называемая корка, которая весьма отрицательно влияет на развитие растений. Исследования по формированию корки и её свойств описаны в [102]. Масса сухой почвы, которая заключена в объёме всех образующихся воронок при выпадении дождя (т.е. масса почвы, которая подвержена ударному воздействию капель), будет равна  $M = nm_0 = 26 \text{ кг/м}^2 = 260 \text{ т/га}$ . Заметим, что по данным [124] при сильных ливнях в воздух может быть поднято почвы более 250 тонн с гектара. Средняя дальность отлета разбрызгиваемых частиц рассчитывается по формуле (1.1.2.29) и равняется  $r_0 = 38,5 \text{ см}$ . Количество почвы  $m_0$ , которое пересекает единицу ширины при горизонтальной поверхности, описывается зависимостью (1.1.2.43), в которую введён поправочный коэффициент  $k = 1,5$ . Проведя расчет, получим  $m_0 = 4,78 \text{ кг/м}$ . При  $a = 5$  и  $\psi_{\text{уст}} = 16^\circ$  (для установившегося падения капель) потери почвы при наклонной поверхности рассчитываются по (1.1.2.48)  $m_{\text{пез}} = 4m_0 \text{atg}(\psi) \text{tg}(\beta) = 27,4 \text{tg}(\beta)$ , кг/м. А количество почвы, которое теряется с верхней части склона, имеющей длину  $L$ , и нормировано на единицу площади, будет  $Q = m_{\text{пез}}/L = 27,4 \text{tg}(\beta)/L$ , кг/м<sup>2</sup>. Например, при  $\beta = 7^\circ$  и  $L = 10 \text{ м}$   $Q = 0,34 \text{ кг/м}^2 = 3,4 \text{ т/га}$ . А при  $L = 100 \text{ м}$  потери будут  $Q = 0,34 \text{ т/га}$ .

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Потери почвы при капельной эрозии могут быть заметны только для коротких склонов (приводораздельная часть).

2. Ударному воздействию дождевых капель подвергается большое количество почвы, что приводит к существенному изменению свойств поверхностного слоя.

3. Разбрызгиваемые разрушенные почвенные агрегаты почвы являются источником их поступления в формирующиеся поверхностные потоки воды. Это увеличивает транспортирующую способность поверхностного потока дождевой воды.

Пример 2. Капельная эрозия за многолетний период. Чтобы оценить эффект капельной эрозии за многолетний период поступим следующим образом. Даты выпадения дождей и их параметры являются случайными величинами. В разделе 1.2.4 описывается процедура численного моделирования дождевых осадков с помощью метода Монте-Карло. [67]. Используя эту процедуру, оценим ударное воздействие дождевых капель на почву за многолетний период. Для условий ЦЧР рассмотрим выпадение дождей на почву (чернозём тяжелосуглинистый), которая постоянно находится



в состоянии пара. Параметры почвы примем такими же, что и в примере 1. Расчёт ударного воздействия капель дождя на почву проводим так же, как и в предыдущем примере, но рассматриваем удары только до затопления почвы водой. Рассчитывается продолжительность  $t_0$  от начала дождя до начала затопления при  $A_0 = 1,8 \times 10^{-3}$  Дж/м<sup>2</sup> для данной почвы. Разыгрывая для каждого дождя среднюю интенсивность осадков  $I$  и продолжительность  $T$ , рассчитывается средний диаметр капель  $d_k$  и скорость их падения  $V_k$ . Далее оценивается  $t_0$ . Если  $t_0 > T$ , то в дальнейших расчетах принимается  $T$ , т.е. разбрызгивание происходит за все время дождя. Учитывая, что угол  $\beta$  и длина  $L$  являются постоянными величинами, ниже приводятся результаты численного моделирования:

среднее значение массы сухой почвы, которая была подвержена ударному воздействию дождевых капель,

$$\overline{m_e n} = 400 \text{ т/(га год)};$$

количество почвы, пересекающее единицу ширины при горизонтальной поверхности,

$$\overline{m_0} = 5,4 \text{ кг/(м год)};$$

количество почвы, которое теряется с верхней части склона,

$$\overline{m_{\text{рез}}} = 31 \text{ т}g(\beta), \text{ кг/(м год)};$$

количество почвы, которое теряется с верхней части склона длиной  $L$  (м) и нормировано на единицу площади,

$$\overline{Q} = \overline{m_{\text{рез}}} / L = 31 \text{ т}g(\beta)/L, \text{ (кг/(м}^2 \text{ год))}.$$

Верхняя черта означает усреднение за многолетний период. Например, для  $\beta = 7^\circ$  и  $L = 10$  м среднемноголетние потери почвы будут равны  $\overline{Q} = 0,38$  кг/(м<sup>2</sup> год) = 3,8 т/(га год). Для длины  $L = 100$  м потери будут 0,38 т/(га год). Таким образом, потери почвы, обусловленные капельной эрозией, могут быть заметны только для приводораздельной части склона.

Вернемся к величине  $\overline{m_e n}$ . Принимая во внимание, что плотность сложения пахотного горизонта  $\rho_{\text{поч}} = 1$  г/см<sup>3</sup>, то в среднем ежегодно ударному воздействию будет подвержен слой почвы  $\overline{h} = \overline{m_e n} / \rho_{\text{поч}} = 4$  см/год. Учитывая, что ежегодно проводится вспашка, и приняв мощность пахотного слоя 24 см, то уже через 6 лет будут подвержены разрушению почвенные агрегаты в этом слое. После выпадения дождя это является причиной образования на поверхности почвы «корки», которая ухудшает воздушный обмен почвы и намного уменьшает её впитывающую способность. В реальных условиях почва большую часть времени защищена растительным покровом, что снижает эффект удара. С другой стороны, расчёт даёт только приближённую оценку разбрызгивания почвы (и без учёта агрегирования почвы между дождями). Тем не менее, даже в таком случае можно сделать вывод, что капельная эрозия может быть важным фактором в деградации почвы.

Критерии подобия для образования воронки в почве. Разные капли искусственных и/или естественных дождей являются подобными, если при ударе об одинаковую почву они производят одинаковый эффект. Из (1.1.2.8) следует, что для образования воронки критерием подобия является величина

$$DI = m_k V_k \left( \frac{V_k^2}{g d_k} \right)^{1/4} \quad (1.1.2.50)$$

при условии, что выполняется неравенство (1.1.2.9)  $m_k V_k > S_{\text{доп}}$ . Для капель естественных дождей с известными значениями диаметра и скорости капли этот критерий можно использовать следующим образом. Измерения воронки можно проводить для капель искусственного дождя с другими значениями диаметра и скорости падения. Согласно (1.1.2.8), для этих разных капель объёмы воронок будут одинаковыми, если будет выполнено условие

$$DI_{\text{ест}} = DI_{\text{иск}}, \quad (1.1.2.51)$$

где  $DI_{\text{ест}}$  и  $DI_{\text{иск}}$  – значения критерия подобия  $DI$ , соответственно, для капель естественных и искусственных дождей. Для естественных дождей выполняется равенство (1.1.1.2).

## 1.2. Модели поверхностной эрозии почвы

В настоящее время существует большое количество математических моделей поверхностной дождевой эрозии почвы. При разработке этих моделей (как и в других областях знаний) выделены два основных подхода. Первый – эмпирический (результаты измерений аппроксимируют математическими зависимостями). Область применения этих моделей ограничена условиями, для которых были проведены измерения. Второй – физически обоснованный (используют известные физические законы и закономерности, которые могут быть применимы для любых почвенных и климатических условий). Для решения практических задач используют оба подхода.

*Эмпирические модели.* Начало разработки эмпирических моделей для дождевого смыва почвы связывают с работой [159], в которой по результатам дождевания была получена эмпирическая зависимость смыва почвы со стоковых площадок

$$M \sim S^m L^{n-1}, \quad (1.2.1)$$

где  $M$  – среднее количество почвы, потерянной с единицы площади, т/га;  $S$  – уклон площадки;  $L$  – её длина, м;  $m = 1,4$  и  $n = 1,6$ .

Дальнейшие исследования, проведённые в США, привели в конечном итоге к созданию известного эмпирического универсального уравнения потерь почвы (USLE) [158]. Это уравнение и его модификация RUSLE [146] десятилетиями используют в разных странах с разными почвенными и климатическими условиями [21, 57, 133, 143]. Для практического применения в бывшем Советском Союзе и в России были разработаны следующие эмпирические зависимости для расчёта потерь почвы при выпадении дождей

[18, 29, 31, 69]. По аналогии с уравнением USLE эти зависимости представлены в виде

$$M = KR_{run}L^m i^n \prod_{j=1}^N C_j, \quad (1.2.2)$$

где  $M$  – потери почвы с единицы площади, т/га;  $K$  – фактор, учитывающий свойства почвы;  $R_{run}$  – слой стока, мм;  $L$  – расстояние от верха склона, м;  $i$  – уклон склона;  $C_j$  – коэффициенты, учитывающие другие факторы, влияющие на смыв почвы (например, растительность, обработка почвы и др.); символ  $\Pi$  определяет произведение всех коэффициентов  $C_j$ .

В сравнении с разработкой уравнения USLE для этих зависимостей отсутствовали и отсутствуют необходимые данные наблюдений, как для их разработки, так и для их проверки.

*Физически обоснованные модели.* Наличие малого объёма данных натуральных наблюдений в бывшем Советском Союзе и в России привело к разработке физически обоснованных моделей [9, 17, 28, 34, 35, 46, 49, 53, 56, 74, 76, 77, 82, 83, 111, 112, 136, 150]. За рубежом начало разработки физически обоснованных моделей можно связать с работой Р.Е. Хортон [106]. Он определил, что математические модели дождевой эрозии должны включать уравнения впитывающей способности почвы, поверхностного потока воды, отрыва почвенных агрегатов и их транспортировку потоком. Поверхностную эрозию почвы разделили на межручейковую и ручейковую. Такие модели появились позже [132, 135, 147, 155, 156].

### 1.2.1. Критерии подобия дождевых осадков

Введём следующее определение: *дождевые осадки естественные и / или искусственные являются подобными, если при выпадении на одинаковую почву они производят одинаковый эффект.*

Разработка критериев подобия дождевых осадков включает следующие публикации [79, 101, 104, 153]. В метрической системе рассмотрим подробнее эмпирическое уравнение USLE [158]. Это уравнение аппроксимирует очень большой объём измеренных значений потери почвы следующей зависимостью

$$M = EI \times K \times L \times S \times C \times P, \quad (1.2.1.1)$$

где:  $M$  – среднесуточные и средние для длины склона потери почвы с единицы площади, т/(га год);  $EI$  – среднесуточный эрозионный индекс дождей [157], ((т-м/(га год))·(см/час);  $K$  – фактор эродуемости почвы, определяемый потерей почвы при стандартных условиях и нормированный на единицу индекса дождя ( $K = M/EI$  при  $L = S = C = P = 1$ );  $L$  – фактор длины, определяемый отношением потерь почвы для произвольной длины к потерям для стандартной длины (при прочих равных условиях), безразмерный;  $S$  – фактор уклона, который определяется аналогично фактору длины, безразмерный;  $C$  – фактор растительности, определяемый также отношением потерь почвы к потерям при стандартных условиях, безразмерный;  $P$  – фактор,

учитывающий контурную обработку почвы, полосное размещение культур и террасирование, безразмерный.

Размерность «т-м» определяет энергию, выраженную произведением тонны-силы на метр, принятую в [158]. Для стандартной стоковой площадки принята длина 72,6 фута (22,13 м) и уклон 9 % (это средние статистические значения обрабатываемых склонов, где проявляется дождевая эрозия в США). Почва находится в состоянии пара не менее двух лет и вспашка проводится вдоль склона. Величину  $LS$  описывает следующая зависимость

$$LS = (\lambda/72,6)^m [65,41 \sin^2(\theta) + 4,56 \sin(\theta) + 0,065], \quad (1.2.1.1-1)$$

где  $\lambda$  – длина склона в футах,  $\theta$  – угол наклона. Значения параметра  $m$  приведены в табл. 1.2.1.1

Таблица 1.2.1.1 – Значения  $m$  в (1.2.1.1-1)

	Уклон, %			
	> 5	3,5-4,5	1-3	< 1
$m$	0,5	0,4	0,3	0,2

При разработке этого уравнения использованы данные натуральных наблюдений за стоком и смывом почвы объёмом более 10 тысяч годо-площадок, которые были получены на 49 станциях, расположенных на территории США. Развитие растений разделено на стадии по степени проективного покрытия почвы. Для каждой стадии определены значения фактора  $C$ . Для этого были использованы четверть миллиона данных. Расчёт потерь почвы проводят по всем стадиям, а результаты суммируют. Уравнение применимо для склонов с уклонами от 3 % до 18 % и с длиной не более 400 футов (примерно 120 м). При большей длине уравнение завышает потери почвы. Объяснение области применимости уравнения USLE приведено в разделе 1.2.6.

Для оценки среднесуточных потерь почвы необходима продолжительность наблюдений не менее 22 лет. Для одного дождя уравнение USLE не применимо по причине, что перед дождём состояние почвы может быть значительно разным. Также оно не применимо, если на склоне имеется зона депрессии, в которой происходит осаждение (аккумуляция) почвенных агрегатов. Для склонов, уклон которых изменяется вдоль длины, предложена поправка [126]. Эрозионный индекс для одного дождя определён зависимостью

$$EI = 10^{-2} I_{30} \Sigma \Delta E_i, \quad (1.2.1.2)$$

где  $EI$  – эрозионный индекс, (т-м/га)·(см/час);  $I_{30}$  – максимальная средняя интенсивность дождя за 30 минут, см/час;  $\Sigma$  – суммирование по всем интервалам дождя (в пределах каждого интервала интенсивность дождя принята постоянной);  $\Delta E_i$  – кинетическая энергия дождевых капель для  $i$ -го интервала. Множитель  $10^{-2}$  введён для удобства получения рассчитанных значений  $EI$ . Учитывают только дожди со слоем больше половины дюйма (12 мм). Величину  $\Delta E_i$  рассчитывают по равенству

$$\Delta E_i = e_i \Delta h_i, \quad (1.2.1.3)$$

где  $\Delta h_i$  – слой дождя, см. При интенсивности дождя  $I \geq 7,6$  см/час  $e = 288$  (т-м)/(га см). При меньшей интенсивности

$$e = 210 + 89Lg(I), \quad (1.2.1.4)$$

где  $Lg$  – десятичный логарифм.

Из (1.2.1.2) и (1.2.1.1) следует, что разные естественные дожди с одинаковыми значениями эрозионных индексов  $EI$  при выпадении на одинаковую почву производят одинаковые эрозионные потери почвы. Согласно приведённому выше определению, эти естественные дожди подобные, а критерием их подобия является эмпирический эрозионный индекс дождя  $EI$ .

Как любую эмпирическую зависимость, уравнение USLE можно применять только для условий, для которых оно получено, т.е. для почвенных и климатических условий США и для коротких склонов. Чтобы применять это уравнение для условий других стран, необходимо прежде провести его проверку. Для проверки требуются данные натурных наблюдений, аналогичные данным, которые были использованы для условий США. Для условий многих стран, включая бывший Советский Союз и Россию, такие данные для проверки отсутствуют.

Существует понятие «плотность потока энергии»: количество энергии, которое пересекает единицу площади в единицу времени. Используем это понятие для дождевых осадков [79]. Рассмотрим вертикальное падение дождевых капель за произвольный малый интервал времени  $\Delta t$  (с). Для этого интервала времени введём следующие величины:  $W$  – средний объём капли ( $\text{м}^3$ );  $V$  – средняя скорость падения капель ( $\text{м/с}$ );  $n$  – количество капель в единице воздушного пространства ( $\text{м}^{-3}$ ). Все остальные параметры дождя будут выражаться через эти величины. Например, масса капли  $m = \rho W$  ( $\rho$  – плотность воды,  $\text{кг/м}^3$ ); средняя скорость движения массы воды, т.е. интенсивность дождя,  $I = nWV$ ; выпавший за время  $\Delta t$  слой дождя  $\Delta h = I\Delta t$ . Кинетическая энергия капель в единице объема воздушного пространства ( $\text{Дж/м}^3$ ) будет равна

$$n \frac{mV^2}{2}. \quad (1.2.1.5)$$

Плотность потока энергии ( $\text{Дж}/(\text{м}^2 \text{ с})$ ) запишется

$$a = n \frac{mV^2}{2} I. \quad (1.2.1.6)$$

Количество энергии ( $\text{Дж/м}^2$ ), которое пересечёт единицу площади за время  $\Delta t$  (с), будет равно

$$\Delta A = a\Delta t = \frac{1}{2} \rho V I^2 \Delta t. \quad (1.2.1.7)$$

Количество капель, выпавших за время  $\Delta t$  на единицу площади ( $\text{м}^{-2}$ ) поверхности

$$\Delta N = \frac{\Delta h}{W} = \frac{I \Delta t}{W}. \quad (1.2.1.8)$$

Кинетическая энергия капель, которые выпали за  $\Delta t$  на единицу площади, запишется ( $\text{Дж}/\text{м}^2$ )

$$\Delta E = \Delta N \frac{mV^2}{2} = \frac{1}{2} \rho V^2 I \Delta t = e \Delta h, \quad (1.2.1.9)$$

$$e = \frac{1}{2} \rho V^2. \quad (1.2.1.10)$$

Величина  $e$  определяет количество энергии ( $\text{Дж}/(\text{м}^2 \text{ м})$ ), приходящейся на единицу площади и на единицу слоя дождевых осадков. Из (1.2.1.7) и (1.2.1.9) следует, что

$$\Delta A = \Delta E \frac{I}{V}. \quad (1.2.1.11)$$

Величину  $\Delta A$  назвали эрозионной характеристикой дождя для интервала времени  $\Delta t$ ,  $\text{Дж}/\text{м}^2$ . Поскольку интенсивность дождя много меньше скорости капель ( $I \ll V$ ), то из (1.2.1.11) следует, что  $\Delta A \ll \Delta E$ . Учитывая (1.2.1.7) и (1.2.1.11), суммирование по интервалам времени  $\Delta t$ , привело к следующим зависимостям

$$A = \sum \Delta A_i = \sum \Delta E_i \frac{I_i}{V_i} = \frac{1}{2} \rho \sum V_i I_i^2 \Delta t_i. \quad (1.2.1.12)$$

Величина  $A$  является эрозионной характеристикой всего дождя или его некоторой части,  $\text{Дж}/\text{м}^2$ . Из правой части (1.2.1.12) следует, что размерность величины  $A$  определяет размерность  $\Delta E_i$ , которая может иметь  $\text{Дж}/\text{м}^2$  или  $\text{т-м}/\text{га}$ . Физически обоснованная величина  $A$  имеет размерность энергии на единицу площади ( $\text{Дж}/\text{м}^2$ ). Эмпирический индекс  $EI$  имеет размерность  $(\text{т-м}/\text{га})(\text{см}/\text{час})$ . Применим зависимости (1.2.1.12) для искусственных и естественных дождей.

*Искусственные дожди.* Рассмотрим дожди с постоянной интенсивностью, с одинаковым размером капель, падающих на почву с одинаковой скоростью (с одинаковой высотой). Для таких дождей очень просто измерять диаметр, объём и массу капель воды, их скорость падения, интенсивность и продолжительность дождя. В проведённых экспериментах использованы дождевальные установки, создающие такие искусственные дожди. Для них из (1.2.1.12) следует

$$A = \frac{1}{2} \rho V I^2 t, \quad (1.2.1.13)$$

где  $A$  – эрозионная характеристика искусственного дождя,  $\text{Дж}/\text{м}^2$ ;  $\rho$  – плотность воды,  $\text{кг}/\text{м}^3$ ;  $V$  – скорость падения капель,  $\text{м}/\text{с}$ ;  $I$  – интенсивность

дождя, м/с;  $t$  – время от начала дождя, с. Из (1.2.1.13) следует, что разные искусственные дожди могут иметь одинаковые значения  $A$ .

*Естественные дожди.* С точностью 5 % соотношение (1.2.1.4) можно представить зависимостью

$$e = 200I^{0,2}. \quad (1.2.1.14)$$

При  $I \geq 7,6$  см/час примем  $e = 300$  т-м/(га см) (чтобы зависимость  $e$  от  $I$  была непрерывной). Учитывая, что  $e$  (т-м/(га см)) =  $1,02 \times 10^{-2} e$  (Дж/(м<sup>2</sup> м)), а  $V$ (см/час) =  $3,6 \times 10^5 V$ (м/с), приравняем (1.2.1.14) к (1.2.1.10) и решим полученное равенство относительно скорости падения капель  $V$ . В результате получим следующие зависимости: для  $I < 7,6$  см/час  $V = 2,25 \times 10^6 I^{0,1}$  см/час; для  $I \geq 7,6$  см/час  $V = 2,25 \times 10^6 \times 1,22 = 2,75 \times 10^6$  см/час. Зная зависимость  $V$  от  $I$ , соотношение (1.2.1.12) можно записать в следующем виде

$$A = \sum \Delta E_i \frac{I_i}{V_i} = const \sum \Delta E_i b I_i^a, \quad (1.2.1.15)$$

где  $const = 10^{-6}/2,25$ . Это значение связано с переходом от одной размерности к другой, а также числовыми значениями в использованных формулах, например, число 200 в формуле (1.2.1.14). Используя (1.2.1.15), введём величину

$$AI = \frac{10^{-2}}{const} A = 10^{-2} \sum \Delta E_i b I_i^a \quad (1.2.1.16)$$

где  $AI$  имеет размерность т-м/га;  $A$  – эрозионная характеристика дождя (1.2.1.12), Дж/м<sup>2</sup>;  $\Delta E_i$  – кинетическая энергия дождевых капель, т-м/га;  $I_i$  – интенсивность дождя, см/час; при  $I_i < 7,6$  см/час  $b = 1$ ,  $a = 0,9$ , при  $I_i \geq 7,6$  см/час  $b = 0,82$ ,  $a = 1$ . Из (1.2.1.16) следует

$$AI = 10^{-2} \sum \Delta E_i b I_i^a = \sum \Delta AI_i, \quad (1.2.1.17)$$

где  $\Delta AI_i$  – значение индекса за интервал времени  $\Delta t_i = t_i - t_{i-1}$ .

Для всего дождя суммирование проводят по всем интервалам. Также следует

$$AI = 2,3 \times 10^4 A \quad (1.2.1.18)$$

Соотношение (1.2.1.17) представим в следующем виде

$$AI = 10^{-2} I_{ef} \sum \Delta E_i, \quad \text{где } I_{ef} = \frac{\sum \Delta E_i b I_i^a}{\sum \Delta E_i}. \quad (1.2.1.19)$$

Учитывая, что значения  $a$  и  $b$  равны или близки к 1, величину  $I_{ef}$  можно приближённо принять средневзвешенной интенсивностью естественного дождя. При  $I_{ef} = I_{30}$  выполняется численное равенство

$$AI = EI. \quad (1.2.1.20)$$

Это означает, что величина  $AI$  в равенстве (1.2.1.20) является физическим обоснованием эмпирического индекса  $EI$ . Поэтому величину  $AI$

назвали физически обоснованным эрозионным индексом естественных дождей, имеющим размерность (т-м/га). Равенство (1.2.1.18) для одинаковой почвы даёт возможность переходить от функции для естественных дождей  $F(AI)$  к функции для искусственных дождей  $F(2,3 \times 10^4 A)$ . И, наоборот, от функции для искусственных дождей  $F(A)$  можно переходить к функции для естественных дождей  $F(AI/(2,3 \times 10^4))$ . Т.е. полученную функцию  $F(A)$  при дождевании (для искусственного дождя) можно использовать для естественных дождей. Для этого необходимо прежде проверить равенство (1.2.1.20) по результатам измерения естественных дождей. В силу свойства аддитивности равенства (1.2.1.17) и (1.2.1.18) справедливы для среднееголетних значений  $AI$  и  $A$ , их размерность будет, соответственно, т-м/(га год) и Дж/(м<sup>2</sup> год).

Проверка равенства  $AI = EI$  (1.2.1.20) для среднееголетних значений. В таблице 1.2.1.1 представлены рассчитанные значения этих индексов для дождей, зарегистрированных на разных метеостанциях.

Таблица 1.2.1.1 – Рассчитанные значения эрозионных индексов дождей  $AI$  и  $EI$

	Россия			Италия
	ЦЧР	Ставропольский край	Краснодарский край	Остров Сардиния
Период наблюдений, лет	30	25	21	7
Количество дождей	196	233	237	38
Уравнение регрессии для единичных дождей	$AI = 1,0EI$	$AI = 0,98EI$	$AI = 0,78EI$	$AI = 0,86EI$
Коэффициент детерминации $R^2$	0,89	0,88	0,93	0,87
Среднееголетние значения:				
$AI; EI$	46,7; 44,1	79,2; 78,6	89,2; 99,7	35,9; 36,8
$AI / EI$	1,06	1,01	0,89	0,97

Размерности: (т-м/га) для  $AI$ , (т-м/га)·(см/час) для  $EI$ .

Из данных таблицы 1.2.1.1 для четырёх метеостанций следует  $AI/EI = 0,98 \pm 0,07$  (соответственно, среднее значение и стандартное отклонение). Это является основанием для: 1) принятия равенства  $AI = EI$  (1.2.1.20); 2) возможной замены в уравнении USLE (1.2.1.1) эмпирического индекса  $EI$  (эмпирического критерия подобия естественных дождей) на физически обоснованный индекс  $AI$  (физически обоснованный критерий подобия этих же дождей). При равенстве  $AI = EI$  равенство (1.2.1.18) определяет величину  $A$  как физически обоснованный критерий подобия для искусственных дождей. Равенство (1.2.1.18) обеспечивает нахождение подобных дождей среди естественных и/или искусственных дождей. Подобие дождевых осадков является теоретической основой для разработки методов физического моделирования для исследования дождевой эрозии почвы. Эти методы



основаны на сопоставлении двух объектов. Первый – оригинал, второй – его физическая модель. При определённых условиях результаты измерения, полученные на модели, можно использовать для оригинала. Эти условия определяют критерии подобия. Например, в аэродинамических трубах продувают физические модели, которые являются уменьшенными копиями оригиналов – самолётов. Полученные результаты измерений на модели можно использовать для самолётов. Методы физического моделирования могут обеспечивать очень большое сокращение затрат на проведение экспериментальных исследований. В нашем случае оригинал – естественные дожди, а их физические модели – искусственные дожди. Применение методов физического моделирования изложено в разделе 4.3.

Сток дождевой воды и смыв почвы, как правило, не начинается одновременно с дождём. На рисунке 1.2.1.1 показана зависимость его интенсивности от времени для естественного дождя, выпавшего 29.06.1972 г. на Молдавской воднобалансовой станции (ВБС).

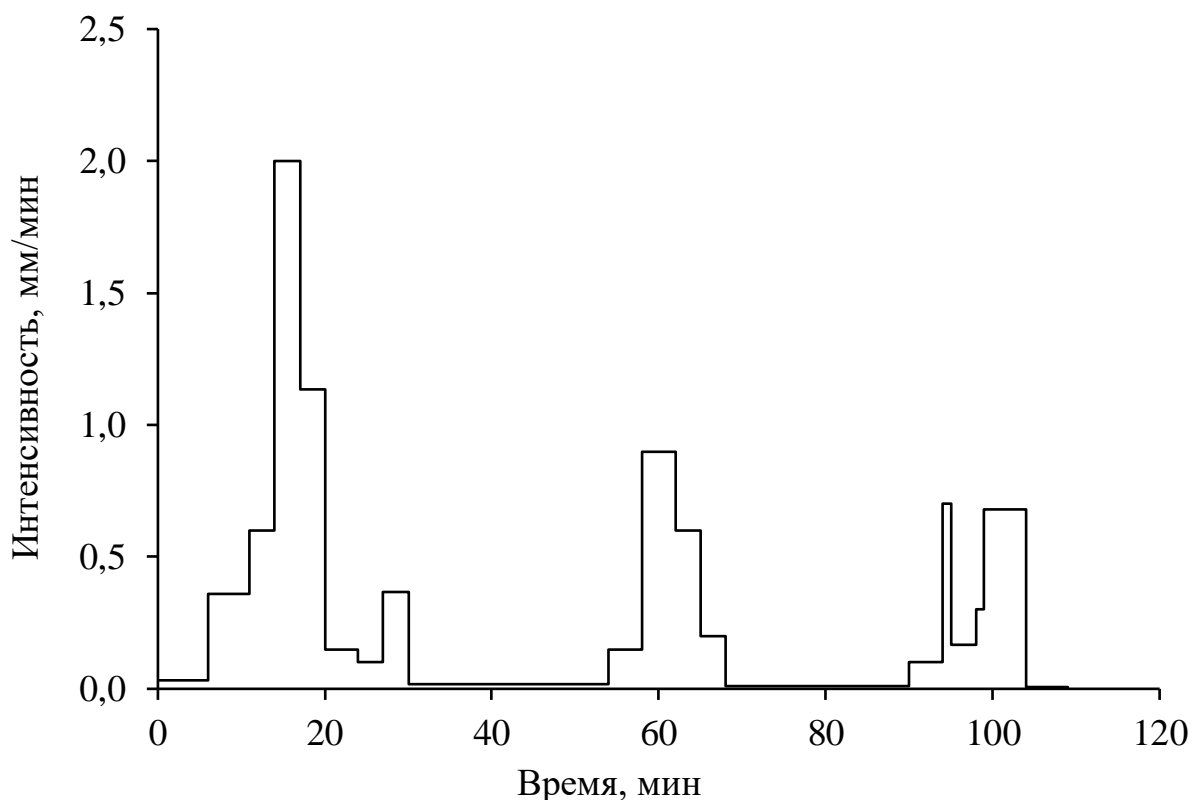


Рисунок 1.2.1.1 – Зависимость интенсивности дождя от времени (29.06.1972 г., Молдавская ВБС)

Для естественных дождей изменение интенсивности во времени (рис. 1.2.1.1) представляют ступенчатой зависимостью, разделённую на интервалы времени  $\Delta t_i = t_i - t_{i-1}$ . Для расчёта кумулятивных значений  $AI(t_i)$  в (1.2.1.17) суммирование необходимо проводить до времени  $t_i$ . Для искусственных дождей эрозионная характеристика  $A$  (1.2.1.13) имеет смысл кумулятивных значений.

При проведении дождей получают зависимости от эрозионной характеристики  $A$ . В соответствии с (1.2.1.18), заменив эту характеристику на эрозионный индекс естественных дождей, получают зависимость для этих дождей.

Дождь на рисунке 1.2.1.1 практически представляет собой три дождя, следовавших друг за другом. На рисунке 1.2.1.2 представлена зависимость кумулятивного смыва почвы от эрозионного индекса  $AI$  того же дождя, выпавшего на стоковую площадку длиной 40 м, шириной 20 м и уклоном 11 %, занятую посевами кукурузы.

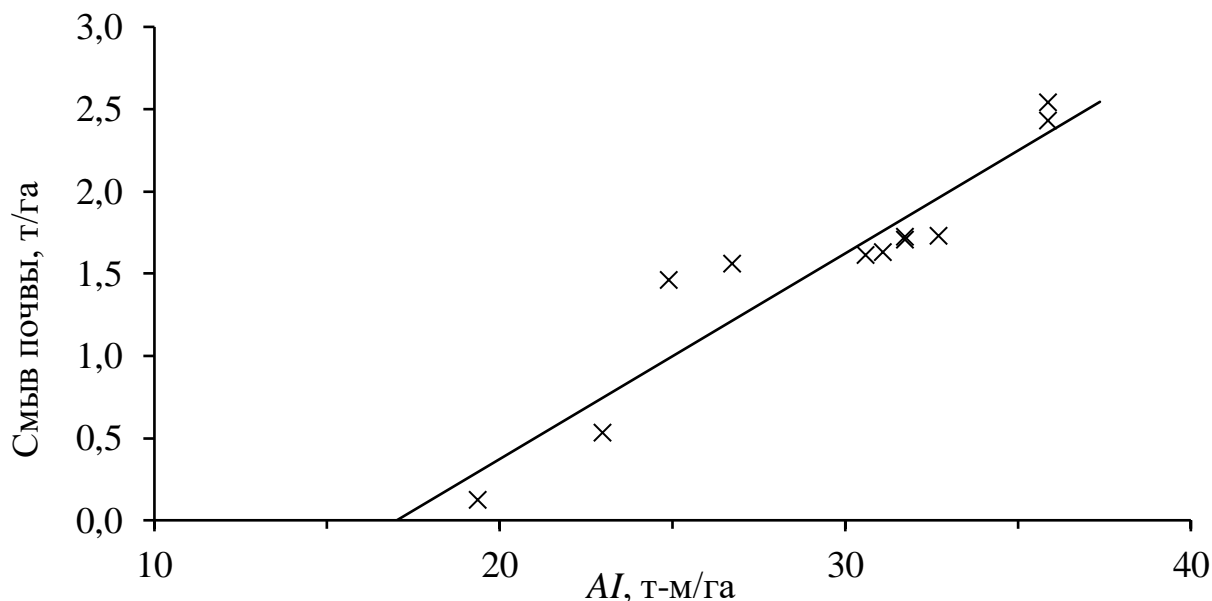


Рисунок 1.2.1.2 – Зависимость кумулятивного смыва почвы от эрозионного индекса дождя  $AI$ :  $\times$  – измерение; прямая линия – уравнение регрессии

При коэффициенте детерминации  $R^2 = 0,88$  уравнение регрессии является линейным

$$M = 0,125(AI - AI_{cr}), \quad (1.2.1.21)$$

где  $M$  – смыв почвы с площадки, т/га;  $AI_{cr} = 17,0$  т-м/га – критическое значение  $AI$ , при превышении которого начинается смыв почвы. Согласно равенству (1.2.1.20),  $EI_{cr} = AI_{cr}$ . Следовательно, в уравнении USLE (1.2.1.1) для одного дождя необходимо  $EI$  заменить на  $(EI - EI_{cr})$ . Отсутствие  $EI_{cr}$  в уравнении USLE показывает, что для условий США, где применимо это уравнение, среднееголетнее значение  $EI$  много больше среднегоголетнего значения  $EI_{cr}$ . Из сравнения рисунков 1.2.1.1 и 1.2.1.2 следует: при очень резком изменении интенсивности дождя во времени зависимость смыва почвы от индекса  $AI$  остаётся линейной.

На рисунке 1.2.1.3 представлены результаты измерения смыва почвы при дождевании (искусственный дождь) стоковой площадки длиной 5 м, шириной 1 м, уклон 3,5 %. Почва (чернозём тяжелосуглинистый) в состоянии пара, её исходная влажность в слое 0-40 см соответствовала 0,7-0,8 наименьшей полевой влагоёмкости. Капли дождя диаметром 4,2 мм падали с высоты 2 м,

интенсивность дождя была постоянной  $I = 1,88$  мм/мин. Стоковая площадка расположена в Курской области Центрально-Чернозёмного региона (ЦЧР).

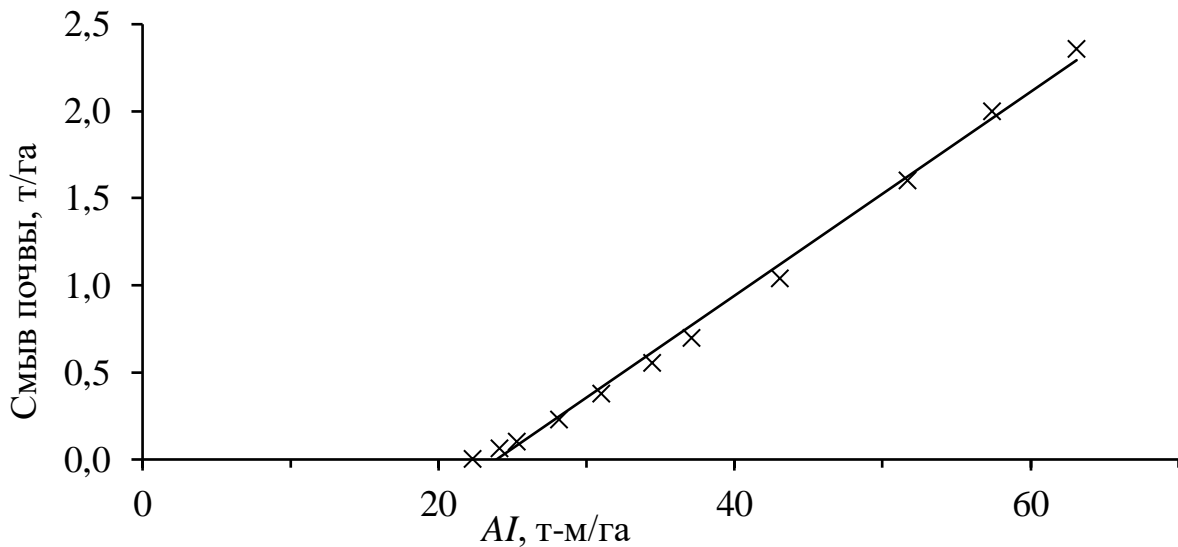


Рисунок 1.2.1.3 – Зависимость кумулятивного смыва почвы от эрозионного индекса дождя  $AI$  при дождевании стоковой площадки:  $\times$  – измеренные значения; прямая линия – уравнение линейной регрессии

При коэффициенте детерминации  $R^2 = 0,99$  уравнение линейной регрессии

$$M = 0,059(AI - AI_{cr}), \quad (1.2.1.21)$$

где  $AI_{cr} = 23,9$  т-м/га. Зависимость на рисунке 1.2.1.3 является типичной зависимостью, которые получали по результатам дождевания стоковых площадок. Значения  $AI_{cr}$  были разные, их необходимо учитывать.

Был проведён анализ дождей, которые зарегистрированы на Нижнедевицкой воднобалансовой станции за 30 лет (Воронежская область ЦЧР). Установлено: из 196 дождей (со слоем больше 10 мм) только у 9 дождей значения  $AI > AI_{cr} = 23,9$  т-м/га. Это означает, что для 187 дождей не будет потерь (смыва) почвы. Учитывая, что среднемноголетние значения  $AI = EI$ , приходим к выводу: применение уравнения USLE в виде (1.2.1.1) для почвенных и климатических условий ЦЧР приведёт к завышению эрозионных потерь почвы, связанному с почвенно-климатическими условиями ЦЧР (для 187 дождей не будет смыва почвы). К этому добавим ещё указанные выше следующие причины завышения: при длине склона больше 120 м уравнение USLE завышает потери почвы (в ЦЧР длина склона может достигать 1 км и больше); на склоне должны отсутствовать зоны отложения почвенных агрегатов (на длинных склонах ЦЧР такие зоны могут быть при уменьшении уклона или при изменении агрофона). Область применения этого уравнения ещё ограничена интервалом уклонов (3-18) %. Всё это для условий ЦЧЗ может привести к недостоверным результатам расчёта по уравнению USLE.

### 1.2.2. Гидромеханическая модель

Часть выпадающих дождевых осадков впитывает почва, другая часть формирует поверхностный поток, который, в свою очередь, производит отрыв и перенос почвенных агрегатов [76, 78]. В данном разделе для описания этих процессов использованы уравнения гидромеханики.

Поверхностный дождевой поток воды. Рассмотрим однородный водосбор, который можно представить склоном с одинаковой или переменной шириной [43]. Для случая одномерной геометрии запишем уравнение непрерывности при выпадении дождя на поверхность почвы

$$\frac{\partial(bh)}{\partial t} + \frac{\partial(bVh)}{\partial x} = b(I - F), \quad (1.2.2.1)$$

где  $h$ ,  $V$  – глубина (м) и средняя скорость потока, м/с;  $t$  – время, с;  $b$  – ширина водосбора (м) на расстоянии  $x$  (м) от его верха (для склона величину  $b$  часто принимают постоянной);  $I$ ,  $F$  – соответственно интенсивность дождя и впитывания воды почвой, м/с.

С позиции эрозионных процессов (при ударе дождевых капель о поток) наибольший интерес представляет турбулентное течение воды. Рассмотрим такое движение воды по наклонной плоскости [75]. Ось  $X$  направим вниз поверхности, а ось  $Y$  – перпендикулярно вверх. Для этого случая уравнение Рейнольдса запишется

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = g \sin(\beta) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \nu \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \\ + \frac{1}{\rho} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( -\overline{\rho u' u'} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( -\overline{\rho u' v'} \right) \right]. \end{aligned} \quad (1.2.2.2)$$

где  $u$ ,  $v$  – усреднённые по времени проекции вектора скорости на оси  $X$  и  $Y$ ;  $u'$ ,  $v'$  – соответственно проекции пульсационной скорости;  $t$  – время;  $g$  – ускорение поля тяжести;  $\beta$  – угол наклона поверхности;  $\rho$  – плотность воды;  $P$  – давление;  $\nu$  – коэффициент кинематической вязкости. Верхняя черта означает усреднение по времени.

Поскольку движение турбулентное, то слагаемым в (1.2.2.2), описывающим трение за счёт вязкости, можно пренебречь. Для случаев, представляющих интерес с позиции формирования поверхностного стока и смыва почвы, оценим порядки величин в уравнении (1.2.2.2).  $\sin(\beta) \sim 10^{-2}$ – $10^{-1}$ , интенсивность дождя  $I \sim 10^{-7}$ – $10^{-5}$  м/с, смыв почвы начинается с расстояния от водораздела  $x \sim 10$  м, а максимальная длина склона  $x \sim 10^3$  м. Допустимая донная скорость потока  $u_{дон.} \sim 10^{-1}$  м/с, скорость самого потока  $u \sim 1$  м/с, его глубина  $h \sim 10^{-3}$  м. Характерное время изменения скорости определяется временем изменения интенсивности дождя, т.е. несколькими минутами ( $t \sim 10^2$  –  $10^3$  с). Порядок величин, входящих в уравнение Рейнольдса, оценим с помощью следующих соотношений

$$\frac{\partial u}{\partial t} \sim \frac{u}{t}; u \frac{\partial u}{\partial x} \sim \frac{u^2}{x}; v \frac{\partial u}{\partial y} \sim I \frac{u}{h}; \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \sim \frac{gh}{x}.$$

Подставляя полученные оценки значений параметров, получим, что эти величины на 2-4 порядка меньше по сравнению с  $g \sin(\beta)$ . Следовательно, ими можно пренебречь.

Теперь рассмотрим величины, содержащие пульсационные скорости. Согласно теории Прандтля [48]

$$u' = l' \frac{\partial u}{\partial y}; v' = -\alpha u',$$

где  $l'$  – мгновенная длина пути смещения,  $\alpha$  – положительный коэффициент пропорциональности. Примем, что  $\alpha \sim 1$  и, учитывая неравенство  $x \gg h$ , получим соотношение

$$\left| \frac{\partial}{\partial x} (\overline{u' u'}) \right| \ll \left| \frac{\partial}{\partial y} (\overline{u' v'}) \right|.$$

Таким образом, уравнение Рейнольдса сводится к приближённому уравнению

$$\frac{\partial}{\partial y} \left( l' \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 = -g \sin(\beta), \quad (1.2.2.3)$$

где  $l'^2 = \alpha \overline{l'^2}$ . Граничные значения для открытого потока запишутся: на дне при  $y = 0$  значение  $u = 0$ , на его поверхности при  $y = h$  значение  $\frac{\partial u}{\partial y} = 0$ .

Поскольку удар дождевых капель производит дополнительную турбулентность, введём две переменные:  $l_f$  – длина пути смещения, обусловленная непосредственно самим потоком,  $l_d$  – аналогичная длина, но связанная с ударом капель. Усреднённая по времени длина пути запишется  $l = (l_f \tau_f + l_d \tau_d) / (\tau_f + \tau_d)$ , где  $\tau_d$  – продолжительность пульсации от удара капли о поток,  $\tau_f$  – продолжительность между ударами капель. Для малых глубин потока приближенно  $\tau_d = c_d d / V_d$ , здесь  $V_d$  – скорость падения капли;  $d$  – её диаметр;  $c_d$  – коэффициент пропорциональности. Если дождь имеет интенсивность  $I$  и диаметр капель  $d$ , то величина  $\tau_f$  может быть выражена зависимостью  $\tau_f = d^3 / 6IR^2$  [75], здесь  $R$  – эффективный радиус действия удара капли по отношению к длине смещения. Учитывая, что  $d \sim 10^{-3}$  м,  $V_d \sim 10$  м/с,  $d \leq R_i \leq 10^{-1}$  м, и принимая  $c_d \sim 1$ , получим следующее неравенство  $\tau_f \gg \tau_d$ . В таком случае приближенно

$$l = l_f + l_d \frac{\tau_d}{\tau_f}. \quad (1.2.2.4)$$

В отношении  $l_f$  и  $l_d$  выдвинута гипотеза (это является необходимым элементом теории Прандтля), что

$$l_f = c_f \Delta \left( \frac{y}{\Delta} \right)^\alpha \sqrt{1 - \frac{y}{h}}, \quad l_d = \delta \left( \frac{y}{\Delta} \right)^\alpha \sqrt{1 - \frac{y}{h}}, \quad (1.2.2.5)$$

где  $c_f$ ,  $\alpha$ ,  $\delta$  – неизвестные пока параметры. Средний размер выступов шероховатости  $\Delta$  зависит от среднего диаметра  $d_a$  водопрочных агрегатов [35]

$$\Delta = 0,7d_a. \quad (1.2.2.6)$$

Выражение (1.2.2.4) с учетом (1.2.2.5) можно представить в виде

$$l = l_0 \left( \frac{y}{\Delta} \right)^\alpha \sqrt{1 - \frac{y}{h}}, \quad l_0 = c_f \Delta + \frac{6Ic_d R_l^2}{V_d d^2}. \quad (1.2.2.7)$$

Интегрирование уравнения (1.2.2.3) с принятыми граничными условиями и с учётом зависимости (1.2.2.7) приводит к следующему распределению скорости по глубине потока

$$u = \frac{\Delta \sqrt{gh \sin(\beta)}}{l_0(1-\alpha)} \left( \frac{y}{\Delta} \right)^{1-\alpha}. \quad (1.2.2.8)$$

Средняя по глубине скорость потока запишется

$$V = \frac{1}{h} \int_0^h u(y) dy = \frac{\Delta \sqrt{gh \sin(\beta)}}{l_0(1-\alpha)(2-\alpha)} \left( \frac{h}{\Delta} \right)^{1-\alpha}. \quad (1.2.2.9)$$

Для описания дождевых потоков воды на склонах используют формулу Шези-Маннинга

$$V = C \sqrt{hi}, \quad \text{где } C = \frac{h^{1/6}}{n}, \quad (1.2.2.10)$$

где  $n$  – коэффициент шероховатости,  $i$  – уклон поверхности (при малых значениях можно принять  $i = \sin(\beta)$ .) Потребуем, чтобы для частного случая, когда отсутствует дождь, зависимость (1.2.2.9) совпала с формулой Шези-Маннинга. При этом используем соотношение В.Н. Гончарова [20]

$$\Delta^{1/6} = 22,2n. \quad (1.2.2.11)$$

В результате получим:  $\alpha = 5,6$ ,  $c_f = 0,72$ .

Для естественных дождей приближённо выполняется соотношение [51]

$$d = 1,06I^{0,2}, \quad (1.2.2.12)$$

где  $d$  – диаметр капель, мм:  $I$  – интенсивность дождя, мм/час.

Используя их, в системе СИ  $l_0$  можно записать в следующем виде

$$l_0 = c_f \Delta \left( 1 + 9,3 \times 10^2 a \frac{\sqrt{I}}{\Delta} \right),$$

где  $a = c_f \delta R_l^2$ , т. е. три неизвестные величины заменяются одной.

С целью учёта концентрации воды в ручейковой сети (раздел 1.2.4) в формулу Шези введён [34] коэффициент  $m$ , т.е.  $V = mC \sqrt{hi}$ . Принимая во

внимание изложенное выше, можно записать выражение для средней скорости потока

$$V = \frac{mh^{1/6}}{n(1 + 9,3 \times 10^2 a \sqrt{I} / \Delta)} \sqrt{h \sin(\beta)}. \quad (1.2.2.13)$$

Распределение скорости потока по глубине (1.2.2.8) будет иметь следующий вид

$$u = 1,2 \frac{my^{1/6}}{n(1 + 9,3 \times 10^2 a \sqrt{I} / \Delta)} \sqrt{h \sin(\beta)}. \quad (1.2.2.14)$$

Выражение (1.2.2.13) можно рассматривать как обобщение формулы Шези-Маннинга на склоновые потоки с учётом ударного действия дождевых капель, которое приводит к дополнительному торможению потока. Уравнения (1.2.2.1) и (1.2.2.13) относят к типу уравнений, известных под названием уравнений кинематической волны [137].

Впитывание воды почвой. Теперь рассмотрим впитывание дождевой воды в почву. Для описания движения воды в почве используется одномерное уравнение влагопереноса в ненасыщенных средах

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [D(\Theta) \frac{\partial \Theta}{\partial z} - K(\Theta)], \quad (1.2.2.15)$$

где  $\Theta$  – объёмная влажность почвы;  $z$  – координата, направленная вниз;  $D(\Theta)$ ,  $K(\Theta)$  – диффузивность и гидравлическая проводимость почвы, для которых использованы следующие зависимости [30, 43]

$$K(\Theta) = K_n \left( \frac{\Theta - \Theta_{\min}}{\Theta_{\max} - \Theta_{\min}} \right)^{3,5}, \quad (1.2.2.16)$$

$$D(\Theta) = K(\Theta) \Psi_b \frac{(\Theta_{\max} - \Theta_{\min})^{0,25}}{(\Theta - \Theta_{\min})^{1,25}}, \quad (1.2.2.17)$$

где  $K_n$  – коэффициент фильтрации;  $\Theta_{\max}$  – максимальная влагоёмкость почвы;  $\Theta_{\min}$  – минимальная влагоёмкость почвы (влажность завядания);  $\Psi_b$  – потенциал барботирования. Заметим, что при выпадении дождя вместо коэффициента фильтрации  $K_n$  необходимо брать коэффициент установившегося впитывания  $K_{уст.}$ , измеренный при дождевании.

Приближённо значение  $\Psi_b$  можно вычислить по формуле [42]

$$\Psi_b = \Psi_{NB} \left( \frac{NB}{\Theta_{\max}} \right)^{3,46}, \quad (1.2.2.18)$$

здесь  $NB$  – наименьшая полевая влагоёмкость;  $\Psi_{NB}$  – потенциал, соответствующий этой влагоёмкости, его средние значения следующие: песчаные почвы –  $10^2$  см, суглинистые –  $3 \times 10^2$  см, глинистые –  $10^3$  см.

Условия на поверхности почвы. Если влажность почвы на поверхности будет меньше  $\Theta_{\max}$ , то скорость впитывания воды в почву равняется интенсивности дождя  $I$ , т.е.

$$F = I. \quad (1.2.2.19)$$

Если при расчёте окажется, что  $\Theta > \Theta_{\max}$ , то принимается  $\Theta = \Theta_{\max}$  и скорость впитывания описывается следующей зависимостью

$$F = -D(\Theta) \frac{\partial \Theta}{\partial z} + K(\Theta). \quad (1.2.2.20)$$

По этой же зависимости рассчитывается впитывание, если на поверхности почвы имеется слой воды.

Начальное условие. Для начального момента ( $t = 0$ ) задается распределение влажности почвы по глубине

$$\Theta(z, t = 0) = \Theta_0(z). \quad (1.2.2.21)$$

Нижнее граничное условие, например, при достаточно глубоком залегании грунтовых вод, определяется постоянным значением влажности почвы, т.е.

$$\Theta(z=z_{\max}, t) = \Theta_0(z_{\max}). \quad (1.2.2.22)$$

Таким образом, изложенные выше уравнения и зависимости описывают впитывание дождевой воды в почву и движение её по поверхности.

Отрыв почвенных агрегатов. Для их отрыва использована зависимость Ц.Е. Мирцхулавы [53]

$$q = 1,1 \times 10^{-6} \gamma \omega d_a \left( \frac{V_{\Delta}^2}{V_{\Delta, \text{дон}}^2} - 1 \right), \quad (1.2.2.23)$$

где  $q$  – отрыв потоком воды почвенных агрегатов с единицы площади в единицу времени, кг/(м<sup>2</sup> с);  $\gamma$  – объёмная масса почвенных агрегатов (кг/м<sup>3</sup>);  $V_{\Delta}$  – донная скорость потока, м/с;  $V_{\Delta, \text{дон}}$  – донная допустимая (неразмывающая) скорость потока, м/с;  $\omega$  – частота пульсаций донной скорости непосредственно самого потока:  $\omega = 10 \text{ с}^{-1}$ . Отрыв происходит при  $V_{\Delta} > V_{\Delta, \text{дон}}$ .

Для частоты пульсаций  $\omega$  принята зависимость [78]

$$\omega = \omega_f + \omega_d = 10^{-5} \text{Re}^{3/2} \frac{V_{\Delta}}{\Delta} + 6 \frac{IR_{\omega}^2}{d^3}, \quad (1.2.2.24)$$

где  $\omega_f$  – пульсации непосредственно самого потока, с<sup>-1</sup>;  $\omega_d$  – пульсации, вызванные ударом дождевых капель о поток, с<sup>-1</sup>;  $\text{Re}$  – число Рейнольдса, безразмерное;  $I$  – интенсивность дождя, м/с;  $R_{\omega}$  – радиус воздействия удара капель о поток воды, м;  $d$  – диаметр капель дождя, м. Донная скорость определяется из (1.2.2.14) при  $y = \Delta$

$$V_{\Delta} = 1,2 \frac{m\Delta^{1/6}}{n(1 + 9,3 \times 10^2 a \sqrt{I} / \Delta)} \sqrt{h \text{Sin}(\beta)}. \quad (1.2.2.25)$$

Численные расчеты, проведенные для случаев, когда естественные дожди вызывали заметный смыв почвы, показали, что  $\omega_f \ll \omega_d$ , т.е. пульсации



практически обусловлены только ударным воздействием капель на поток воды.

Транспортирующая способность потока. Насыщение потока наносами ограничивается его транспортирующей способностью. Для неё принята зависимость [148]

$$T = C_{max}hV = K_t \rho g \sin(\beta) hV, \quad (1.2.2.26)$$

где  $T$  – транспортирующая способность, кг/(м с);  $K_t$  – эмпирическая константа, характеризующая свойства наносов;  $\rho$  – плотность воды. Из (1.2.2.26) следует

$$C_{max} = K_t \rho g \sin(\beta). \quad (1.2.2.27)$$

Значение  $K_t$  оценивается по натурным данным или экспериментально. В первом случае выбирается водосбор, на котором в нижней части (перед водосливом) уклон поверхности уменьшается, обеспечивая тем самым максимальную концентрацию наносов. Например, для легкосуглинистого чернозема (лог Придорожный, Богуславская ВБС) при выпадении дождя 30.05.1973 г. (на второй день после посева кукурузы) при смыве почвы 8,7 т/га максимальная концентрация  $C_{max} = 83$  кг/м<sup>3</sup>. Уклон в нижней части водосбора уменьшился до 0,014. Из (1.2.2.27) следует, что приблизительно  $K_t = 0,6$  с<sup>2</sup>/м.

Во втором случае значение  $K_t$  может быть оценено по результатам дождевания, когда концентрация наносов достигает максимального значения. Например, в [99] описывается дождевание с использованием напуска воды (почва – чернозём тяжелосуглинистый, уклон 0,064). Максимальная концентрация была приблизительно в интервале 80-100 кг/м<sup>3</sup>. Следовательно,  $K_t = 0,14$  с<sup>2</sup>/м.

Смыв почвы и отложение наносов. Уравнение неразрывности для твёрдой фазы записывается

$$\frac{\partial(Chb)}{\partial t} + \frac{\partial(CVhb)}{\partial x} = D(x,t)b, \quad (1.2.2.28)$$

где  $C$  – концентрация наносов в потоке;  $D(x,t)$  – интенсивность отрыва (или отложения) почвенных частиц, которая определяется следующим выражением

$$D(x,t) = \min \left\{ q(x,t), \left| \frac{\partial T}{\partial x} \right| \right\}. \quad (1.2.2.29)$$

при  $C < C_{max}$   $D(x,t) = q(x,t)$ , а при  $C \geq C_{max}$   $D(x,t) = \partial T / \partial x$ . Отрицательные значения  $D(x,t)$  означают, что происходит отложение наносов.

Алгоритм расчёта. Сначала решаются уравнения кинематической волны и влагопереноса. В первом случае используется двухшаговая конечно-разностная схема Лакса-Вендрофа [43]. Водосбор представляется в виде каскада плоских площадок (склона) с переменными шириной и уклоном [134]. Во втором случае применяется неявная конечно-разностная схема с использованием метода прогонки [62].

В результате в узловых точках  $\{x_k, t_i\}$  рассчитываются глубина потока  $h(x_k, t_i)$  и скорость  $V(x_k, t_i)$ . Далее, используя полученное решение, по формуле

(1.2.2.23) рассчитывается интенсивность отрыва почвенных частиц  $q(x_k, t_i)$ . После этого, при известных значениях  $h(x_k, t_i)$ ,  $V(x_k, t_i)$  и  $q(x_k, t_i)$ , решается уравнение неразрывности для твёрдой фазы (1.2.2.28), используя явную конечно-разностную схему. В результате рассчитывается распределение смыва (отложения наносов) вдоль склона.

Для расчёта потерь почвы  $Q$  с поверхности водосбора используется выражение

$$Q = \int_0^{t_c} dt \int_{S_{эфф}} D(x, t) dS, \quad (1.2.2.30)$$

где  $S_{эфф}$  – эффективная площадь водосбора;  $t_c$  – продолжительность стока. Слой стока воды  $Y$  рассчитывается через расход в замыкающем створе водосбора

$$Y = \frac{1}{S_{эфф}} \int_0^{t_c} V(x=L, t) h(x=L, t) b(x=L) dt, \quad (1.2.2.31)$$

здесь  $L$  – координата  $x$  замыкающего створа. При численном интегрировании используется правило трапеции.

Оценка неизвестных параметров  $a = c_f \delta R_i^2$  и  $R_\omega$ . По своему смыслу они не зависят от природно-климатических условий. От параметра  $a$  зависит форма гидрографа в замыкающем створе. Для оценки его значения был отобран наиболее надёжный измеренный гидрограф 10.08.1977 г. на логу Малютка Нижнедевицкой ВБС. Наилучшее совпадение наблюдалось при  $a = 1,9 \times 10^{-5} \text{ м}^3$ , которое и использовалось в дальнейшем.

Значение  $R_\omega$  оценивалось из условия минимума

$$\varepsilon = 100\% \frac{\sum |Q_{i, расч.} - Q_{i, изм.}|}{\sum Q_{i, изм.}}, \quad (1.2.2.32)$$

где  $Q_{i, расч.}$ ,  $Q_{i, изм.}$  – соответственно рассчитанные и измеренные значения смыва почвы. Величина  $\varepsilon$  является критерием точности модели. По материалам наблюдений Молдавской и Богуславской ВБС было получено, что наименьшее значение  $\varepsilon = 30\%$  достигалось при  $R_\omega = 0,17$  м. С другой стороны, это означает, что точность модели оценивается примерно 30%. Проверка модели по расчёту слоя стока приведена в следующем разделе 1.2.3.

Необходимо отметить, что, при разработке гидромеханической модели дождевой эрозии потребовалось небольшое количество натуральных данных по смыву почвы. Это является важным моментом, поскольку для условий России отсутствуют многолетние данные по смыву почвы для разных вариантов землепользования.

Исходные данные для модели. Значения основных параметров почвы берутся из различных справочников или рассчитываются по приведённым выше формулам. Исключение составляют  $V_{\Delta, доп}$  и коэффициент шероховатости  $n$ .

Значение  $V_{\Delta, \text{дон}}$  зависит как от свойств почвы, так и от вида и степени развития растений. При отсутствии растительности значения  $V_{\Delta, \text{дон}}$  определяются экспериментально по методике [54, 36, 78]. Ориентировочные их значения приведены в таблице 1.2.2.1.

Таблица 1.2.2.1 – Значения  $V_{\Delta, \text{дон}}$  [54]

Почва	Допустимая скорость $V_{\Delta, \text{дон}}$ , м/с			
	Объёмная масса почвы, т/м <sup>3</sup>			
	<1,2	1,2-1,65	1,65-2,04	2,04-2,14
Суглинки	0,12	0,25	0,40	0,60
Песчаная и супесчаная	0,10	0,15	–	–

Влияние растительности учитывается следующим образом. Время вегетации разбивается на ряд периодов (табл. 1.2.2.2), в пределах которых значения  $V_{\Delta, \text{дон}}$  принимаются постоянными.

Таблица 1.2.2.2 – Периоды вегетации [54]

№ периода	Характеристика периода
1	Почва в состоянии пара (от вспашки до посева)
2	Обработка слоя заделки семян (до одного месяца после посева)
3	Развитие растений (от одного до двух месяцев после весеннего или летнего периода, для озимых культур этот период включает зимние месяцы)
4	Рост и созревание (до уборки урожая)
5	Стерня (с момента уборки до вспашки и нового посева; если ранее были многолетние травы или зерновые культуры, кроме кукурузы, то предполагается, что этот период после уборки длится два месяца, а по окончании их растительность классифицируется как луговая), на поле оставлены остатки.
6	Те же условия, что и для периода 5, но на поле оставлено жнивье.

Чтобы оценить значение  $V_{\Delta, \text{дон}}$  для растительности, необходимо полученное значение для почвы умножить на коэффициенты, представленные в таблице 1.2.2.3.

Значения коэффициентов шероховатости  $n$  приводятся в таблице 1.2.2.4, а значения коэффициентов  $m$  – в таблице 1.2.2.5.

Таблица 1.2.2.3 – Поправочные коэффициенты для  $V_{\Delta, \text{дон}}$  [54]

№	Растительность	Номер периода					
		1	2	3	4	5	6
1	Почва в состоянии пара	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
2	Кукуруза	1,0	1,05	1,1	1,2	1,2	1,1
3	Кукуруза с междурядным посевом бобовых	1,0	1,1	1,15	1,25	1,25	–
4	Зерновые с травами в междурядьях при сохранении пожнивных остатков на поверхности	1,0	1,5	2,0	2,5	1,5	–
5	Многолетние травы	1,0	2,0	2,5	3,0	2,5	–
6	Хлопок	1,0	1,15	1,15	1,2	1,2	–

Таким образом, гидромеханическая модель описывает динамику стока и смыва почвы при выпадении единичного дождя на однородные водосборы, которые можно представить склонами с переменной шириной.

Таблица 1.2.2.4 – Значения коэффициентов шероховатости  $n$  [72]

Агрофон	Номер периода					
	1	2	3	4	5	6
Почва в состоянии пара	0,025	-	-	-	-	-
Пропашные	0,025	0,030	0,035	0,045	0,035	0,035
Зерновые (густопокровные)	0,025	0,030	0,040	0,050	0,040	0,040
Многолетние травы	0,025	0,030	0,035	0,050	0,035	0,035

Таблица 1.2.2.5 – Значения коэффициента  $m$  [55]

Состояние поверхности	Направление обработки	Коэффициент $m$
Тщательно выровненная	Поперечная	1,5
	Продольная	2,0
Средне выровненная	Поперечная	2,0
	Продольная	2,5
Плохо выровненная	Поперечная	2,5
	Продольная	3,0

### 1.2.3. Имитационная модель

Гидромеханическая модель разработана для единичного дождя. При проектировании противоэрозионных мер необходимо оценивать среднемноголетний смыв почвы, т.е. смыв почвы за многолетний период. Для решения таких задач предлагается имитационная модель.

Описание модели. Используя модель для единичного дождя, можно описать эрозионный процесс за многолетний период [77, 150]. С этой целью рассмотрим произвольный водосбор, площадь которого в каждый момент времени занята одной культурой (чередование культур задается севооборотом). Далее будем считать, что за многолетний период известны все выпадающие дожди (даты дождей, их слой и динамика выпадения). Такие данные получают на метеостанциях. Для условий России эрозионноопасные дожди выпадают в весенне-летне-осенний период. Плувиографы устанавливали весной и снимали осенью.

Чтобы рассчитать сток и смыв почвы от каждого дождя, необходимо дополнительно знать исходную влажность почвы, вид растительности, на которую выпадает дождь, период вегетации (табл. 1.2.3.1) или, другими словами, фазу её развития, а также вид обработки почвы. При заданном севообороте и при известной дате осадков определяется вид растительности и степень её развития (период). По данным таблиц 1.2.3.1-1.2.3.3 на этот момент времени определяются значения  $V_{\Delta, доп}$  и  $n$  (принимается, что остальные параметры почвы известны).

Сложнее определить исходную влажность почвы. При выпадении дождя динамика влажности почвы рассчитывается по уравнению влагопереноса.

Между дождями происходит испарение влаги. Описание динамики влажности почвы для этого периода проводится также с помощью уравнения влагопереноса, но в качестве граничного условия на поверхности почвы задается интенсивность испарения [42]

$$E = -K_0 \Theta(z=0, t) D_e, \quad (1.2.3.1)$$

где  $K_0$  – эмпирическая величина,  $D_e$  – дефицит влажности воздуха, который измеряется на метеостанциях.

Таким образом, между дождями влажность почвы определяется из решения уравнения влагопереноса (1.2.2.15) с верхним граничным условием (1.2.3.1) и нижним граничным условием (1.2.2.22). В качестве начальной влажности принимается рассчитанная влажность почвы после предыдущего дождя или измеренная влажность после установления плювиографов.

Проведенные расчеты показали, что отклонение измеренных значений влажности почвы от рассчитанных превышает точность измерения. С целью повышения точности расчёта величины  $K_n$  в (1.2.2.16) и  $K_0$  в (1.2.3.1) принимались в качестве параметров калибровки модели, значения которых оценивались из условия наилучшего совпадения рассчитанных и измеренных значений влажности почвы. В качестве критерия точности (он же является и параметром оптимизации) принимается среднее относительное отклонение

$$\varepsilon = 100\% \frac{1}{N \times M} \sum \sum \frac{|\Theta_{изм}(i, j) - \Theta_{расч}(i, j)|}{\Theta_{изм}(i, j)}, \quad (1.2.3.2)$$

где  $N$  – количество точек по глубине;  $M$  – количество эпюр влажности, измеренных в разные моменты времени;  $\Theta_{изм}(i, j)$  – измеренная влажность на  $i$ -й глубине в  $j$ -й момент времени;  $\Theta_{расч}(i, j)$  – аналогично, но влажность рассчитанная. На воднобалансовых станциях влажность почвы измеряется, как правило, раз в декаду и до глубины 1 метр (через 10 см). При калибровке параметров также учитываются и дождевые осадки. Такая процедура проводится за несколько лет для различных культур и за весь летне-осенний период. Результаты, полученные для разных культур для условий Ставропольского и Краснодарского краев, а также для ЦЧЗ, показали, что в среднем  $\varepsilon \leq 20\%$ . Такая точность соответствует примерно точности самих измерений. Следовательно, уравнение влагопереноса с соответствующими зависимостями позволяет моделировать динамику влажности почвы за весь весенне-летне-осенний период.

Алгоритм моделирования. На рисунке 1.2.3.1 представлена блок-схема алгоритма. Приведём краткое пояснение. В качестве исходных данных задаются: геометрия водосбора в виде каскада (склон с переменной шириной); параметры почвы; сценарий использования водосбора, включающий в себя севооборот и агротехнические приемы; период моделирования, т.е. количество лет, для которых проводится моделирование.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

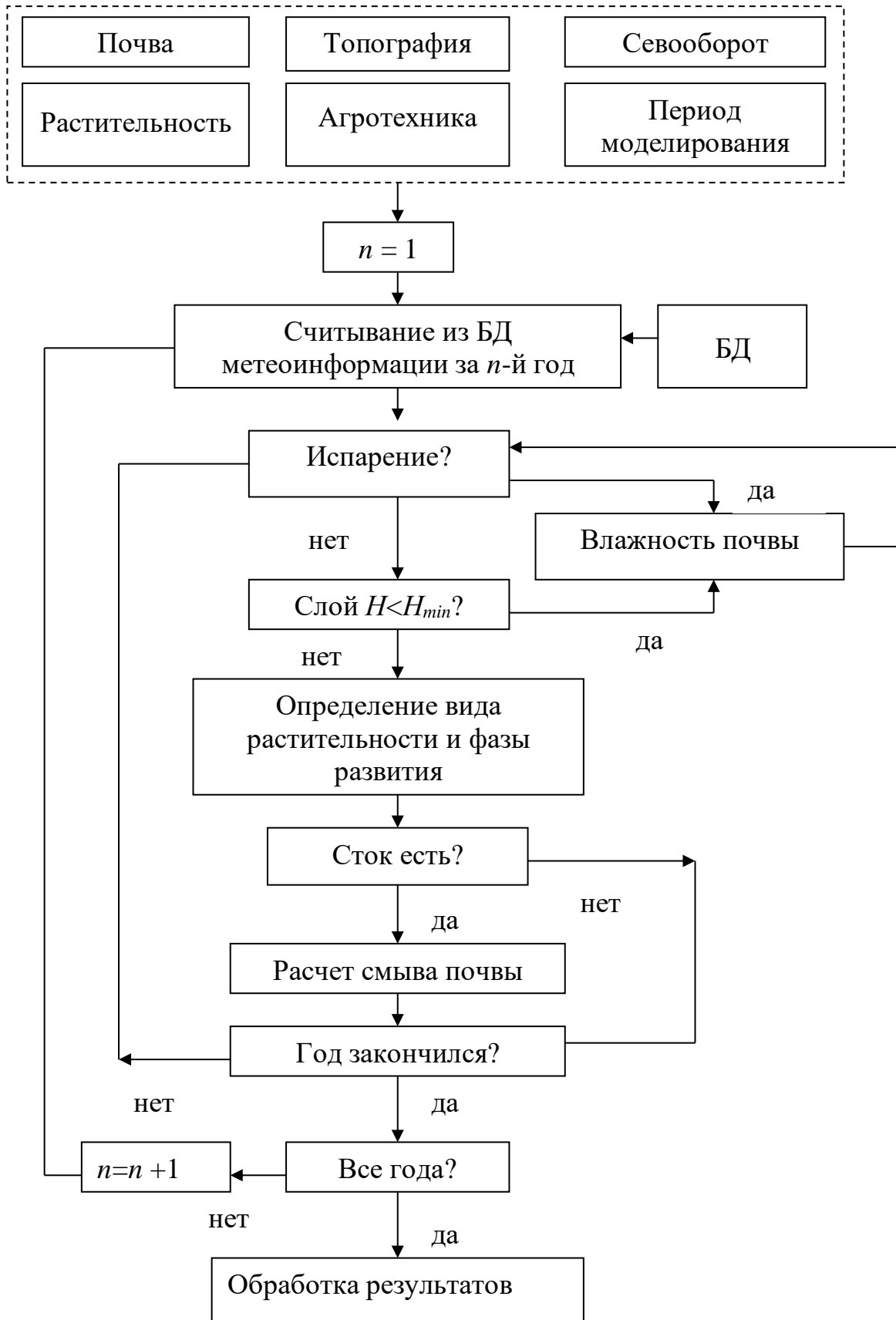


Рисунок 1.2.3.1 – Блок-схема алгоритма моделирования

После ввода всех исходных данных задается первый год ( $n = 1$ ). Затем происходит считывание последовательно по суткам метеорологических данных из базы данных (БД). Если в текущих сутках нет дождя, то проводится моделирование влажности почвы за эти сутки. Если имеется дождь и его слой  $H < H_{min}$ , то также рассчитывается только динамика влажности почвы, но уже с учетом осадков. Значение  $H_{min}$  используется для сокращения времени счёта и подбирается эмпирически. При  $H > H_{min}$  по дате дождя определяется вид растительности и фаза её развития. Затем проводится моделирование дождевого стока. При отсутствии стока происходит переход к следующим суткам. В противном случае рассчитывается смыв почвы вдоль склона. Полученные значения стока и смыва почвы запоминаются и происходит переход к следующим суткам. При переходе делается проверка на окончание сезона дождей и на окончание периода моделирования. Если моделирование проведено не за все годы, то  $n = n + 1$  и вся процедура повторится снова.

В результате получают рассчитанные многолетние ряды смыва почвы и слоя стока, которые в дальнейшем подвергаются статистической обработке для получения необходимых характеристик дождевой эрозии (в частности, распределение вдоль водосбора среднемноголетней величины смыва). Таким образом, моделирование имитирует эрозионный процесс, который происходил в натуральных условиях. На основании этого модель названа имитационной.

Проверка модели. Для надежной оценки среднемноголетнего смыва почвы необходимо иметь данные наблюдений минимум за 22 года [158]. К такому же выводу приводят результаты, полученные для России с использованием стохастической модели, описанной в разделе 1.2.4. Следовательно, чтобы проверить модель, необходимо иметь измеренные данные по смыву почвы за период больше 20 лет. Для России (и для многих других стран) такие данные отсутствуют. По этой причине проверку модели проводили только по дождевому стоку, для которого имеются необходимые данные, полученные на воднобалансовых станциях. Для этого выбран лог Малютка Нижнедевицкой ВБС (ЦЧР России). Характеристика водосбора приведена в таблице 1.2.3.1.

Таблица 1.2.3.1 – Характеристика лога Малютки (почва – чернозём среднесуглинистый)

Площадь, га	Длина, м	Средняя ширина, м	Средний уклон	Экспозиция
5	500	90	0,073	Южная

Для проверки модели (дождевого стока) использовали данные наблюдений с 1959 г. по 1986 г., т.е. за 28 лет. За этот период выращивали следующие культуры: озимая рожь, яровой ячмень, гречиха, овес, горох, озимая пшеница, многолетние травы.

Моделирование дождевого стока за 28 лет показало, что полученные результаты заметно отличаются от данных измерений. Это можно объяснить двумя главными причинами.

1. Модель не учитывает формирование почвенной корки в результате ударного воздействия дождевых капель на почву, которая приводит к существенному уменьшению впитывающей способности почвы.

2. Часть площади водосбора, прилегающая к водораздельной границе, в силу отсутствия или малого уклона, практически не участвует в формировании стока. Очевидно, что чем меньше слой осадков, тем больше эта площадь.

С позиции эрозии почвы рассмотрим некоторые особенности впитывания почвой дождевой воды. Смыв почвы происходит за сравнительно короткий интервал времени, сравнимый с «ядром» дождя. За это время формируется слабопроницаемый тонкий слой почвы («корка»), изменение влажности почвы происходит в основном в слое 0-20 см. Отметим, что при испарении, когда отсутствует дождь, заметные изменения влажности почвы наблюдаются более чем через сутки. Для интервала времени, когда выпадает дождь, в качестве параметров калибровки примем вместо коэффициента фильтрации  $K_n$  установившуюся скорость впитывания  $K_{уст}$  дождевых осадков и максимальную влагоёмкость почвы  $\Theta_{max,к}$ . Будем считать, что эти два параметра, в основном, определяют впитывающую способность верхнего слоя почвы при выпадении дождя. За следующий параметр калибровки примем  $\varepsilon_S = S_{эфф}/S$ , здесь  $S$  – общая площадь водосбора;  $S_{эфф}$  – эффективная площадь, с которой формируется сток. Значения этих параметров определяли исходя из наилучшего совпадения трёх характеристик: суммарный слой стока, число дождей, вызвавших сток и распределение вероятностей превышения для слоя стока.

В результате были получены следующие значения:  $K_{уст} = 0,21$  мм/мин,  $\Theta_{max,к} = 0,82\Theta_{max}$ ,  $\varepsilon_S = 0,75$ . В таблице 1.2.3.2 приведены некоторые данные расчётов и измерения. Из этих данных следует: рассчитанный суммарный слой стока превышает на 1,0 % измеренный слой стока. Следовательно, результат расчёта по модели достоверный. Из рисунка 1.2.3.2 следует, что для больших значений слоёв стока (которые и представляют интерес с позиции смыва почвы) результаты моделирования удовлетворительно согласуются с данными измерений за 28 лет.

Таблица 1.2.3.2 Сопоставление рассчитанных и измеренных значений стока

Характеристика (за 28 лет)	Модель	Наблюдение
Слой стока, мм	39,1	38,7
Количество событий со стоком	14	17

Для лога Малютки отсутствуют измеренные значения смыва почвы. Рассчитанная средняя интенсивность смыва почвы за 28 лет равняется 1,1 т/(га год). Смыв в нижней части водосбора больше, чем в верхней, примерно в 5 раз. Если бы почва находилась в состоянии пара, то, как показали результаты численного моделирования, смыв почвы был бы 3,7 т/(га год). Причём, только 6-7 дождей, вызвавших наибольший сток, обеспечили бы примерно 90 % от общего смыва почвы, что соответствует примерно 10 % обеспеченности стока. Следовательно, малые значения слоя стока практически не повлияли на общие потери почвы. Заметим, что приведённые выше значения для  $K_{уст}$  и  $\Theta_{max,к}$



близки к значениям, полученным при дождевании [102]. Дождевание может быть использовано для обеспечения модели исходными данными.

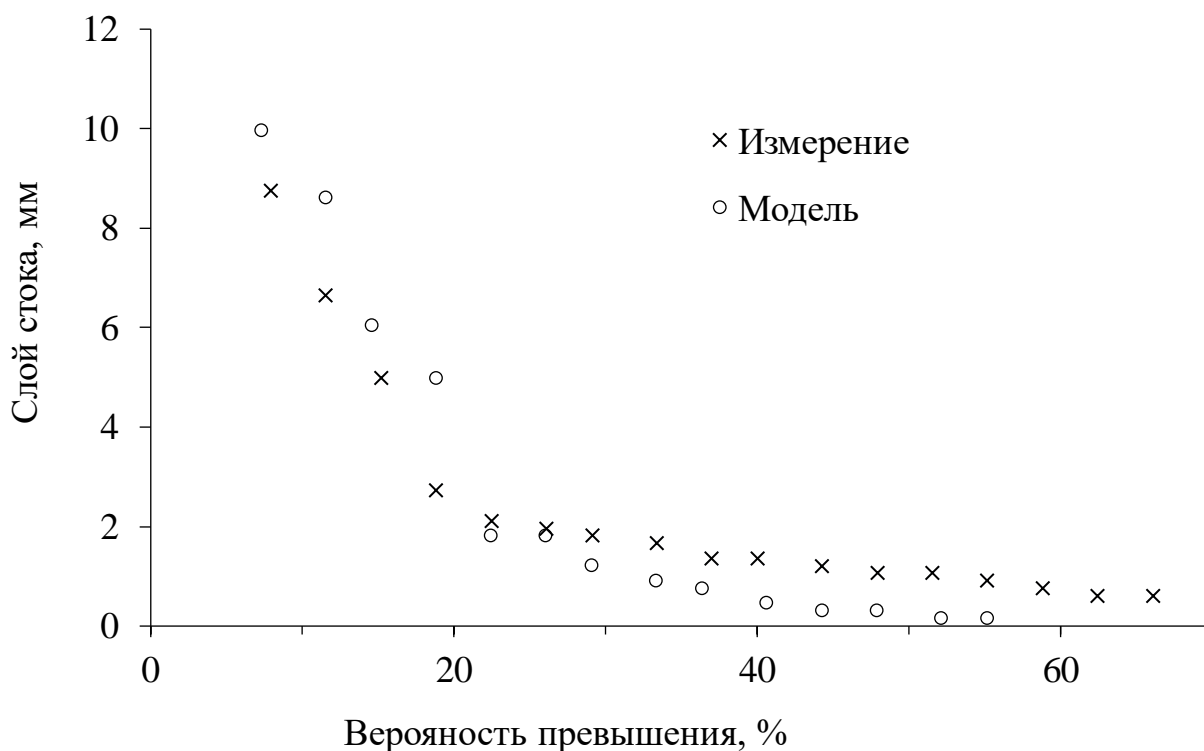


Рисунок 1.2.3.2 – Вероятность превышения для рассчитанных и измеренных слоёв стока

Таким образом, для расчёта дождевого стока модель можно использовать для Центрально-Чернозёмного региона. Для зон, в которых отсутствуют многолетние данные измерений дождевого стока (а таких зон много), значения параметров калибровки могут быть получены с помощью метода дождевания. Такие исследования проведены для Ставропольского и Краснодарского края.

#### 1.2.4. Стохастическая модель

Дождевая эрозия почв представляет собой случайный процесс. Главным образом это обусловлено случайным характером дождевых осадков: момент выпадения (дата) дождя, их количество и параметры являются случайными величинами. Следовательно, величина смыва почвы также является случайной. Данные наблюдений за какой-то прошедший период представляют собой конкретную реализацию случайного процесса. При сложившихся метеорологических условиях за этот период выпало определенное количество дождей с конкретными датами и параметрами (слой и продолжительность). С позиции теории вероятности могли сложиться и другие условия, обусловившие бы другое количество дождей и их параметры, что привело бы к другой величине смыва почвы за тот же период. Следовательно, при оценке смыва почвы на будущее (т.е. при прогнозировании) необходимо учитывать и другие возможные реализации случайного процесса.

Чтобы оценить параметры распределения случайной величины (например, среднее значение), необходимо иметь соответствующий объём выборки. Для почвенных и климатических условий США по натурным данным установлено, что для надёжной оценки среднемноголетнего смыва почвы необходим период наблюдений не менее 22 лет [158]. Такие данные для условий России отсутствуют. Тем не менее, для решения практических задач необходимо оценивать распределения вероятностей для величины смыва почвы. Для проведения таких оценок предложена следующая стохастическая модель дождевой эрозии почвы для склона [74].

Смыв почвы. Для описания смыва почвы от единичного дождя используется зависимость Ц.Е. Мирцхулавы [53], которая для случая произвольного профиля склона была модифицирована Г.Ш. Читишвили [109]. Последняя зависимость с учётом того, что коэффициент стока является функцией координаты  $\xi$  (рис. 1.2.4.1), может быть представлена в следующем виде

$$q(x) = 0,011\gamma d_a \omega \left[ M \sigma^{0,6}(\xi) \sin(\beta) \left( \frac{\xi}{\sqrt{\sin(\beta)}} \right)^{0,6} - 1 \right] t_{cm}, \quad (1.2.4.1)$$

$$M = \left( \frac{nI}{m_1} \right)^{0,6} \left( \frac{22,2m_1}{V_{\Delta,дон}} \right)^2,$$

где  $q(x)$  – смыв почвы на расстоянии  $x$  (т/га) за время смыва  $t_{cm}$  (с);  $\gamma$  – объёмная масса почвенных агрегатов (т/м<sup>3</sup>);  $d_a$  – средний диаметр водопрочных агрегатов (м);  $\omega$  – средняя частота пульсаций скорости потока принята равной 10 с<sup>-1</sup>;  $\sigma(\xi)$  – коэффициент стока на расстоянии  $\xi$ ;  $\beta$  – угол наклона в точке с координатой  $\xi$ ;  $n$  – коэффициент шероховатости;  $I$  – средняя интенсивность (м/с) дождя за время  $T$  его выпадения;  $m_1$  – коэффициент, учитывающий по А.Н. Костякову [35] концентрацию воды в ручейковой сети (безразмерный);  $V_{\Delta,дон}$  – донная допустимая (неразмывающая) скорость потока (м/с).

Смыв почвы происходит на тех участках склона, для которых значение  $M > 1$ . При выводе (1.2.4.1) использованы следующие приближения:  $d\xi = dx \cos(\beta)$ ,  $Tg(\beta) \cong \sin(\beta)$  (в силу малых значений угла  $\beta$ ). В таком случае приближённо можно принять, что  $x \cong \xi$ . Поскольку для каждого дождя не представляется возможным оценить значение  $t_{cm}$ , то принимается  $t_{cm} = T$ , что зависит от смыва.

В работе [72] предложена многофакторная эмпирическая зависимость для коэффициента стока. Если в этой зависимости принять постоянными величины, которые оказывают малое влияние, то она приближённо запишется

$$\sigma = 1,2 \times 10^2 \frac{\Pi^{0,59}}{\xi^{0,8} n^{1,1}}. \quad (1.2.4.2)$$

Очевидно, что должно быть  $\sigma < 1$ . Анализ многолетних данных по стоку позволяет в качестве максимального значения принять  $\sigma_{\max} = 0,8$ . Для наиболее распространенных типов склонов (прямой, выпуклый и вогнутый) профиль может быть описан следующей зависимостью (рис. 1.2.4.1)

$$\eta = \eta_0 + a\xi^b, \quad (1.2.4.3)$$

здесь  $\eta_0$ ,  $a$ ,  $b$  – постоянные величины, значения которых определяются для конкретных склонов. Для более точной аппроксимации сложных профилей склона предлагается использовать логистическую функцию [15].

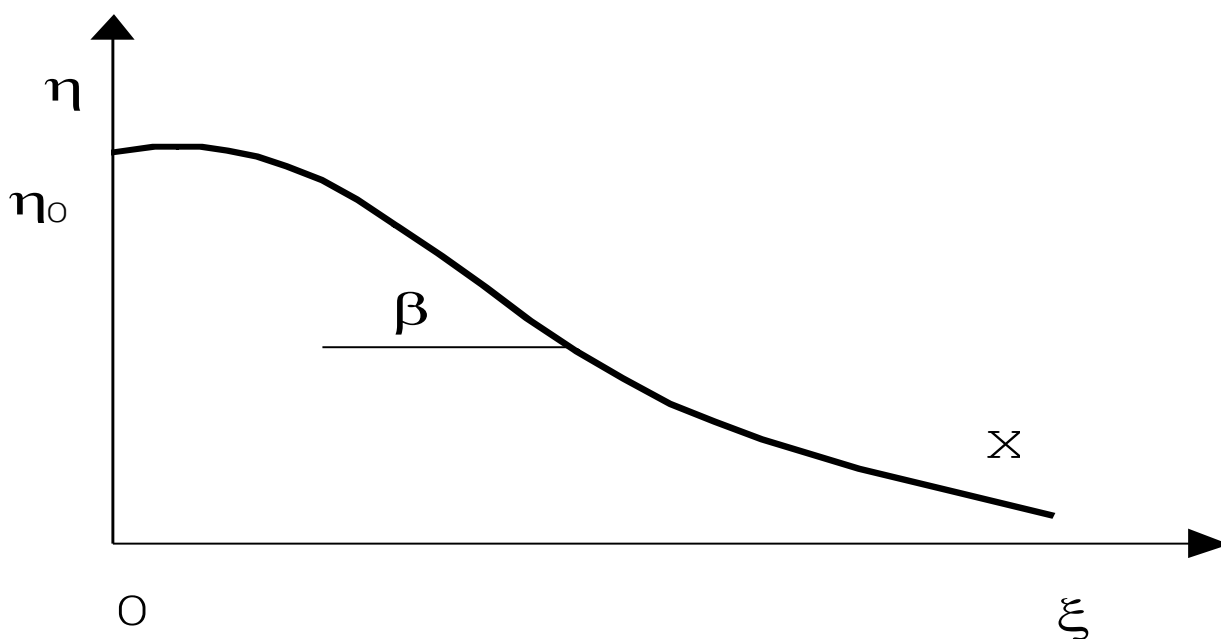


Рисунок 1.2.4.1 – Схема профиля склона

Распределения вероятностей для дождей. В настоящее время нет возможности указать какие-либо законы распределения вероятностей, которые описывали бы дождевые осадки для всех случаев. Поэтому их аппроксимация проводится для конкретных условий на основе накопленного опыта с применением методов математической статистики. В качестве примера ниже приведены распределения вероятностей для дождей, зарегистрированных на метеостанции г. Курска. Для проверки гипотез использованы критерии К. Пирсона [33] и А.Н. Колмогорова [67] при уровне значимости 5%. Рассматривали дожди со слоем  $H > 10$  мм, выпавшие с 15 апреля по 15 октября (когда были установлены плювиографы). В результате получены следующие распределения вероятностей. Количество дождей в году  $n$  описывается равномерным распределением:  $p_n = 1/13$ ,  $n = 1, 2, \dots, 13$ . Даты выпадения  $t$  – нормальным распределением со средним значением  $\bar{t} = 92$  дня и стандартным отклонением  $\sigma_t = 41,7$  дня. За начало отсчета принято 15 апреля. Максимальное количество дождей со слоем больше 10 мм приходится на середину июня. Для описания распределения для слоя и продолжительности

дождя использованы результаты исследований И.В. Прошлякова [59]. Для рассматриваемых дождей использованы следующие преобразования:  $\mu = \lg(H - 9,7)$ ,  $\nu = T^{0,2}$ . Случайные величины  $\mu$  и  $\nu$  подчиняются двумерному нормальному распределению со следующими параметрами: средние значения  $\bar{\mu} = 0,627$ ,  $\bar{\nu} = 3,07$ , стандартные отклонения  $\sigma_{\mu} = 0,53$ ,  $\sigma_{\nu} = 0,556$  и коэффициент корреляции  $r = 0,19$ .

Алгоритм моделирования. Блок-схема алгоритма показана на рисунке 1.2.4.2. Алгоритм численного моделирования похож на алгоритм для имитационной модели (рис. 1.2.3.1). Только в этом случае параметры дождей разыгрываются с помощью метода Монте-Карло [67], используя распределения вероятностей для дождевых осадков. В качестве исходных данных используются, главным образом, те же данные, что и в имитационной модели, описанной ранее. Поясним только данные, связанные с понятием реализации случайного процесса. Количество лет ( $N_{лет}$ ) в одной реализации – это аналог периоду наблюдений за смывом почвы. Поскольку возможны различные реализации выпадения дождей за один и тот же период, то необходимо смоделировать целый ряд таких реализаций ( $N_{реал.}$ ). Значения  $N_{лет}$  и  $N_{реал.}$  подбираются путем численных экспериментов из условия сходимости значений статистических параметров для величины смыва почвы.

Задав для конкретного склона все исходные данные, для первого года случайным образом разыгрывается количество дождей. Если дожди отсутствуют (со слоем  $H > H_{min}$ ), то делается переход к следующему году. В противном случае разыгрываются даты выпадения дождей, их слои и продолжительности. По дате при известном чередовании культур и при известной агротехнике для каждого дождя определяется вид растительности и стадия её развития. Далее, по зависимостям (1.2.4.1) и (1.2.4.2) рассчитываются значения смыва почвы в узловых точках профиля склона  $x_l = \Delta x l$ ,  $l = 1, 2, \dots, N_l$ ;  $\Delta x$  – расстояние между этими точками, которое является постоянной величиной и задаётся. Значения смыва всех дождей текущего года суммируют и получают распределение вдоль склона смыва почвы за год.

Повторив эту процедуру для  $N_{лет}$ , получается многолетний ряд значений годового смыва почвы в узловых точках при одной реализации случайного процесса. По этому ряду оценивается, в частности, распределение вдоль склона среднемноголетнего смыва почвы для одной реализации (период усреднения –  $N_{лет}$ ). Проведя аналогичные расчёты для заданного числа реализаций  $N_{реал.}$ , получаем аналогичные ряды значений смыва почвы. Полученные таким образом ряды позволяют оценивать различные “истинные” характеристики распределения вероятностей для случайной величины годового и среднемноголетнего смыва почвы. В частности, можно оценить “истинные” средние значения, стандартные отклонения и коэффициенты вариации, а также вероятности превышения.

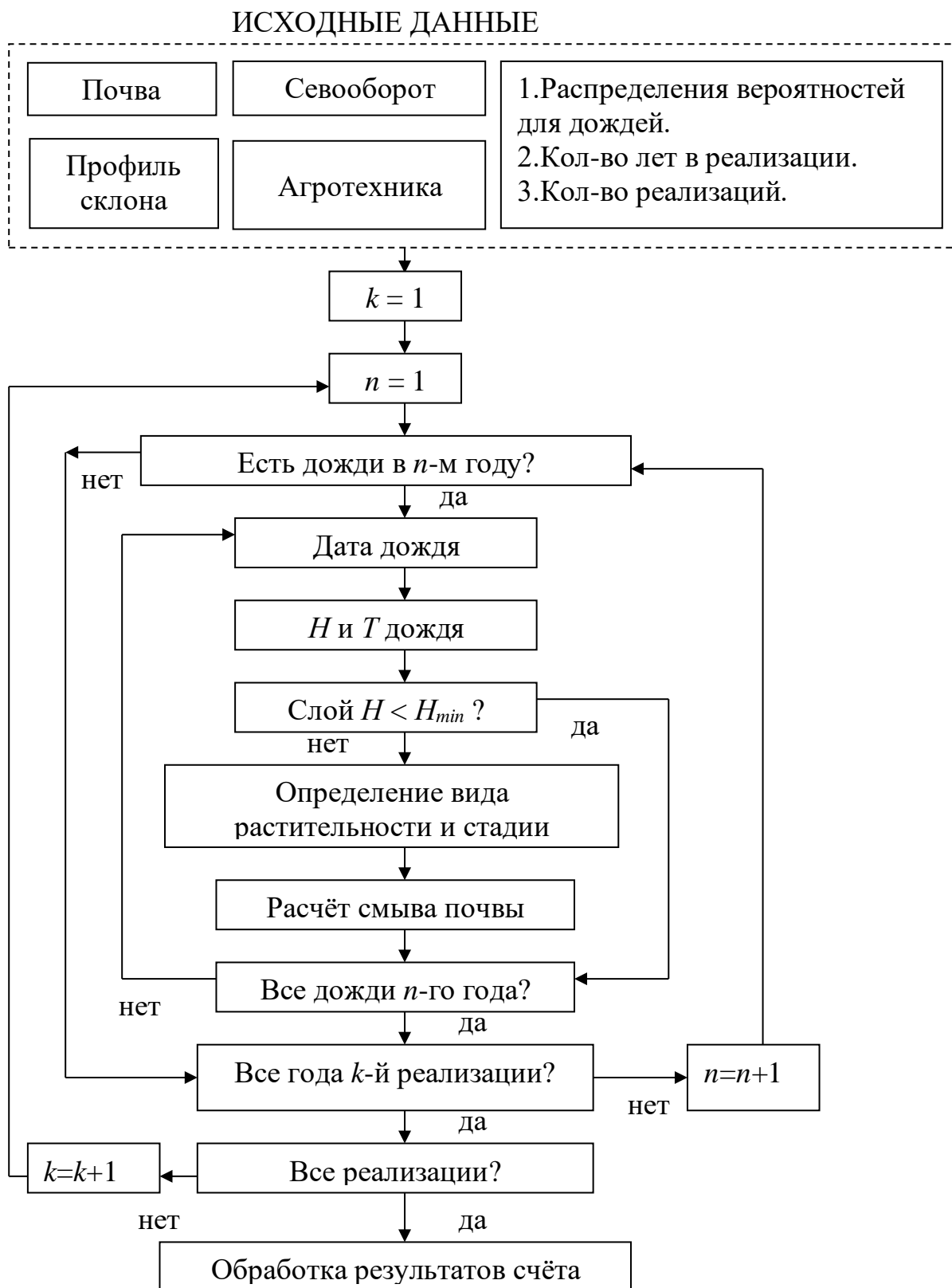


Рисунок 1.2.4.2. – Блок-схема алгоритма моделирования

Оценка вероятностных характеристик дождевого смыва почвы.

Используя описанную стохастическую модель для условий Курской области, получены следующие результаты.

1. Распределение вероятностей для годового смыва почвы практически не зависит от длины и уклона склона.

2. Эта величина описывается логарифмически-нормальным распределением, что согласуется с натурными данными в США [158].

3. При оценке среднееголетнего смыва почвы большое значение имеет точность оценки. Коэффициент вариации, полученный по многочисленным реализациям, характеризует эту точность. На рисунке 1.2.4.3 представлены результаты моделирования (для смыва, усредненного по всему склону) для склона 3 градуса и длиной 500 м. Моделирование проведено для почвы в состоянии пара и двух севооборотов, описание которых приведено в таблице 1.2.4.1.

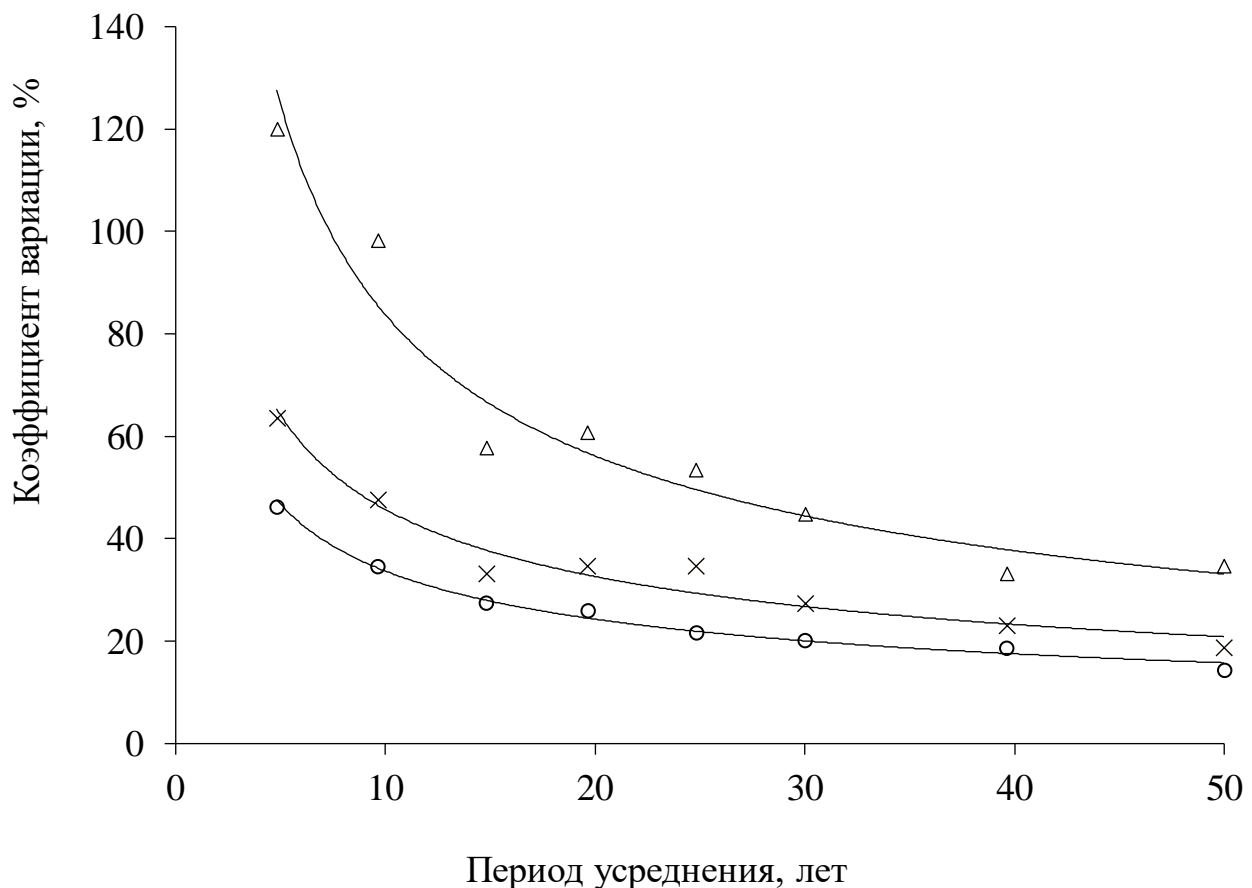


Рисунок 1.2.4.3 – Зависимость коэффициента вариации среднееголетней величины смыва почвы от периода усреднения ( $N_{лет}$ ): ○ – чистый пар; × – зернопашный севооборот; Δ – почвозащитный.

Из рисунка 1.2.4.3 следует: 1) чем больше период усреднения, тем меньше коэффициент вариации (тем лучше точность оценки); 2) для почвозащитного севооборота значение этого коэффициента значительно больше по сравнению с другими вариантами.

Таблица 1.2.4.1 – Описание севооборотов

Зернопаропропашной	Почвозащитный
1. Пар 2. Озимая пшеница 3. Сахарная свёкла 4. Яровая пшеница	1. Многолетние травы 2. Многолетние травы 3. Многолетние травы 4. Озимая пшеница 5. Овёс

Наиболее важным недостатком стохастической модели является отсутствие транспортирующей способности поверхностного потока воды, что может приводить к завышению потерь почвы со склонов.

### 1.2.5. Впитывающая способность почвы

Под впитывающей способностью почвы понимают максимальную скорость впитывания (инфильтрации) почвой дождевых осадков. Затопление на поверхности почвы происходит, если интенсивность дождя превышает её впитывающую способность. При уклоне поверхности почвы образуется поток дождевой воды. Для описания движения воды в почве широко используют уравнение влагопереноса для ненасыщенных сред [42; 43; 108]. Для применения этого уравнения в разработке моделей дождевой эрозии почвы (как случайных процессов) необходимы распределения вероятностей для случайных функций, описывающих динамику интенсивности дождя. Такой возможности пока нет. С другой стороны, это уравнение должно быть обеспечено данными для разных сельскохозяйственных культур и обработок почвы. Таких данных тоже нет. Для расчёта впитывания дождевых осадков почвой также широко используют и простые зависимости, например, Грина-Эмпта (Green-Ampt), Костякова, Хортон (Horton), Филипа (Philip), Холтана (Holtan), которые, как показано в работе [154], являются частными решениями уравнения влагопереноса в почве.

Недостатком этого уравнения является то, что при выпадении дождя оно не учитывает образование на поверхности почвы очень тонкой «корки». Экспериментально установлено, например [102, 117, 122, 131, 138, 141], что впитывающая способность такого слоя может быть на несколько порядков меньше по сравнению с нижележащим (ненарушенным) слоем почвы. Описание впитывающей способности почвы основано на публикации [79].

Качественно процесс образования почвенной корки можно описать следующим образом. В начале выпадения дождя почвенные агрегаты намокают (если они в сухом состоянии), затем в результате ударов капель начинается их разрушение, происходит закупорка пор и уплотнение почвы. Со временем толщина разрушенного слоя возрастает, и этот слой становится своеобразной защитой для нижележащей почвы от ударов дождевых капель. Наличие же уклона и воды на поверхности почвы приводит к уменьшению толщины корки (за счёт смыва почвенных агрегатов и частиц). В пределе процесс образования почвенной корки и смыв частиц приходит к динамическому равновесию. На разрушение почвенных агрегатов и на

уплотнение почвы требуются определенные затраты энергии, которые в настоящее время не представляется возможным связать непосредственно с изменением инфильтрации. Исходя из этого, снижение инфильтрации связано с энергией дождевых капель. Для этой цели использована эрозионная характеристика искусственного дождя (1.2.1.7), которая может быть записана в дифференциальной форме

$$dA=adt, \text{ Дж/м}^2, \text{ где } a=\frac{1}{2}\rho VI^2, \text{ Дж/(м}^2\text{ с)}, \quad (1.2.5.1)$$

где  $dt$  – малый интервал времени, с;  $dA$  – изменение  $A$  за время  $dt$ , Дж/м<sup>2</sup>;  $I$  – интенсивность дождя, м/с;  $V$  – скорость падения одинаковых капель, м/с;  $\rho$  – плотность воды, кг/м<sup>3</sup>. Величина  $a$  определяет плотность потока энергии, переносимой дождевыми каплями. Принимается, что интенсивность дождя постоянная и все капли падают с одинаковой скоростью. Величина  $dA$  определяет количество энергии, которое переносится дождевыми каплями через единицу площади за время  $dt$ . Для стационарного дождя, то есть, когда  $a = const$ , интегрирование (1.2.5.1) приводит к следующему выражению для эрозионной характеристики

$$A=at=\frac{1}{2}\rho VI^2t=\frac{1}{2}\rho VIh, \quad (1.2.5.2)$$

где  $t$  – продолжительность всего дождя (или его некоторой части);  $h$  – слой дождя за время  $t$ . Обратим внимание, что эрозионная характеристика зависит не только от слоя дождя, но и от интенсивности, с которой выпал этот слой.

В разделе 1.2.1 для естественных дождей предложен эрозионный индекс

$$AI=10^{-2}\sum\Delta E_i b I_i^c; \quad (1.2.5.3)$$

между величинами  $A$ (Дж/м<sup>2</sup>) и  $AI$ (т-м/га) справедливо равенство

$$AI=2,3\times 10^4 A. \quad (1.2.5.4)$$

Установлено (раздел 1.2.1), что для смыва (потерь) почвы величины  $AI$  и  $A$  являются критериями подобия. Это означает следующее: используя равенство (1.2.5.4), можно в зависимости для искусственных дождей заменить величину  $A$  на  $AI$  и получить зависимость для естественных дождей. Рассмотрим выпадение искусственного дождя на поверхность почвы. В отношении изменения скорости впитывания рассмотрим две гипотезы.

Первая – относительное изменение скорости впитывания пропорционально относительному приращению эрозионной характеристики дождя, то есть

$$\frac{dK}{K-K_{уст}}=-\lambda_1 \frac{dA}{A} \quad (1.2.5.5)$$

где  $K$  – скорость впитывания, мм/мин;  $\lambda_1$  – коэффициент пропорциональности ( $\lambda_1 > 0$ ), безразмерный;  $K_{уст}$  – установившаяся скорость впитывания, когда величина  $A$  стремится к бесконечности, мм/мин. Безразмерная величина  $\lambda_1$



характеризует изменение скорости впитывания в результате эрозионного воздействия дождя на почву. Проинтегрируем уравнение (1.2.5.5) от  $t = t_{cr}$  до произвольного момента времени  $t$ , которому соответствует значение величины  $A$  ( $t_{cr}$  – время начала затопления поверхности почвы водой или стока, если поверхность почвы имеет уклон). В результате получим

$$K = K_{ycm} + (K_{cr} - K_{ycm}) \left( \frac{A_{cr}}{A} \right)^{\lambda_1}, \quad (1.2.5.6)$$

здесь  $K_{cr}$  и  $A_{cr}$  – критические значения  $K$  и  $A$ , при которых начинается затопление поверхности почвы (сток). Затопление начинается в момент времени, когда интенсивность дождя равняется  $K_{cr}$ . Для стационарного дождя ( $A = at$ ,  $A_{cr} = at_{cr}$ ) при  $K_{ycm} = 0$  зависимость (1.2.5.6) переходит в формулу А.Н. Костякова [35]. Недостатком (1.2.5.6) является то, что при стремлении величины  $A$  к нулю скорость впитывания стремится к бесконечности.

Вторая гипотеза – относительное изменение скорости впитывания пропорционально абсолютному приращению эрозионной характеристики дождя, то есть

$$\frac{dK}{K - K_{ycm}} = -\lambda_2 dA \quad (1.2.5.7)$$

где  $\lambda_2$  – параметр, характеризующий изменение скорости впитывания на единицу эрозионной характеристики дождя,  $m^2/Дж$ . Очевидно, что этот параметр зависит от свойств почвы и имеет размерность обратную размерности величины  $A$  ( $\lambda_2 > 0$ ). Проведя аналогичное интегрирование уравнения (1.2.5.7), получим

$$K = K_{ycm} + (K_{cr} - K_{ycm}) \exp\left[-\alpha \left( \frac{A}{A_{cr}} - 1 \right)\right], \quad (1.2.5.8)$$

здесь  $\alpha = \lambda_2 A_{cr}$  – безразмерная величина. В этом случае при  $A = 0$  скорость впитывания имеет конечное максимальное значение  $K_{max}$ , поэтому в дальнейшем будем использовать только зависимость (1.2.5.8). Заметим, что  $A_{cr}$ , как и параметр  $\lambda_2$ , также зависит от свойств почвы. Из (1.2.5.8) при  $A = 0$  ( $t = 0$ ) следует, что величина  $\alpha = \ln [(K_{max} - K_{ycm}) / (K_{cr} - K_{ycm})]$  характеризует уменьшение скорости впитывания за время до начала стока. Если в (1.2.5.8) для стационарного дождя принять, что затопление происходит при  $t = 0$  ( $K_{cr} = K_0$ ), то есть при  $A_{cr} = 0$ , то зависимость (1.2.5.8) переходит в зависимость Хортонa [103].

В частном случае для искусственного стационарного дождя ( $K_{cr} = I = const$ ) зависимость (1.2.5.8) запишется

$$K = K_{ycm} + (I - K_{ycm}) \exp\left[-\alpha \left( \frac{t}{t_{cr}} - 1 \right)\right]. \quad (1.2.5.8-a)$$

В орошении почв дождеванием для расчёта инфильтрации используют аналогичную зависимость [22, 39]

$$K = K_{yem} + (I - K_{yem}) \exp[-\alpha_s (\frac{t}{t_0} - 1)]. \quad (1.2.5.8-б)$$

Обе величины  $t_{cr}$  и  $t_0$  определяют время до начала стока. Коэффициент  $\alpha_s = F_0/F_1$ , где  $F_0 = It_0$  – впитавшийся слой воды до образования стока,  $F_1$  – слой впитавшейся воды от момента начала стока до его стабилизации. По экспериментальным данным для разных типов почв было получено среднее значение  $\alpha_s = 1,63$ . По определению величина  $\alpha = \lambda_2 A_{cr}$ , она имеет другой физический смысл. Следовательно, если для частного случая (стационарных дождей) значения безразмерных величин  $\alpha$  и  $\alpha_s$  будут близкими, то в определенной мере это можно рассматривать как подтверждение справедливости зависимости (1.2.5.8), полученной для произвольных дождей.

Поскольку нет возможности непосредственно измерить скорость впитывания, то она оценивается косвенно по измеренному слою стока и интенсивности дождя. Для коротких стоковых площадок в общем случае можно приближенно принять, что за время  $t$  слой стока

$$Y(t) = \int_{t_{cr}}^t [I(t) - K(t)] dt \quad (1.2.5.9)$$

Интегрирование проводится для интервалов времени, для которых  $I(t) > K(t)$ , в противном случае принимается, что  $Y(t) = 0$ . Коэффициент стока  $\sigma(A) = Y(A)/h(A)$ , здесь  $h(A)$  – слой дождя. Для стационарного дождя между величинами  $A$  и  $t$  существует зависимость (1.2.5.2). Для естественных дождей вместо эрозионной характеристики использован индекс  $AI$ . В этом случае зависимость между  $AI$  и  $t$  устанавливается численно по (1.2.5.3).

При дождевании стоковых площадок с постоянной интенсивностью входящие в (1.2.5.8) величины  $K_{yem}$ ,  $K_{cr} = I$  и  $A_{cr}$  можно оценить по результатам измерений. Значение параметра  $\alpha = \lambda_2 A_{cr}$  подбирается из условия наилучшего совпадения измеренных и рассчитанных значений  $K$  или коэффициентов стока  $\sigma(A)$ .

Для естественных дождей всё обстоит значительно сложнее: интенсивность осадков и спектральный состав дождевых капель изменяется во времени случайным образом. Чтобы проверить зависимость (1.2.5.8), необходимы данные натурных наблюдений. В этом случае основные трудности связаны со следующим. Во-первых, в материалах наблюдений интенсивность дождя задаётся ступенчато: в течение одной минуты она может изменяться в несколько раз, что затрудняет оценку значения  $K_{cr}$ . По данным измерений не представляется возможным напрямую оценить значения  $K_{yem}$  и  $\alpha$ . Во-вторых, имеется весьма ограниченное количество данных наблюдений для коротких стоковых площадок, для которых можно априори принять равенство (1.2.5.9). В основном, данные наблюдений получены для водосборов. В-третьих, перед дождём, который образует сток, выпадают дожди, которые

также образуют почвенную корку, влияющую на инфильтрацию. Поэтому для естественных дождей необходимо прежде решить ряд задач.

*Первая задача:* применимость уравнения (1.2.5.9) для водосборов с разной площадью. Для решения этой задачи рассмотрим уравнение SCS (Soil Conservation Service) США, которое использовано, например, в модели дождевой эрозии почв AGNPS [155]. Все необходимые данные для расчётов брали из указанной работы. Слой стока с водосбора (независимо от его площади) выражается зависимостью

$$Y = \frac{(h - 0,2S)^2}{h + 0,8S}, \quad \text{где} \quad S = \frac{1000}{CN} - 10, \quad (1.2.5.10)$$

здесь  $Y$  – слой стока, дюймы;  $h$  – слой дождя, дюймы;  $CN$  – индекс стока, безразмерный. Имеются значения  $CN$  для четырёх групп почвы (А, В, С и D), а также для разной поверхности, на которую выпадают дожди (разная растительность, дороги, населенные пункты и другое). Следовательно, в этом приближении расчёт стока можно проводить и по зависимости (1.2.5.9).

*Вторая задача:* как учесть различное состояние поверхности водосбора. Проведём приближенный анализ (1.2.5.10). Рассмотрим стационарный дождь с произвольной интенсивностью. Из (1.2.5.10) следует, что сток начинается при выпадении слоя дождя  $h_{cr} = 0,2S$ . Из (1.2.5.2) этому слою соответствует критическое значение  $A_{cr}$ . Следовательно, для двух различных состояний поверхности водосбора (“1” и “2”) будут выполняться следующие соотношения

$$\frac{S_1}{S_2} = \frac{h_{cr,1}}{h_{cr,2}} = \frac{A_{cr,1}}{A_{cr,2}}. \quad (1.2.5.11)$$

Таким образом, если для первого случая известно значение  $A_{cr,1}$ , то можно рассчитать значение  $A_{cr,2}$  для второго случая (по табличным данным для  $CN$ ). Далее также рассмотрим стационарный дождь с интенсивностью  $I$ , но с весьма большой продолжительностью. Нетрудно показать, что при стремлении продолжительности дождя к бесконечности коэффициент стока стремится к величине

$$\sigma = 1 - \frac{K_{уст}}{I}. \quad (1.2.5.12)$$

Принимая во внимание, что  $S/h \ll 1$ , из (1.2.5.10) следует приближённое равенство

$$\sigma = 1 - 1,2 \frac{S}{h}. \quad (1.2.5.13)$$

Приравняем (1.2.5.12) к (1.2.5.13) и решим полученное равенство относительно  $K_{уст}$ . В результате получим

$$K_{уст} = 1,2I \frac{S}{h}. \quad (1.2.5.14)$$

Тогда для двух разных случаев

$$\frac{K_{уст,1}}{K_{уст,2}} = \frac{S_1}{S_2}. \quad (1.2.5.15)$$

Зная значение  $K_{уст,1}$  для первого случая, можно по (1.2.5.15) рассчитать значение  $K_{уст,2}$  для второго. Из (1.2.5.11) и (1.2.5.15) следует, что должно выполняться равенство  $K_{уст} = const A_{cr}$ .

*Третья задача:* влияние предшествующих дождей на начало стока. По аналогии с индексом предшествующего увлажнения, предложенного Колером (Kohler) и Линслеем (Linsley) [12], введём эрозионный индекс предшествующих дождей

$$AI_{пред} = \sum \varphi^i AI_i, \quad (1.2.5.16)$$

где  $i = 0, 1, 2, \dots, n$  – количество учитываемых предшествующих дней,  $AI_i$  – эрозионный индекс дождя, выпавшего за  $i$  дней до рассматриваемого события,  $\varphi$  – безразмерный параметр ( $0 < \varphi < 1$ ). Значения величин  $n$  и  $\varphi$  подбирают из условия максимальной корреляции между  $AI_{пред}$  и  $AI_{cr}$ . В отношении зависимости  $AI_{cr}$  от  $AI_{пред}$  выдвинем гипотезу, аналогичную (1.2.5.7): относительное изменение  $AI_{cr}$  пропорционально абсолютному приращению  $AI_{пред}$ , т.е.

$$\frac{dAI_{cr}}{AI_{cr} - AI_{cr,min}} = -\beta dAI_{пред}, \quad (1.2.5.17)$$

где  $\beta$  и  $AI_{cr,min}$  – неизвестные величины. Принимается, что при  $AI_{пред} = 0$   $AI_{cr} = AI_{cr,max}$ , а при стремлении  $AI_{пред}$  к бесконечности  $AI_{cr}$  стремится к  $AI_{cr,min}$ . Интегрирование (1.2.5.17) приводит к следующей зависимости

$$AI_{cr} = AI_{cr,min} + (AI_{cr,max} - AI_{cr,min}) \exp(-\beta AI_{пред}). \quad (1.2.5.18)$$

Значения неизвестных величин  $AI_{cr,max}$ ,  $AI_{cr,min}$  и  $\beta$  оцениваются по данным наблюдений. Если зависимость (1.2.5.18) справедлива, то значения  $AI_{cr}$  и  $AI_{пред}$  должно описывать уравнение

$$\ln(F) = \beta AI_{пред}, \quad \text{где} \quad F = \frac{AI_{cr,max} - AI_{cr,min}}{AI_{cr} - AI_{cr,min}}, \quad (1.2.5.19)$$

здесь  $\ln()$  – натуральный логарифм. В таком случае значение параметра  $\beta$  может быть оценено по уравнению линейной регрессии.

Таким образом, если в зависимостях (1.2.5.8), (1.2.5.16) и (1.2.5.18) будут определены значения неизвестных параметров для одного какого-то случая (это будет сделано для зерновых культур), то, используя соотношения (1.2.5.11) и (1.2.5.15), можно рассчитать значения  $A_{cr}$  и  $K_{уст}$  для других

случаев. Далее по (1.2.5.8) и (1.2.5.9) можно будет оценить и слой стока. Если же площадь водосбора занята несколькими видами растительности, то расчёт проводится для каждого из них, а слой стока со всего водосбора определяется обычным усреднением по всей площади.

Для оценки точности расчётов использованы следующие критерии.

1. Проверялась гипотеза, что разность (остаток) между измеренными ( $Y_{изм,i}$ ) и рассчитанными по предлагаемым формулам ( $Y_{рас,i}$ ) слоями стока подчиняется нормальному распределению  $N(m = 0, \sigma^2)$  с математическим ожиданием  $m = 0$  и с неизвестным стандартным отклонением  $\sigma$ . Другими словами, величины

$$d_i = Y_{изм,i} - Y_{рас,i}, \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad (1.2.5.20)$$

где  $n$  – объём выборки, описывает распределение  $N(0, s)$ ,  $s$  – выборочное стандартное отклонение. Если гипотеза верна, то отсюда следует: 1) систематическая ошибка отсутствует; 2) выборочное стандартное отклонение  $s$  характеризует точность, с которой выполняется равенство  $Y_{изм,i} = Y_{рас,i}$ . Для проверки гипотезы использован критерий Колмогорова-Смирнова [2] при уровне значимости 5 %.

2. Средневзвешенное относительное отклонение между рассчитанными и измеренными значениями. Поскольку в эрозионных расчётах наибольший интерес представляют большие значения стока, то в качестве весовой функции использовано измеренное значение величины. В таком случае средневзвешенное отклонение (%) запишется

$$\varepsilon_{ср.вз.} = \frac{\sum \varepsilon_i Y_{изм,i}}{\sum Y_{изм,i}} = 100 \frac{\sum abs(Y_{рас,i} - Y_{изм,i})}{\sum Y_{изм,i}}, \quad (1.2.5.21)$$

где

$$\varepsilon_i = 100 \frac{abs(Y_{рас,i} - Y_{изм,i})}{Y_{изм,i}}.$$

Выражение  $abs(Y_{рас,i} - Y_{изм,i})$  означает абсолютное значение разности между  $Y_{рас,i}$  и  $Y_{изм,i}$ , а суммирование проводится по всем измерениям. Из (1.2.5.21) следует, что величина  $\varepsilon_{ср.вз.}$  является оценкой точности (в %) расчёта одного события в рассмотренном диапазоне измеренных значений.

3. Уравнение линейной регрессии, полученное методом наименьших квадратов,

$$Y_{рас.p.} = C_r Y_{изм}, \quad (1.2.5.22)$$

здесь  $Y_{рас.p.}$ ,  $Y_{изм}$  – соответственно рассчитанное по уравнению регрессии и измеренное значения слоя стока. В этом случае коэффициент регрессии  $C_r$  показывает, насколько в среднем рассчитанные значения больше или меньше измеренных, а коэффициент детерминации  $R^2$  характеризует качество аппроксимации.

4. Относительное отклонение (%) суммарных значений

$$\varepsilon_{\Sigma} = 100 \frac{\sum Y_{рас,i} - \sum Y_{изм,i}}{\sum Y_{изм,i}} \quad (1.2.5.23)$$

Применительно к стоку эта величина является оценкой точности расчёта суммарного стока за многолетний период.

#### 5. Вероятность (%) грубой ошибки в расчётах слоя стока

$$P = 100 \frac{N_{ан}}{N}, \quad (1.2.5.24)$$

где  $N_{ан}$  – количество аномальных результатов расчёта, проведённого для  $N$  событий. Если различие между измеренной и рассчитанной величинами в несколько раз превышает точность расчёта одного события  $\varepsilon_{ср.вз.}$ , то рассчитанное значение рассматривается как аномальное. Получение аномальных значений можно объяснить, например, следующими причинами: 1) грубой ошибкой в оценке  $K_{ср}$ , поскольку интенсивность дождя задается ступенчато; 2) обработкой почвы перед дождем (разрушающей почвенную корку), о которой не приводятся сведения; 3) возможны просто ошибки в данных наблюдений. Надёжность метода расчёта (%) оценивается величиной  $(100 - P)$ .

#### Проверка уравнений

*Искусственные дожди* (дождевание стоковых площадок). Для проверки зависимости (1.2.5.8) использовали результаты дождевания [102, 113], проведённые в лабораторных и в полевых условиях. В лабораторных экспериментах использовали чернозём тяжелосуглинистый по гранулометрическому составу (Курская область). Дождевание в полевых условиях проведено в Курской области (почва – чернозём, растительность отсутствовала) и в Краснодарском крае (почва – бурая лесная, растительность также отсутствовала). Во всех случаях дождевание проведено с одной установкой (её описание и методика дождевания приведена в [102]).

Размеры площадок также были одинаковыми (длина 5 метров, ширина 1 метр) и задавался дождь с постоянной интенсивностью (табл. 1.2.5.1).

Таблица 1.2.5.1 – Условия и результаты дождевания

	Лабораторный эксперимент		Курская область	Краснодарский край
Уклон площадки, %	4,7	4,7	3,5	11
Высота падения капель, м	6,0	6,0	2,0	2,0
$I = K_{ср}$ , мм/мин	1,51	2,70	1,88	1,76
Время до стока, мин	11	4,0	6,0	5,5
Слой осадков до стока, мм	16,6	10,8	11,3	9,7
$A_{ср} \times 10^3$ , Дж/м <sup>2</sup>	1,59	1,84	0,97	0,78
$K_{уст}$ , мм/мин	0,46	0,40	0,35	0,35
$\alpha^*$ , безразмерная	1,1	0,9	1,6	1,5
$\varepsilon_{ср.вз.}$ , %	4,6	1,4	12	0,7

\* – значения подобраны из условия минимума  $\varepsilon_{ср.вз.}$

Из данных таблице 1.2.5.1 следует, что при  $I = 2,70$  мм/мин слой дождя до стока примерно на 60 % меньше по сравнению с  $I = 1,51$  мм/мин. Следовательно, интенсивность дождя (а не просто слой осадков) существенно влияет на начало стока. Из (1.2.5.8) и (1.2.5.9) следует зависимость для коэффициента стока

$$\sigma = \frac{I - K_{уст}}{I} \left\{ 1 - \frac{A_{cr}}{A} \left[ 1 + \frac{1}{\alpha} \left( 1 - \exp \left( -\alpha \left( \frac{A}{A_{cr}} - 1 \right) \right) \right) \right] \right\}. \quad (1.2.5.25a)$$

При  $A < A_{cr}$  значение  $\sigma = 0$ .

На рисунке 1.2.5.1 для лабораторного эксперимента показаны измеренные значения коэффициента стока в зависимости от времени.

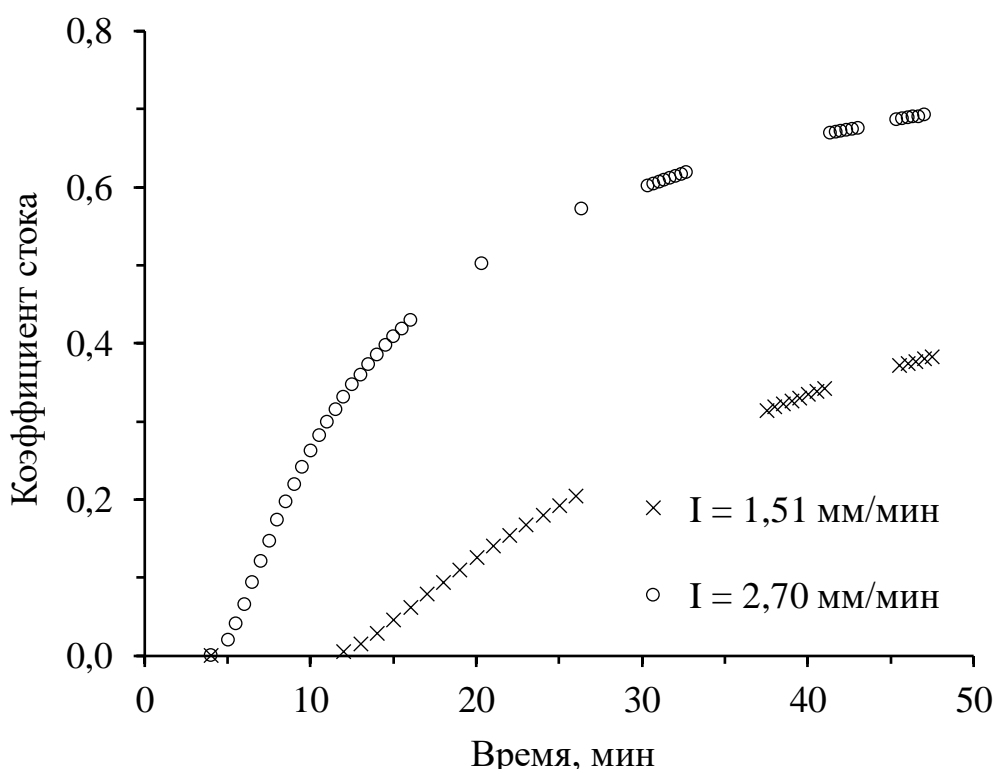


Рисунок 1.2.5.1 – Зависимость коэффициента стока от времени (лабораторный эксперимент)

Через одно и тоже время при большей интенсивности дождя коэффициент стока намного больше (рис. 1.2.5.1). Для обоих случаев при  $\alpha = 1,0$  были проведены расчёты коэффициента стока. На рисунке 1.2.5.2 показана зависимость коэффициента стока от  $A/A_{cr}$ , полученная экспериментальным и расчётным способами. Точность расчёта  $\varepsilon_{ср.вз.} = 4 \%$ . Зависимость коэффициента стока от  $A/A_{cr}$  (рисунок 1.2.5.2) значительно меньше, чем от времени (рис. 1.2.5.1).

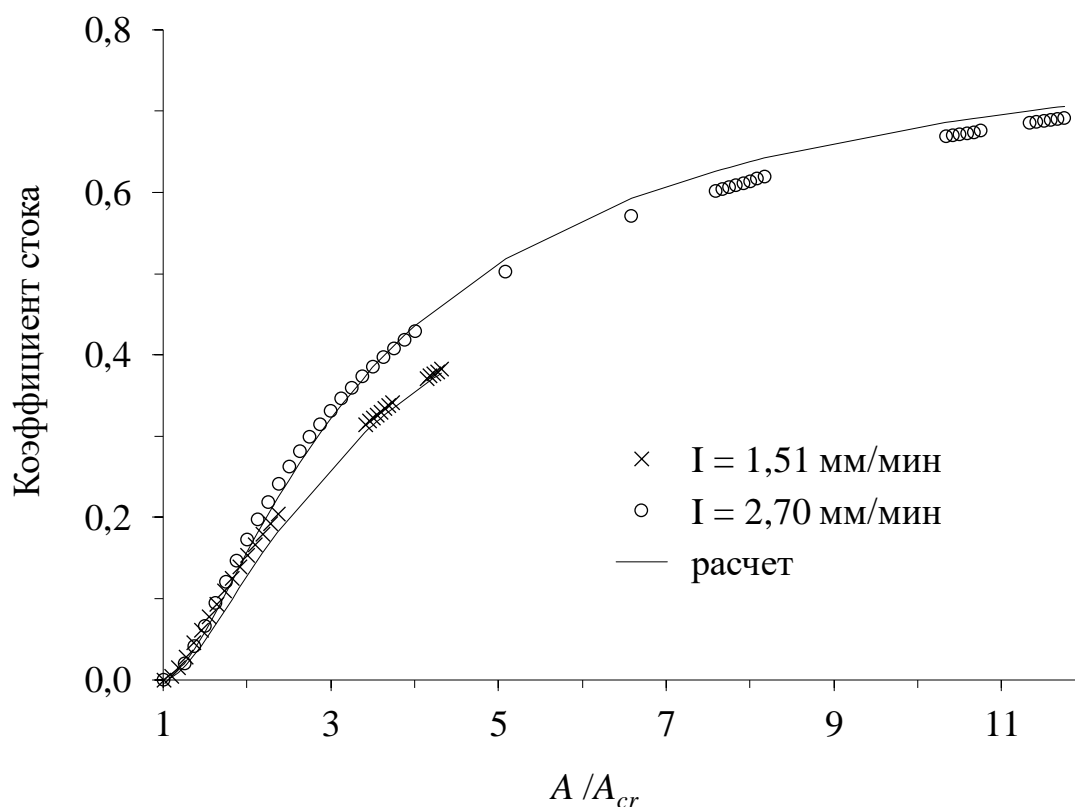


Рисунок 1.2.5.2 – Зависимость коэффициента стока от отношения эрозионной характеристики дождя  $A$  к её критическому значению  $A_{cr}$  (лабораторный эксперимент)

Таким образом, зависимость (1.2.5.8) удовлетворительно описывает впитывание дождевой воды почвой. Заметим, что в обоих случаях сток начинается при близких значениях  $A_{cr}$  (табл. 1.2.5.1). К такому же выводу привели и результаты других экспериментов [101, 102, 104], в которых задавались разные диаметры капель дождя, скорости их падения и интенсивности дождя. Следовательно, из (1.2.5.2) следует, что при прочих равных условиях время до начала стока (затопления) определяется зависимостью

$$t_{cr} = \frac{A_{cr}}{\frac{1}{2} \rho V I^2} . \quad (1.2.5.25)$$

Значение  $A_{cr}$  зависит от свойств почвы и её исходного состояния. В орошении дождеванием для момента затопления ( $t_0$ ) широко применяют [1] зависимости вида



$$t_0 = \frac{const}{I^\gamma}, \quad (1.2.5.26)$$

где значение  $\gamma$  изменяется в интервале 1,25-3,00. Сравнение (1.2.5.26) с (1.2.5.25) подтверждает, что начало затопления (стока) зависит от эрозионной характеристики дождя. В работах [22, 39] для начала стока также использована зависимость типа (1.2.5.26), но уже с введением поправки на ударное действие дождевых капель.

Аналогичным образом были обработаны данные дождей, проведённых в полевых условиях. Условия дождевания и полученные результаты представлены в таблице 1.2.5.1. На рисунке 1.2.5.3 представлена зависимость коэффициента стока от  $A/A_{cr}$ , полученная экспериментальным и расчётным способами. Точность расчета  $\varepsilon_{ср.вз} = 2,7\%$  (для обоих случаев при расчёте принималось  $\alpha = 1,6$ ). Обратим внимание на то, что полученные значения  $\alpha$  близки к среднему значению  $\alpha_s = 1,63$  в (1.2.5.8-б), что дополнительно подтверждает справедливость зависимости (1.2.5.8) для частного случая стационарных искусственных дождей.

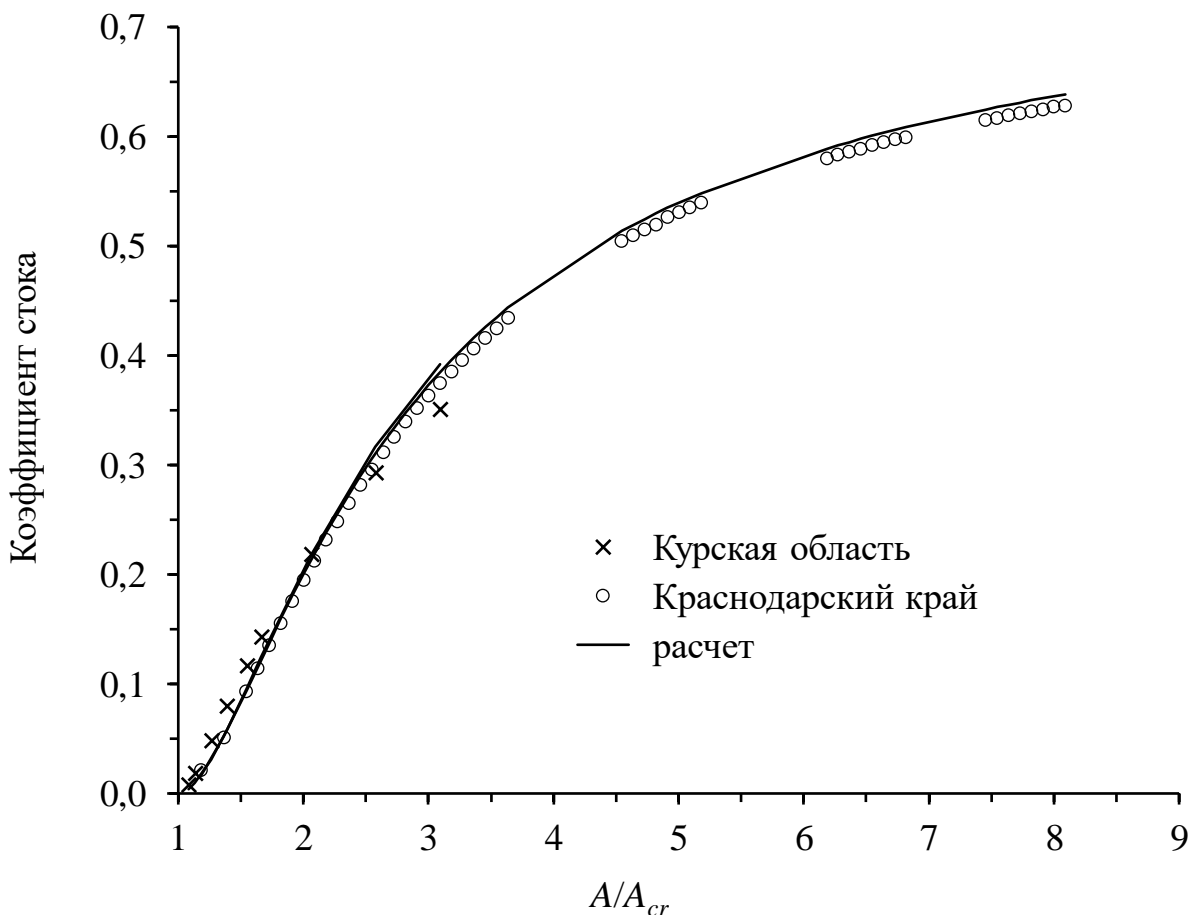


Рисунок 1.2.5.3 – Зависимость коэффициента стока от отношения эрозионной характеристики дождя  $A$  к её критическому значению  $A_{cr}$  (дождевание в полевых условиях)

Из данных на рисунке 1.2.5.3 следует, что практически одна зависимость описывает результаты двух разных экспериментов. В этих экспериментах характеристики почвы и дождя были близкими (табл. 1.2.5.1). Уклон стоковой площадки в Краснодарском крае больше в 3 раза, чем в Курской области. Можно предположить, что разные уклоны не повлияли на впитывающую способность почвы и, как следствие, не повлияли на дождевой сток воды. Таким образом, впитывающая способность зависит не только от свойств почвы, но и от эрозионной характеристики дождя.

*Естественные дожди.* Для проверки полученных зависимостей были использованы материалы наблюдений Нижнедевицкой воднобалансовой станции (ВБС), расположенной в Воронежской области (почва – чернозём на лессовидных суглинках). Рассмотрен сток с нескольких водосборов и стоковых площадок, характеристики которых представлены в таблицах 1.2.5.2 и 1.2.5.3.

Таблица 1.2.5.2 – Характеристика водосборов

Водосбор лога	Площадь, км <sup>2</sup>	Площадь (%) водосбора, занятая		
		пашней	лугом	лесом
Малютки	0,05	100	0	0
Татьянин	0,18	11	89	0
Малый Репный	0,23	100	0	0
Вершинин	0,66	100	0	0
Круглый	0,83	36	5	59
Барский	3,16	68	20	12

Таблица 1.2.5.3 – Характеристика стоковых площадок

Номер площадки	Длина, м	Уклон, %	Площадь (%) площадки, занятая		
			пашней	лугом	лесом*
9-15	100	5,4-8,2	100	0	0
16	100	8,2	0	100	0
21	90	2,4	100	0	0
22	132	3,2	68	0	32*
23	132	3,0	53	0	47*
24	40	2,2	0	0	100

\* – лес расположен в нижней части площадки.

Для водосбора лога Малютки использовали данные наблюдений за 28 лет, для других водосборов и стоковых площадок за 20 лет. Предварительно для каждого дождя с шагом по времени 1 минута были рассчитаны интенсивности осадков и кумулятивные значения  $AI$  (1.2.5.3). В необходимых случаях использовали линейную интерполяцию. С таким же шагом по времени рассчитывали скорость впитывания (1.2.5.8) и проводили численное интегрирование в (1.2.5.9). По данным для лога Малютки оценивали значения неизвестных параметров. Затем, при этих значениях, проводили расчёты для водосборов и стоковых площадок. Во всех расчётах использовали значения индекса стока  $CN$  для группы почв “В” и для средних условий увлажнения. Были рассмотрены случаи, когда на пахотных землях возделывали пропашные культуры (сахарная свёкла, кукуруза, подсолнечник, картофель), зерновые

(яровые и озимые), а также многолетние травы. Для водосбора лога Малютки были рассмотрены 14 случаев со стоком, 11 случаев приходились на зерновые культуры и 3 на многолетние травы. Полученные значения  $AI_{cr}$  и  $K_{уст}$  для многолетних трав, используя значения индексов стока  $CN$ , приводили к условиям зерновых культур с помощью соотношений (1.2.5.28) и (1.2.5.29), обоснование которых даётся в дальнейшем. Максимальная корреляция между эрозионным индексом предшествующих дождей  $AI_{пред}$  (1.2.5.16) и критическим значением эрозионного индекса дождя  $AI_{cr}$  получена для  $n = 8$  дням и  $\varphi = 0,85$ . При  $AI_{cr,min} = 1,0$  т-м/га и  $AI_{cr,max} = 25$  т-м/га на рис. 1.2.5.4 показана зависимость  $Ln(F)$  от  $AI_{пред}$ . (1.2.5.19).

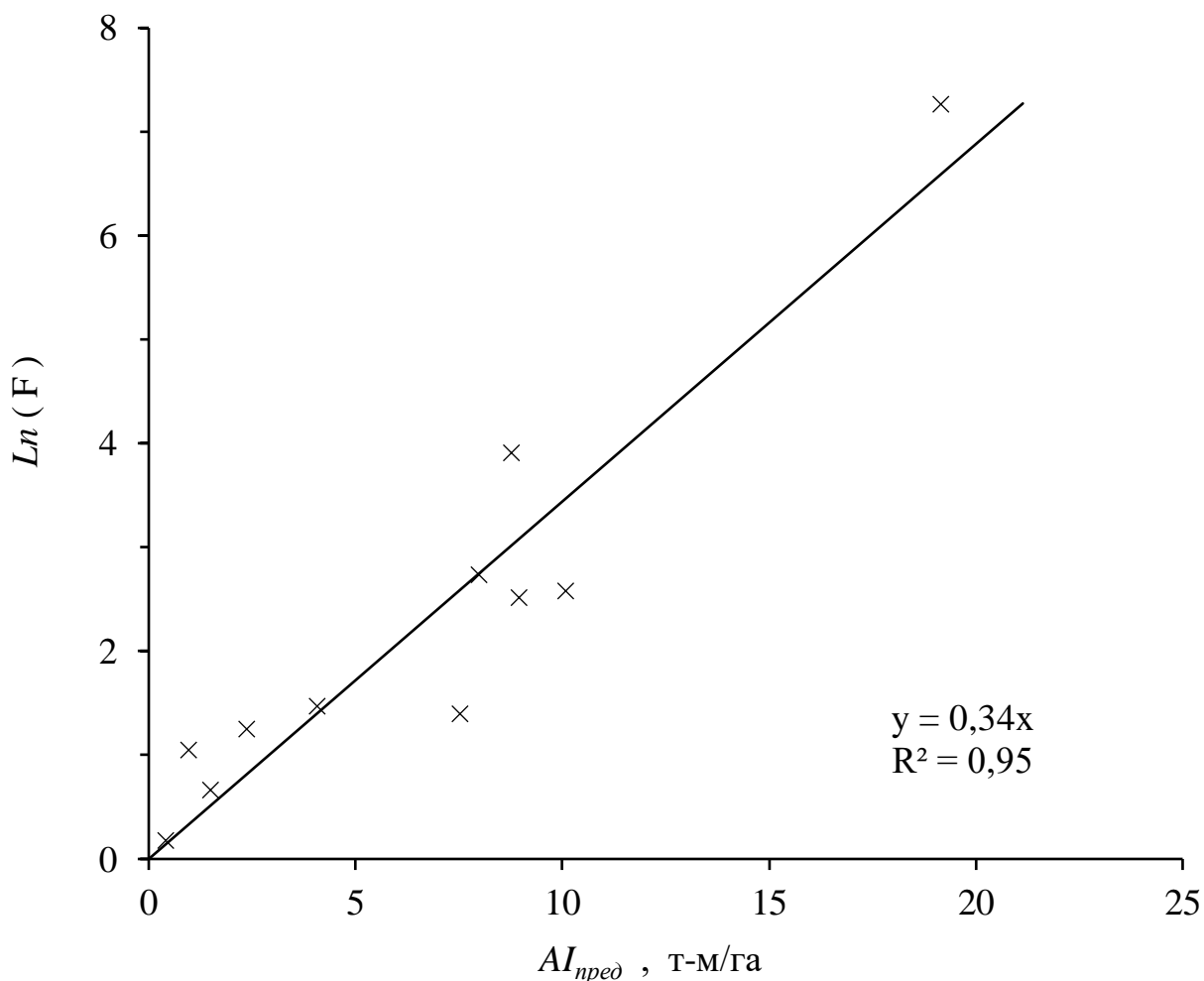


Рисунок 1.2.5.4 – Зависимость  $Ln(F)$  от эрозионного индекса предшествующих дождей  $AI_{пред}$  (1.2.5.19)

На этом и для других рисунках приводятся уравнения линейной регрессии (представленные сплошными линиями) и значения коэффициентов детерминации  $R^2$ . Из рисунка 1.2.5.4 следует, что зависимость  $Ln(F)$  от  $AI_{пред}$  действительно может быть представлена линейной зависимостью, а параметр  $\beta = 0,34$  га/т-м. На рисунке 1.2.5.5 приводится зависимость критического значения индекса дождя  $AI_{cr}$  от эрозионного индекса предшествующих дождей  $AI_{пред}$ , полученная по данным измерений и рассчитанная по (1.2.5.18).

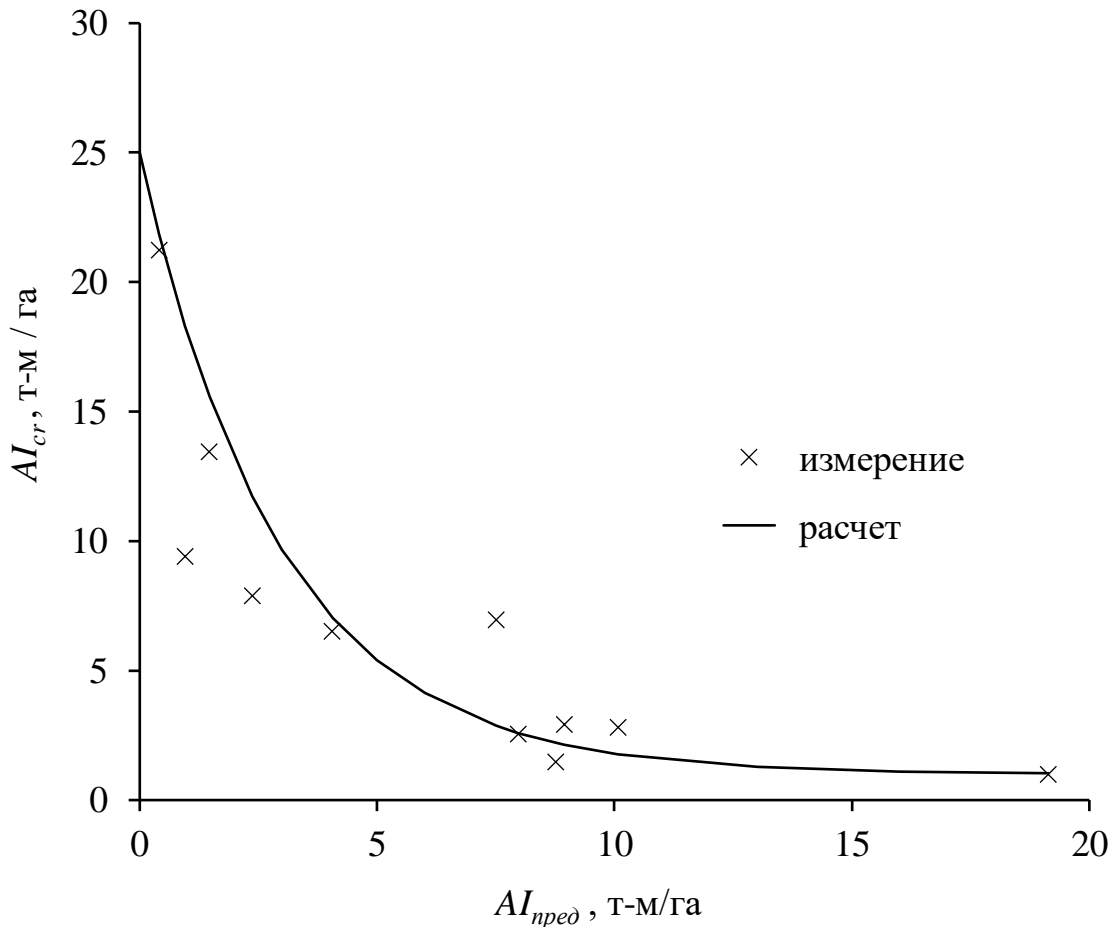


Рисунок 1.2.5.5 – Зависимость критического значения индекса дождя  $AI_{cr}$  от эрозионного индекса предшествующих дождей  $AI_{пред}$

Точность расчёта  $\varepsilon_{ср.вз} = 30\%$ . Следовательно, гипотеза (1.2.5.17) может быть принята.

Как отмечалось выше, из (1.2.5.11) и (1.2.5.15) следует, что должно выполняться равенство  $K_{уст} = const A_{cr}$ . Чтобы проверить это утверждение поступим следующим образом. В зависимость (1.2.5.8) входят две неизвестные величины  $K_{уст}$  и  $\alpha$ . Поскольку результаты дождевания (таблица 1.2.5.1) показали, что полученные значения  $\alpha$  близки к среднему значению  $\alpha_s = 1,63$  в (1.2.5.8-б), то для естественных дождей принимается  $\alpha = 1,6$ . Значения  $K_{уст}$  подбирались для каждого случая стока из условия равенства рассчитанного слоя стока измеренному. Полученные результаты показаны на рисунке 1.2.5.6.

Из данных, представленных на рисунке 1.2.5.6, следует, что зависимость  $K_{уст}$  от  $AI_{cr}$  может быть приближенно описана линейной функцией

$$K_{уст} = c AI_{cr} + d, \quad (1.2.5.27)$$

где  $c = 0,037$ ,  $d = 0,194$ . При  $d = 0$  зависимость (1.2.5.27) подтверждает сделанный ранее вывод о том, что  $K_{уст} = const A_{cr}$ . Точность зависимости (1.2.5.27)  $\varepsilon_{ср.вз} = 24\%$ . Для искусственных дождей по экспериментальным данным установлено, что  $K_{уст}$  линейно зависит от интенсивности осадков [39].

Объяснить это можно тем, что с увеличением интенсивности дождя увеличивается площадь затопления, следовательно, увеличивается и установившаяся скорость впитывания. Отсутствие в (1.2.5.27) зависимости  $K_{уст}$  от интенсивности дождя можно объяснить следующим. В естественных условиях на водосборах формируется ручейковая сеть, через которую происходит сток воды. Площадь ручейковой сети составляет малую долю от общей площади водосбора. Следовательно, эффект затопления в этом случае сказывается в меньшей мере по сравнению с относительно короткими стоковыми площадками, используемыми при дождевании. В частности, этим же можно объяснить и применимость уравнения (1.2.5.10) для водосборов с разной площадью.

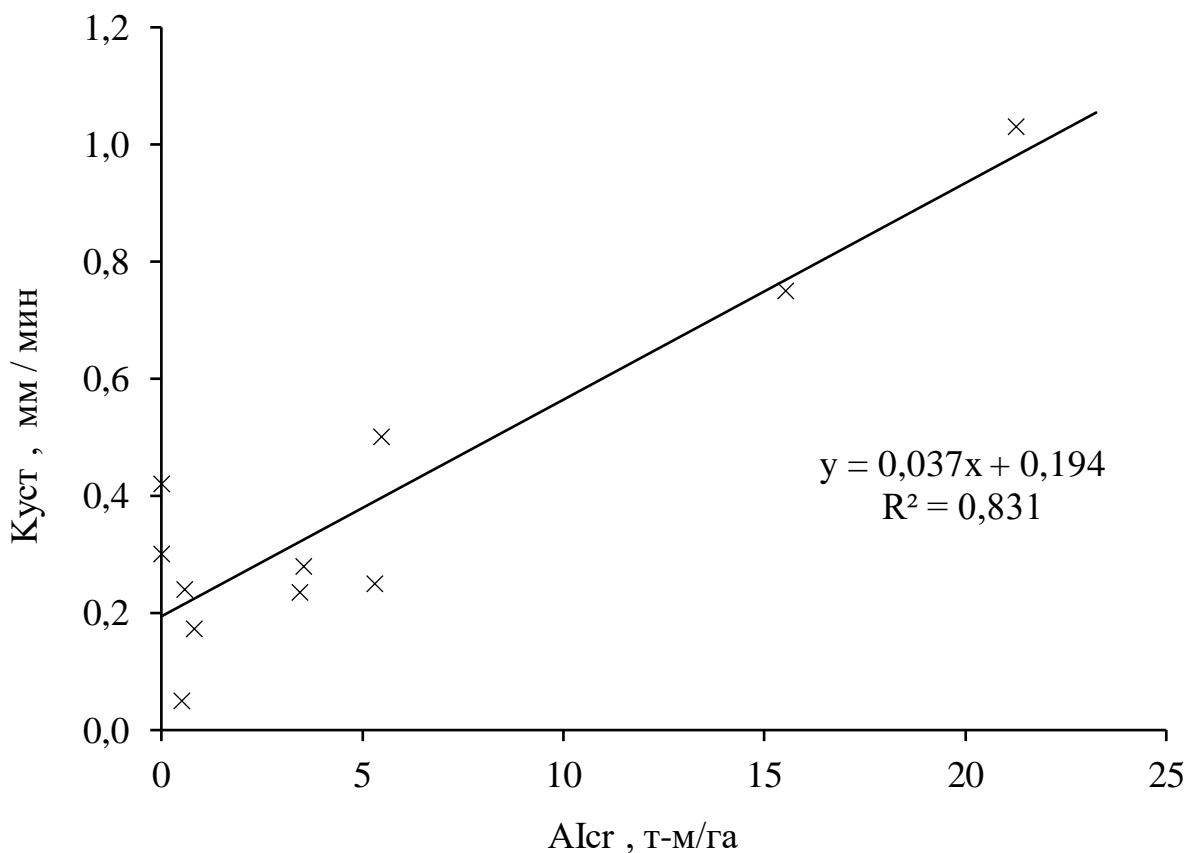


Рисунок 1.2.5.6 – Зависимость установившейся скорости впитывания  $K_{уст}$  от критического значения индекса дождя  $AI_{кр}$

К этому моменту для зерновых культур определены все неизвестные параметры. Далее, соотношение (1.2.5.11) запишем в следующем виде

$$AI_{кр,2} = AI_{кр,1} \frac{S_2}{S_1} . \quad (1.2.5.28)$$

Для каждого случая “1” и “2” из (1.2.5.27) выразим  $A_{кр}$  через  $K_{уст}$ , подставим их в (1.2.5.28) и полученное уравнение решим относительно  $K_{уст,2}$ . В результате придём к соотношению

$$K_{ycm,2} = K_{ycm,1} \frac{S_2}{S_1} + d \left( 1 - \frac{S_2}{S_1} \right). \quad (1.2.5.29)$$

В дальнейших расчётах использовали (1.2.5.28) и (1.2.5.29) вместо (1.2.5.11) и (1.2.5.15). Для всех рассмотренных водосборов и стоковых площадок были рассчитаны слои стока и для них проведён статистический анализ, полученные результаты представлены в таблице 1.2.5.4. Если при расчёте получали  $K_{cr} < K_{ycm}$ , то принимали  $K_{cr} = K_{ycm}$ .

Таблица 1.2.5.4 – Результаты статистической обработки измеренных и рассчитанных слоёв стока

Лога / стоковые площадки	Количество событий	Вероятность грубой ошибки $P$ (24) <sup>***</sup> , %	$s^*$ в (20), мм	$\varepsilon_{cp.вз.}$ (21), %	$C_r^{**}$ в (22)	$R^2$ в (22)	$\varepsilon_{\Sigma}$ (23), %
Малютка	14	7	1,06	36	1,0	0,88	-18
Остальные лога	20	20	2,15	70	1,5	0,86	32
Все лога	34	15	1,82	53	1,3	0,82	7
Все стоковые площадки	30	7	0,56	31	1,2	0,94	-29
Все лога + все стоковые площадки	64	11	1,34	47	1,3	0,86	-3

\*  $s$  – стандартная погрешность остатков (разностей) в (20);

\*\*  $C_r$  – коэффициент регрессии в (22);  $R^2$  – коэффициент детерминации.

\*\*\* – здесь и далее в ссылках таблицы на номера формул приведены только две последние цифры, например, (24) соответствует (1.2.5.24).

Проверка гипотезы о нормальном распределении остатков  $d_i$  (20) показала, что все выборки (в таблице 1.2.5.4 приведены только основные) описываются нормальным распределением  $N(0, \sigma^2)$ , если они не содержат данные по стоку с площадки 24 (занятую полностью лесом). Включение в выборки этих данных приводит к тому, что остатки уже не подчиняются нормальному распределению. Измеренный слой стока с площадки 24 был очень малым и изменялся в интервале 0,013-0,625 мм. Это практически совпадает со стандартной погрешностью  $s$  для всех стоковых площадок. Для выборок, которые включают слои стока с площадки 24 (в таблице 1.2.5.4 это два нижних случая) была проведена приближенная проверка гипотез о равенстве нулю математического ожидания для остатков. Проверка основана на асимптотическом поведении распределения вероятностей для выборочного среднего значения и не требует, чтобы остатки подчинялись нормальному распределению [2]. Результаты проверки гипотез в обоих случаях показали, что при уровне значимости 5 % гипотеза о равенстве нулю математического ожидания для остатков может быть принята. Таким образом, для всех рассмотренных случаев выполняется равенство  $Y_{изм, i} = Y_{рас, i}$  в пределах стандартной погрешности.

В таблице 1.2.5.5 приведены результаты расчётов для рассмотренных водосборов, вся площадь которых была занята пашней.

Таблица 1.2.5.5 – Данные по стоку для водосборов, занятых только пашней

Дата дождя	Агрофон	Слой стока, мм		Отклонение,
		Измерение	Расчёт	%
Лог Малютка				
5.07.1960	Вика+овес	1,3	0	-100
7.07.1960	Вика+овес	0,6	0,20	-67
6.08.1960	Вика+овес	0,8	0	-100
9.08.1960	Вика+овес	1,9	0,93	-51
24.08.1960	Вика+овес	1,6	1,1	-31
4.05.1961	Вика+овес	0,9	0	-100
19.08.1969	Ячмень	2,7	1,9	-30
22.06.1971	Многолетние травы	0,6	1,1	83
25.06.1971	Многолетние травы	4,7	4,5	-4
1.07.1972	Озимые	2,0	0	-100
10.08.1977	Горох	6,7	7,0	4
15.07.1978	Озимые	8,7	11,0	26
9.07.1984	Многолетние травы	1,3	0	-100
Лог Малый Репный				
22.05.1961	Сахарная свёкла	1,0	0	-100
11.06.1971	Кукуруза – 17 %, Сахарная свекла –70 %, Подсолнечник –13 %	5,8	8,0	38
Лог Вершинин				
17.08.1976	Ячмень –18 %, Кукуруза – 12 %, Подсолнечник –70 %	0,01	0	-100

Для водосборов (кроме лога Малютки) расчёт превышает в среднем на 50 % измеренный сток и точность расчёта (70 %) хуже. Это можно объяснить пространственным размещением на водосборе различных видов растительности. К такому выводу приводят данные наблюдений и расчётов (таблица 1.2.5.6) для дождя, выпавшего 9 августа 1969 г. на стоковые площадки 21-24.

Таблица 1.2.5.6 – Данные по стоку, измеренного 9.08.1969 г.

№ площадки		21	22		23		24
Растительность		Овес	Лес	Овес	Лес	Овес	Лес
Площадь, %		100	32	68	47	53	100
Расчитанный сток, мм	для растительности	2,9	0,008	2,9	0,008	2,9	0,008
	для всей площадки	2,9	2,0		1,5		0,008
Измеренный сток, мм		3,2	0,042		0,068		0,025

Поскольку нижняя часть площадок 22 и 23 занята лесом (и обладает высокой впитывающей способностью), то поступающая с верхней части площадки вода теряется на впитывание в лесном массиве. Аналогично происходит и на водосборах, поскольку пашня размещается на верхних

(пологих) участках водосбора, а залуженные и залесённые участки размещаются на нижних участках. Сопоставление результатов расчёта и измеренных слоёв стока позволяет сделать вывод, что и для естественных дождей можно использовать зависимость (1.2.5.8). Для случаев с малыми слоями стока (доли миллиметра) расчёт часто даёт значение 0, то есть отклонение – 100 %. Поскольку таких случаев относительно много, то это приводит к увеличению значения  $\varepsilon_{cp.вз}$  (1.2.5.21). С точки зрения эрозии почвы малый сток не представляет большого интереса. Точность же расчёта суммарного (за многолетний период) слоя стока  $\varepsilon_{\Sigma}$  заметно лучше.

Например, для лога Малютка (с периодом наблюдений 28 лет) для слоёв дождевого стока (таблица 1.2.5.4) относительная погрешность  $\varepsilon_{cp.вз} = 36 \%$ , а погрешность суммарных слоёв стока  $\varepsilon_{\Sigma} = -18 \%$  (рассчитанный суммарный сток на 18 % меньше измеренного). Это означает, что результаты расчёта (по предложенным уравнениям) являются достоверными.

## ВЫВОДЫ

1. Зависимость впитывающей способности почвы (1.2.5.8) обеспечила достоверные результаты расчётов, как для искусственных дождей (для эрозионной характеристики  $A$ ), так и для естественных (для эрозионного индекса дождей  $AI$ ). Учитывая равенство  $AI = 2,3 \times 10^4 A$  (1.2.5.4), величины  $A$  и  $AI$  являются критериями подобия для впитывающей способности почвы (как следствие, и для дождевого стока воды). Значения величин  $K_{уст}$ ,  $K_{cr}$  и  $\alpha$ , полученные для искусственного дождя, можно использовать для естественных дождей и для такой же почвы. Смыв почвы описывает линейная функция в разделе 1.2.1, а впитывающую способность – экспоненциальная (1.2.5.8). Эта функция описывает безнапорное впитывание на межручейковой поверхности почвы и не зависит от ручейковой сети.

2. Применение уравнения SCS США упростило расчёты дождевого слоя стока и расширило перечень практических задач, для которых необходимы такие расчёты. Это уравнение, также не зависит от ручейковой сети.

3. Для объяснения полученных результатов можно принять гипотезу: дождевой сток с поверхности водосборов и стоковых площадок определяет безнапорное впитывание на межручейковой поверхности почвы, а напорное впитывание в ручейках можно не учитывать.



## Глава 2. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЭРОЗИИ ПОЧВЫ ПРИ СНЕГОТАЯНИИ

Эрозия почвы при снеготаянии исследована значительно в меньшей мере по сравнению с дождевой эрозией. Основная проблема связана с оттаиванием почвы и с отсутствием ударного воздействия дождя на почву и на поток стекающей воды.

Наиболее известными уравнениями, которые в России применяли для расчёта потерь почвы, были уравнение ГГИ (Государственного Гидрологического Института) [31] и его адаптации для проектирования противоэрозионных мер [45], Г.П. Сурмача [69], В.Д. Иванова [29], В.П. Герасименко и М.В. Кумани [18]. Эти уравнения являются эмпирическими, не учитывают транспортирующую способность потока воды. Для них отсутствует их проверка (верификация) по причине отсутствия необходимых для этого данных натуральных наблюдений. Достоинство физически обоснованных моделей заключается в следующем: 1) они используют зависимости, которые можно использовать для любых почвенных и климатических условий; 2) для их проверки требуется меньше данных натуральных наблюдений. В США был проект WEPP (Water Erosion Prediction Project) [125]. Его целью была разработка физически обоснованных моделей дождевой эрозии и эрозии при снеготаянии, которые должны были заменить эмпирическое уравнение USLE (Universal Soil Loss Equation) [158]. Цель была достигнута только для дождевой эрозии почвы. При снеготаянии также, как и при выпадении дождей, эрозию разделяют на ручейковую и межручейковую. В этом случае существуют две основные проблемы: первая – отрыв почвенных агрегатов при снеготаянии и оттаивании почвы; вторая – формирование ручейковой сети.

В России предложена физически обоснованная модель отрыва почвенных агрегатов при оттаивании почвы [38, 40]. Локальная проверка модели дала положительный результат [41]. Однако, она не рассматривает формирование русла ручейков. Целью представленных ниже результатов исследований была разработка физически обоснованных моделей эрозии почвы при снеготаянии.

### 2.1. Ручейковая эрозия почвы

Описание модели ручейковой эрозии почвы при снеготаянии основано на публикации [151], которая переведена на русский язык. Исследования были проведены в рамках российско-германского проекта “Волга-Рейн”. Одной из задач проекта была разработка физически обоснованной модели ручейковой эрозии почвы при снеготаянии.

*Объекты и методы исследований. Поперечное сечение русла ручейков.* На полигоне Института фундаментальных проблем биологии РАН проводили измерения следующих характеристик ручьев: расход воды, концентрацию наносов, профиль сечения потока воды. Также измеряли температуру воздуха,

почвы и воды. Полигон расположен в 100 км к югу от Москвы, почва – серая лесная. Агрофон – зябь и озимая пшеница, обработка почвы – вспашка на глубину (20-22) см. На рисунке 2.1.1, в качестве примера, представлены результаты измерения поперечного сечения глубины потоков в ручьях для разных расходов воды.

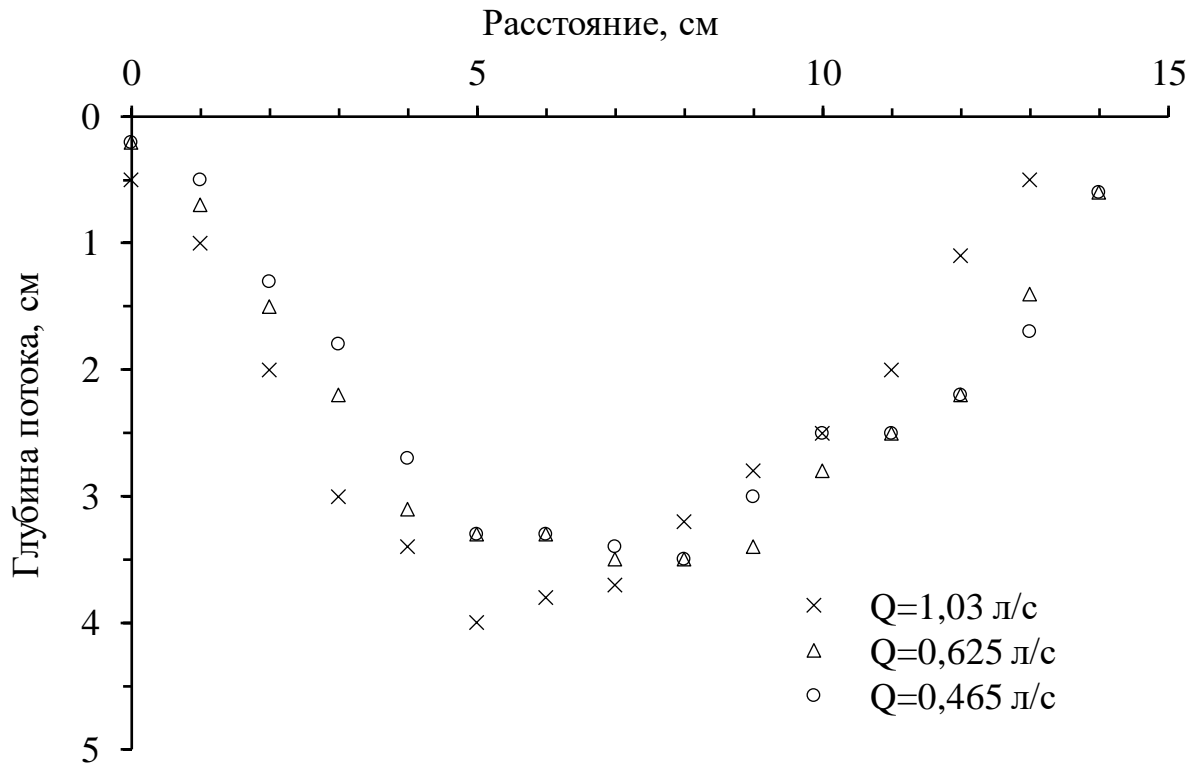


Рисунок 2.1.1 – Измеренные 31.03.1999 г. глубины потоков ручьёв на зяби: расстояние от берега ручья;  $Q$  – расход воды

Результаты измерений показали, что, как правило, поперечное сечение русел ручейков можно представить треугольной формой (рис. 2.1.2).

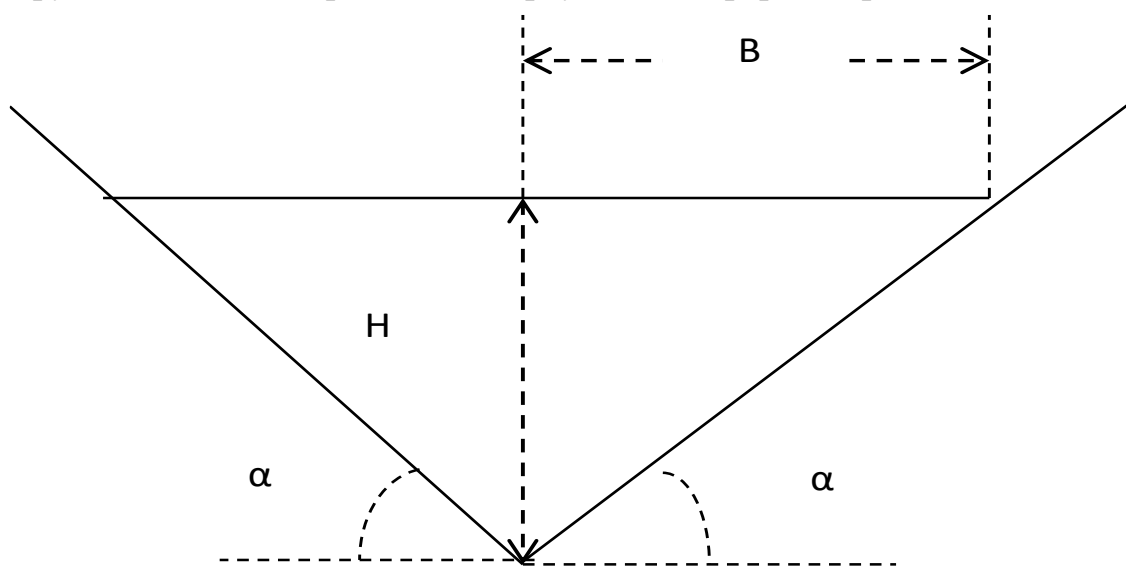


Рисунок 2.1.2 – Схема поперечного сечения ручейка:  $H$  – глубина потока;  $2B$  – ширина потока;  $\alpha$  – угол откоса берега

К такому же выводу привели результаты лабораторных экспериментов [127]. Статистическая обработка результатов измерений показала, что тангенс угла откоса (рисунок 2.1.2) можно описать следующей зависимостью

$$Tg(\alpha) = Tg(\alpha_{max}) - [Tg(\alpha_{max}) - Tg(\alpha_{min})] \exp(-\beta Q), \quad (2.1.1)$$

где  $Q$  – расход воды, л/с;  $\beta$  – постоянная величина, с/л,  $\alpha_{min}$  и  $\alpha_{max}$  – соответственно минимальный и максимальный угол откоса. Измерения проведены в течение 4 лет (1986, 1996, 1999 и 2000 годы). Всего измерено 98 поперечных сечений потоков (75 для зяби и 23 для озимой пшеницы). Полученные значения параметров формулы (2.1.1) представлены в таблице 2.1.1.

Таблица 2.1.1 – Значения параметров формулы (2.1.1)

Параметр	Зябь	Озимая пшеница
$Tg(\alpha_{max})$	0,6	0,6
$Tg(\alpha_{min})$	0,1	0,2
$\beta$ , с/л	3,5	3,5
$\varepsilon_{aw}$ , %	14,4	23,6
Диапазон измеренных значений:		
$Tg(\alpha)$	0,146-0,68	0,146-0,91
$Q$ , л/сек	0,010-1,79	0,0108-0,915

В качестве критерия точности формулы (2.1.1) использовано средневзвешенное относительное отклонение рассчитанных значений от измеренных ( $\varepsilon_{aw}$ , %). Весовой функцией приняты измеренные значения.

Точность (табл. 2.1.1) формулы (2.1.1) для посевов озимой пшеницы ( $\varepsilon_{aw}= 23,6$  %) ниже по сравнению с зябью ( $\varepsilon_{aw}= 14,4$  %). Это можно объяснить, с одной стороны, меньшим количеством данных измерений, а, с другой стороны, тем, что в случае с озимой пшеницей один берег ручья иногда “упирается” в посева, а другой берег формируется в условиях отсутствия посева (посевы вдоль склона).

Полученные значения  $Tg(\alpha)$  близки к значениям естественного откоса для мелиоративных земляных каналов [61], то есть для условий не замерзшей почвы. Это означает, что, как правило, отрыв почвенных частиц происходит тогда, когда почва у поверхности русла ручейка уже оттаяла на глубину более диаметра почвенных агрегатов.

*Модель ручейковой эрозии почвы (теория).* Рассмотрим стоковую площадку с малой длиной  $L$  и с уклоном  $i$ . Примем следующие допущения, которые будут использованы в дальнейшем. 1. На стоковой площадке формируется один ручей. 2. Боковое поступление воды в ручей, нормированное на единицу длины ручья, является одинаковым для всей площадки и медленно изменяется во времени. 3. За малое приращение времени  $dt$  расход воды со стоковой площадки практически не изменяется. 4. В каждый момент времени  $t$  и на любом расстоянии  $x$  от верха площадки поперечное сечение потока воды определяется расходом воды  $Q$ . 5. Отрыв почвенных частиц происходит для оттаявшей почвы. 6. Все оторванные почвенные

агрегаты и частицы транспортируются потоком воды. 7. Для оттаявшей почвы не учитываются силы сцепления между почвенными частицами.

Рассмотрим профили русла ручья в моменты времени  $t$  и  $t + dt$ , где  $dt$  – малое приращение времени. На рисунке 2.1.3 для момента времени  $t$  профиль изображен сплошной линией, а для момента времени  $t + dt$  – пунктирной. Согласно допущениям 3 и 4, за время  $dt$  расход воды  $Q$  не изменился, следовательно, не изменился и угол откоса  $\alpha$  (последнее следует из формулы (2.1.1)).

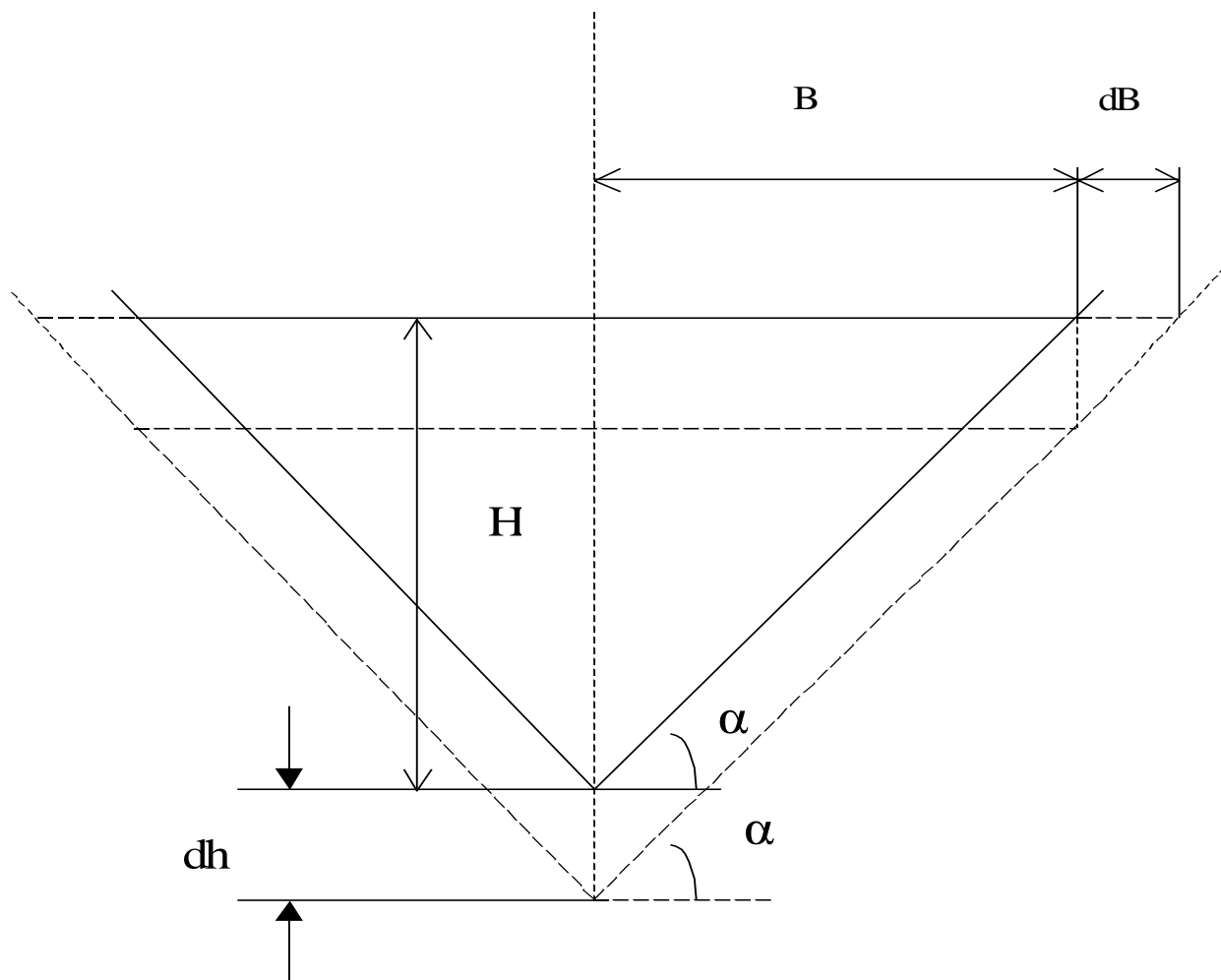


Рисунок 2.1.3 – Профили русла ручья в моменты времени  $t$  и  $t + dt$ :  
сплошная линия соответствует времени  $t$ ;  
пунктирная – времени  $t + dt$

В результате донного размыва за время  $dt$  (с) поток воды опустился на глубину  $dh$  (м). Приращение площади поперечного сечения ручья  $dS_{rill}$  ( $m^2$ ) с точностью до малой величины  $dh$  запишется

$$dS_{rill} = 2 H Ctg(\alpha) dh, \quad m^2, \quad (2.1.2)$$

где  $H$  – глубина потока, м. Разделим обе части уравнения (2.1.2) на  $dt$  и получим

$$\frac{dS_{rill}}{dt} = 2 H Ctg(\alpha) \frac{dh}{dt}, \quad (2.1.3)$$

где  $dS_{rill}/dt$  – увеличение площади сечения ручья в единицу времени, м<sup>2</sup>/с;  $dh/dt$  – интенсивность “врезания” потока воды в почву, м/с. Далее запишем

$$\frac{dh}{dt} = \frac{q}{\rho_{soil}}, \quad (2.1.4)$$

где  $q$  – интенсивность донного размыва почвы, кг/(м<sup>2</sup> с);  $\rho_{soil}$  – плотность сложения почвы, кг/м<sup>3</sup>.

Из (2.1.3) и (2.1.4) следует, что в любой момент времени  $t$  и на любом расстоянии  $x$  от верха стоковой площадки

$$\frac{dS_{rill}(t, x)}{dt} = 2H(t, x) \text{Ctg}[\alpha(t, x)] \frac{q(t, x)}{\rho_{soil}}, \text{ м}^2/\text{с}. \quad (2.1.5)$$

За интервал времени ( $T_2 - T_1$ ) объём ручья (м<sup>3</sup>) увеличится на величину

$$Volume = \int_{T_1}^{T_2} dt \int_0^L \frac{dS_{rill}(t, x)}{dt} dx. \quad (2.1.6)$$

За этот интервал времени ручейковая эрозия (кг) будет равна

$$RillErosion = \rho_{soil} Volume. \quad (2.1.7)$$

Из допущения 2 следует, что в произвольный момент времени  $t$  на произвольном расстоянии  $x$  от верха площадки расход воды  $Q(t, x)$  описывается уравнением

$$Q(t, x) = [Q_L(t)/L] x, \quad (2.1.8)$$

где  $Q_L(t)$  – расход воды в замыкающем створе, м<sup>3</sup>/с;  $L$  – длина площадки, м. Площадь (м<sup>2</sup>) поперечного сечения потока

$$S_f = HB, \quad (2.1.9)$$

где  $H$  – глубина потока, м;  $2B$  – ширина потока (рисунок 2.1.2), м.

$$B = H/Tg(\alpha), \quad (2.1.9-a)$$

Гидравлический радиус (м) для треугольной формы канала

$$R = H \text{Cos}(\alpha)/2. \quad (2.1.10)$$

Средняя скорость потока (м/с) описывается уравнением Шези-Маннинга

$$V = R^{2/3} i^{1/2}/n, \quad (2.1.11)$$

где  $i$  – уклон ручейка, безразмерный,  $n$  – коэффициент Маннинга. Расход (м<sup>3</sup>/с) воды

$$Q(t, x) = S_f V. \quad (2.1.12)$$

Используя зависимости (2.1.8) – (2.1.12), получаем

$$Q(t, x) = H^{8/3} i^{1/2} \text{Cos}^{2/3}(\alpha) [n Tg(\alpha) 2^{2/3}]. \quad (2.1.13)$$

Из равенства (2.1.13) следует

$$H(t, x) = Q(t, x)^{3/8} 2^{1/4} [n Tg(\alpha)]^{3/8} [i^{3/16} \text{Cos}^{1/4}(\alpha)]. \quad (2.1.14)$$

Таким образом, зная расход воды со стоковой площадки  $Q_L(t)$ , по уравнению (2.1.8) можно рассчитать  $Q(t, x)$ , а по уравнению (2.1.1) – угол  $\alpha(t, x)$ . Далее по уравнению (2.1.14) находим глубину потока  $H(t, x)$ , которая входит в выражение (2.1.5).

Теперь определим неизвестную величину  $q(t, x)$  в выражении (2.1.5). Согласно допущению 5, отрыв почвенных частиц происходит для оттаявшей почвы. Для этого случая используем уравнение Ц.Е. Мирцхулавы [53, 56]

$$q = 1,1 \times 10^{-6} \omega D_{wsp} \rho_{particle} \left( \frac{V_{\Delta}^2}{V_{\Delta,cr1}^2} - 1 \right), \quad (2.1.15)$$

где  $q$  – интенсивность эрозии, кг/(м<sup>2</sup> с);  $\omega = 10 \text{ с}^{-1}$  – частота пульсаций скорости потока;  $D_{wsp}$  – средневзвешенный диаметр водопрочных агрегатов, м;  $\rho_{particle}$  – плотность этих агрегатов, кг/м<sup>3</sup>;  $V_{\Delta}$  – донная скорость потока, м/с;  $V_{\Delta,cr1}$  – первая критическая донная скорость (неразмывающая), м/с. Если в уравнении (2.1.15)  $V_{\Delta} < V_{\Delta,cr1}$ , то  $q = 0$ .

Для донной скорости потока используется формула В.Н. Гончарова [20]

$$V_{\Delta} = 1,25V/Lg(6,15H/\Delta), \quad (2.1.16)$$

где  $\Delta$  – размер выступа шероховатости, м. Глубина потока  $H$  рассчитывается по уравнению (2.1.14), а скорость потока  $V$  – по уравнениям (2.1.10) и (2.1.11). Шероховатость дна выражается через диаметр водопрочных агрегатов [35]

$$\Delta = 0,7D_{wsp}, \quad (2.1.17)$$

Следовательно, при известном расходе воды  $Q(t, x)$  можно по уравнениям (2.1.16) и (2.1.17) рассчитать донную скорость потока  $V_{\Delta}$  для любого момента времени  $t$  и для любого расстояния  $x$  от верха площадки.

Согласно допущению 7 силы сцепления между частицами почвы не учитываются. В таком случае вторая критическая (размывающая) скорость потока (м/с) для почвы в состоянии пара приблизительно запишется [36]

$$V_{\Delta,cr2} = 1,55 \sqrt{\frac{m_1 m_2 g}{\rho_{water} n_1} (1 - P) D_{wsp} (\rho_{mineral} - \rho_{water})}, \quad (2.1.18)$$

где  $g = 9,81 \text{ м/с}^2$  – ускорение гравитации;  $P$  – порозность почвенных агрегатов, безразмерная;  $\rho_{water}$  – плотность воды, кг/м<sup>3</sup>;  $\rho_{mineral}$  – плотность твердой фазы почвы, кг/м<sup>3</sup>. Коэффициент  $m_1$  характеризует условия размыва и по данным Ц.Е. Мирцхулавы [36] при наличии в потоке взвешенных наносов  $m_1 = 1,4$ . Коэффициент  $m_2$  зависит от содержания корней растений диаметром менее 1 мм, при незначительном их содержании  $m_2 = 1,0$  [36]. Параметр  $n_1$  характеризует пульсацию скоростей в потоке, для поливной борозды  $n_1 = 2,3$  [36]. Приведённые значения  $m_1$ ,  $m_2$  и  $n_1$  использовались в дальнейших расчетах.

Между критическими скоростями потока воды существует зависимость [53]

$$V_{\Delta,cr2} = 1,4V_{\Delta,cr1}. \quad (2.1.19)$$

Зная физические характеристики почвы, по уравнениям (2.1.18) и (2.1.19) можно рассчитать величину  $V_{\Delta,cr1}$ , которая входит в уравнение (2.1.15). Таким образом, при известной величине расхода воды  $Q(t, x)$  определяем интенсивность эрозии на дне ручья  $q(t, x)$ , следовательно, и величину  $dS_{rill}/dt$  (2.1.5). Интегрирование (2.1.6) даёт объём сформировавшегося русла ручья, а уравнение (2.1.7) позволяет оценить величину ручейковой эрозии в весовых единицах.

*Проверка модели.* Для проверки модели ручейковой эрозии почв использованы независимые данные наблюдений, полученные на стоковых площадках Нижнедевицкой воднобалансовой станции (Воронежская область). Почва – чернозём среднесуглинистый. Размеры стоковых площадок представлены в таблице 2.1.2.

Таблица 2.1.2 – Размеры стоковых площадок

№ площадки	Длина, м	Ширина, м	Уклон, %	Экспозиция
9	100	20	5,45	Северная
10	100	20	5,58	Северная

В таблице 2.1.3 приведены данные по агрофонам. В течение дня в моменты времени  $t_1, t_2, \dots, t_N$  на стоковых площадках проводили измерения расходов воды  $Q_1, Q_2, \dots, Q_N$  и концентрации наносов  $C_1, C_2, \dots, C_N$ , где  $N$  – количество измерений. Измерения проводили в замыкающем створе стоковых площадок. Используя данные измерений, расчёт потерь почвы проводили по следующему уравнению

$$\text{SoilLosses} = \sum \frac{1}{2} (Q_{i-1} C_{i-1} + Q_i C_i) (t_i - t_{i-1}). \quad (2.1.20)$$

Таблица 2.1.3 – Агрофоны стоковых площадок

Год	Площадка 9	Площадка 10
1962	Озимая пшеница	Зябрь
1963	Озимая пшеница	Зябрь
1964	Зябрь	Зябрь
1965	Зябрь	Зябрь
1966	Зябрь	Измерения не проводили
1968	Зябрь	Зябрь
1969	Зябрь	Зябрь

В таблице 2.1.4 приведены почвенные характеристики для стоковых площадок.

Таблица 2.1.4 – Почвенные характеристики

$\rho_{soil}, \text{Г/см}^3$	$\rho_{mineral}, \text{Г/см}^3$	$D_{wsp}, \text{мм}$	$P^*$
0,91	2,58	0,5	0,408

\* – данные М.С. Кузнецова [36].

По данным Ц.Е. Мирцхулавы [56] можно принять, что для озимой пшеницы значение  $V_{\Delta,cr1}$  в 1,5 раза больше по сравнению с зябью.

При проведении численных расчетов по модели ручейковой эрозии длину площадки делили на  $N = 10$  равных частей ( $x_1, x_2, \dots, x_{10}$ , где  $x_j$  –

расстояние от верха площадки). Для каждого расстояния  $x_j$  и момента времени  $t_i$  (когда проводили измерения) рассчитывали значения  $\frac{dS_{rill}(t_i, x_j)}{dt}$  (2.1.5). Далее, применяя численное интегрирование, рассчитывали значения  $Volume$  (2.1.6) и  $RillErosion$  (2.1.7) для каждого дня. При суммировании по всем дням и годам получили значения ручейковой эрозии за многолетний период наблюдений. В таблице 2.1.5. приведены значения потерь почвы за этот период. Отметим, что при  $N = 100$  были получены практически те же результаты.

Таблица 2.1.5 – Потери почвы за многолетний период

	Номер площадки			Все площадки
	9 (зябрь)	9 (озимая пшеница)	10 (зябрь)	
Потери почвы (измеренные), кг	134,6	48,6	326,1	509,3
Модель ручейковой эрозии (рассчитанные), кг	183,3	65,2	398,9	647,5
Отклонение, %	36,2	34,1	22,4	27,1

Из данных таблицы 2.1.5 следует, что за многолетний период точность расчёта по модели в интервале (22,4-36,2) %. При использовании предложенной модели такая точность расчётов позволяет оценивать реальные потери почвы.

Вывод. Предложенную модель ручейковой эрозии почвы при снеготаянии можно использовать для расчётов потерь почвы за многолетний период времени.

## 2.2. Поверхностная эрозия почвы

Описание математической модели эрозии почвы при снеготаянии основано на публикации [78]. Разработка таких моделей значительно отстает от разработки моделей дождевой эрозии. Одной из главных причин отставания является сложность процессов, протекающих при оттаивании почвы, в частности, это отрыв почвенных агрегатов и формирование ручейковой сети. Впервые было предложено физически обоснованное уравнение отрыва почвенных агрегатов для оттаивающей почвы [38, 40] и получены обнадеживающие результаты его применения для полевых условий [41]. Это уравнение включает параметры, для определения значений которых требуется проведение специальных исследований, что пока ограничивает его практическое применение. Следующим шагом в моделировании эрозии почвы была разработка модели ручейковой эрозии [151]. Целью данной работы была разработка физически обоснованной модели, ориентированной на её практическое применение для условий России.

### *Уравнение отрыва почвенных агрегатов потоком воды*

При снеготаянии формируется ручейковая сеть, по которой происходит транспорт наносов. Заметим, что описание формирующейся структуры



ручейковой сети на водосборе является весьма сложной задачей. Для упрощения примем, что в произвольной точке водосбора с координатами  $X$  на единицу ширины склона формируется  $n_r$  ( $\text{м}^{-1}$ ) одинаковых ручейков. Используя модель ручейковой эрозии [151], для этой точки водосбора запишем уравнение отрыва почвенных агрегатов потоком воды

$$m_{\text{det}}(t, X) = 2ctg(\alpha)h_r q_s n_r, \quad (2.2.1)$$

где  $m_{\text{det}}(t, X)$  – интенсивность отрыва почвенных агрегатов ручейковыми потоками с единицы площади водосбора в момент времени  $t$ ,  $\text{кг}/(\text{м}^2 \text{ с})$ ;  $\alpha$  – угол откоса берега ручья (принимается, что поперечное сечение ручейков имеет треугольную форму),  $h_r$  – глубина потока в ручейке,  $\text{м}$ ;  $q_s$  – интенсивность отрыва почвенных частиц с единицы площади дна ручейка,  $\text{кг}/(\text{м}^2 \text{ с})$ . Сначала предположим, что вода стекает по оттаявшей поверхности почвы. Тогда величина  $q_s$  задается уравнением Ц.Е. Мирцхулавы [53]

$$q_s(t, X) = 1,1 \times 10^{-6} \omega D_a \rho_a \left[ \left( \frac{V_\Delta}{V_{\Delta cr1}} \right)^2 - 1 \right], \quad (2.2.2)$$

где  $\omega = 10$  – частота пульсаций скорости потока,  $\text{с}^{-1}$ ;  $D_a$  – средний диаметр водопрочных агрегатов,  $\text{м}$ ;  $\rho_a$  – плотность водопрочных агрегатов,  $\text{кг}/\text{м}^3$ ;  $V_\Delta$  – донная скорость потока,  $\text{м}/\text{с}$ ;  $V_{\Delta cr1}$  – первая критическая (неразмывающая) донная скорость потока,  $\text{м}/\text{с}$ . При  $V_\Delta < V_{\Delta cr1}$  эрозия отсутствует ( $q_s(t, X) = 0$ ). Критическую скорость запишем в виде

$$V_{\Delta cr1} = K_{V, \text{veg}} V_{\Delta cr1, s}, \quad (2.2.3)$$

здесь  $V_{\Delta cr1, s}$  – критическая скорость потока для почвы без растительности,  $K_{V, \text{veg}}$  – безразмерный коэффициент, учитывающий влияние растительного покрова [54]. Принимая во внимание, что для рыхлых почв (с плотностью сложения меньше  $1,2 \text{ г}/\text{см}^3$ ) можно не учитывать силы сцепления между почвенными агрегатами [36], для критической скорости используем уравнение Ц.Е. Мирцхулавы [52] в модификации М.С. Кузнецова [36]

$$V_{\Delta cr1, s} = V_{\Delta cr1, s, 0} \sqrt{\cos(\theta) - \sin(\theta)} \quad (2.2.4)$$

Здесь

$$V_{\Delta cr1, s, 0} = \frac{1,55}{1,4} \sqrt{\frac{m_1 m_2 g}{\rho_w n_1} (1-p) D_a (\rho_m - \rho_w)}, \quad (2.2.5)$$

где  $m_1 = 1,4$  – коэффициент, учитывающий наличие в потоке взвешенных наносов, безразмерный;  $m_2$  – безразмерный коэффициент, учитывающий наличие в почве “живых” корней растений с диаметром менее  $1 \text{ мм}$ , принимаем  $m_2 = 1$ ;  $g = 9,81 \text{ м}/\text{с}^2$  – ускорение гравитации;  $\rho_w$  – плотность воды,  $\text{кг}/\text{м}^3$ ;  $n_1 = 2,3$  для потоков воды в борозде, безразмерный;  $p$  – порозность почвенных агрегатов, безразмерная;  $\rho_m$  – плотность минералов,  $\text{кг}/\text{м}^3$ ;  $\theta$  – угол наклона дна потока (ручейка).

Выразим глубину потока  $h_r$  через расход воды в ручье  $Q_r$ . Для описания поверхностных потоков воды используется формула Шези-Маннинга в следующем виде

$$V_{sf} = m_k \frac{h_{sf}^{2/3}}{n} \sin^{1/2}(\theta), \quad (2.2.6)$$

где  $V_{sf}$  – средняя скорость поверхностного потока, м/с;  $h_{sf}$  – его средняя глубина, м;  $n$  – коэффициент Маннинга;  $m_k$  – поправка Костякова [35] на ручейковый характер стекания воды, безразмерная. Введём безразмерный коэффициент

$$K_{V,dir} = \frac{m_{k,ac}}{m_{k,al}}, \quad (2.2.7)$$

где  $m_{k,ac}$ ,  $m_{k,al}$  – значения  $m_k$  соответственно для поперечной и продольной обработки почвы. В работе [54] приводятся значения  $m_{k,ac}$  и  $m_{k,al}$  для различного состояния поверхности почвы. Для поперечной обработки и для разного состояния поверхности с точность 6 %  $K_{V,dir} = 0,79$ . Для продольной обработки  $K_{V,dir} = 1$ . С учетом этого для ручейкового потока запишем формулу Шези-Маннинга

$$V_r = K_{V,dir} \frac{R_r^{2/3}}{n} \sin^{1/2}(\theta), \quad (2.2.8)$$

здесь  $R_r$  – гидравлический радиус потока, м. Для треугольного сечения русла

$$R_r = 0,5h_r \cos(\alpha), \quad S_r = h_r^2 \operatorname{ctg}(\alpha), \quad Q_r = V_r S_r, \quad (2.2.9)$$

где  $S_r$  – площадь сечения потока, м<sup>2</sup>. Из (2.2.8) и (2.2.9) следует, что

$$h_r = \frac{2^{1/4} n^{3/8}}{K_{V,dir}^{3/8} \cos^{1/4}(\alpha) \operatorname{ctg}^{3/8}(\alpha) \sin^{3/16}(\theta)} Q_r^{3/8}. \quad (2.2.10)$$

Теперь выразим донную скорость  $V_\Delta$  через расход воды  $Q_r$ . Для донной скорости используем формулу В.Н. Гончарова [20]

$$V_\Delta = V_r \left( \frac{\Delta}{h_r} \right)^{1/6}, \quad (2.2.11)$$

где  $\Delta$  – высота выступов шероховатости дна, м. Для величины  $\Delta$  используем зависимость [35]

$$\Delta = 0,7D_a. \quad (2.2.12)$$

В (2.2.11) подставим (2.2.8), (2.2.9), (2.2.10), (2.2.12) и получим

$$V_\Delta = \frac{0,7^{1/6} K_{V,dir}^{13/16} D_a^{1/6} \sin^{13/32}(\theta) \cos^{13/24}(\alpha)}{2^{13/24} n^{13/16} \operatorname{ctg}^{3/16}(\alpha)} Q_r^{3/16}. \quad (2.2.13)$$

Учитывая, что критической скорости  $V_{\Delta cr1}$  соответствует критический расход  $Q_{r,cr1}$ , а также соотношение (2.2.3), из (2.2.13) получим

$$Q_{r,cr1} = \frac{2^{26/9} n^{13/3}}{0,7^{8/9} K_{V,dir}^{13/3} D_a^{8/9} \sin^{13/6}(\theta) \cos^{26/9}(\alpha)} \frac{ctg(\alpha)}{\cos^{26/9}(\alpha)} K_{V,veg}^{16/3} V_{\Delta cr1,s}^{16/3}. \quad (2.2.14)$$

Угол  $\alpha$  изменяется в интервале  $5,7^\circ-31^\circ$  [151]. Для этого интервала выражение в (2.2.14), зависящее от угла  $\alpha$ , с погрешностью 60 % можно принять постоянной величиной, равной 6,37. Тогда (2.2.14) запишется

$$Q_{r,cr1} = 64,8 \frac{n^{13/3}}{K_{V,dir}^{13/3} D_a^{8/9} \sin^{13/6}(\theta)} K_{V,veg}^{16/3} V_{\Delta cr1,s}^{16/3}, \quad \text{м}^3/\text{с} \quad (2.2.15)$$

В уравнение (2.2.1) подставим выражения для  $h_r$  (2.2.10) и для  $q_s$  (2.2.2) с учётом (2.2.13) получим

$$m_{det}(t, X) = \Phi_{sm} Q_{r,cr1}^{1/4} Q_r^{3/8} (Q_r^{3/8} - Q_{r,cr1}^{3/8}) n_r, \quad \text{кг}/(\text{м}^2 \text{с}), \quad (2.2.16)$$

где

$$\Phi_{sm} = \frac{1,1 \times 10^{-6} 0,7^{5/9} \cos^{14/9}(\alpha) D_a^{14/9} \omega \rho_a K_{V,dir}^{7/3} \sin^{7/6}(\theta)}{2^{5/9} K_{V,veg}^{10/3} V_{\Delta cr1,s}^{10/3} n^{7/3}}. \quad (2.2.17)$$

Для указанного выше интервала значений угла  $\alpha$  с точностью 12 % можно принять, что  $\cos^{14/9}(\alpha) = 0,89$ . В таком случае (2.2.17) запишется

$$\Phi_{sm} = 5,46 \times 10^{-7} \frac{D_a^{14/9} \omega \rho_a K_{V,dir}^{7/3} \sin^{7/6}(\theta)}{K_{V,veg}^{10/3} V_{\Delta cr1,s}^{10/3} n^{7/3}}, \quad \text{кг}/\text{м}^4. \quad (2.2.18)$$

Масса частиц, которые отрываются потоком за период стока  $t_{run}$ , запишется

$$\begin{aligned} m_{det}(X) &= \int_0^{t_{run}} m_{det}(t, X) dt = \\ &= \Phi_{sm} Q_{r,cr1}^{1/4} \left[ n_r \int_0^{t_{run}} Q_r^{3/4}(t) dt - n_r Q_{r,cr1}^{3/8} \int_0^{t_{run}} Q_r^{3/8}(t) dt \right]. \end{aligned} \quad (2.2.19)$$

К первому слагаемому в правой части (2.2.19) применим теорему о среднем и получим

$$n_r \int_0^{t_{run}} Q_r^{3/4}(t) dt = Q_r^{3/4}(\xi_1) n_r t_{run} = [Q_r(\xi_1) n_r t_{run}]^{3/4} (n_r t_{run})^{1/4}, \quad (2.2.20)$$

где  $\xi_1$  – неизвестное значение переменной  $t$  из интервала  $(0 - t_{run})$ . Введём величину  $W$  ( $\text{м}^2$ ), которая определяет объём воды, который стекает с

поверхности длиной, равной длине линии тока, и шириной 1 м, то есть, объём стекающей воды, нормированный на единицу ширины склона. Примем, что

$$[Q_r(\xi_1)n_r t_{run}]^{4/3} = aW^{4/3}, \quad (2.2.21)$$

здесь  $a$  – некоторый безразмерный коэффициент, зависящий от гидрографа стока. Аналогично для второго слагаемого

$$n_r \int_0^{t_{run}} Q_r^{3/8}(t) dt = [Q_r(\xi_2)n_r t_{run}]^{3/8} (n_r t_{run})^{5/8} = a_1 W^{3/8} (n_r t_{run})^{5/8}, \quad (2.2.22)$$

где  $\xi_2$  и  $a_1$  – неизвестные величины. Заметим, что если расход воды в ручье является постоянным, то  $a = a_1 = 1$ . После подстановки (2.2.20), (2.2.21) и (2.2.22) в (2.2.19) придем к следующему уравнению

$$m_{det}(X) = a\Phi_{sm} W_{cr1} \varphi_{sm}(z), \quad (2.2.23)$$

где:

$$W_{cr1} = Q_{r,cr1} n_r t_{run}, \quad z = W / W_{cr1}, \quad (2.2.24)$$

$$\varphi_{sm}(z) = z^{3/4} (1 - z^{-3/8}) \quad (2.2.25)$$

При выводе (2.2.23) принято, что  $a = a_1$ , поскольку это обеспечивает  $m_{det} = 0$  при  $W = W_{cr1}$ . Уравнение (2.2.23) получено для случая, когда сток воды происходит по оттаявшей почве, а величина  $W_{cr1}$  определяет объём стока, который не вызывает отрыв частиц. Однако, часть стекающей воды может проходить по замерзшей почве, которая также не вызывает отрыв частиц. Поэтому здесь и далее вместо величины  $W_{cr1}$  будем использовать величину

$$W_{froz,cr1} = W_{froz} + W_{cr1}, \quad (2.2.26)$$

где  $W_{froz}$  – объём стекающей воды по замерзшей поверхности почвы (нормированный на 1 м ширины склона), м<sup>2</sup>. В таком случае из уравнения (2.2.23) следует важный вывод: если  $W_{froz} \gg W_{cr1}$ , то отрыв частиц практически не зависит от строения ручейковой сети (от величины  $n_r$ ) и продолжительности стока  $t_{run}$ .

*Приближённое уравнение отрыва почвенных агрегатов.* Функция  $\varphi_{sm}(z)$  (2.2.25) описывает влияние стока воды на эрозию почвы. Это влияние является довольно сложным, поскольку величина  $z$  зависит от ряда параметров, входящих в зависимости для  $W_{cr1}$  (2.2.24) и  $Q_{r,cr1}$  (2.2.15). Для большого интервала значений  $z = W / W_{froz,cr1}$  ( $1 \leq z \leq 250$ ) функция  $\varphi_{sm}(z)$  с погрешностью не более 27 % может быть аппроксимирована линейной зависимостью

$$\varphi_{sm}(z) = C_1(z - 1), \quad (2.2.27)$$

где  $C_1 = 0,28$ . Для таких случаев уравнение (2.2.23) при замене  $W_{cr1}$  на  $W_{froz,cr1}$  приближенно запишется

$$m_{det}(X) = a\Phi_{sm} C_1 (W - W_{froz,cr1}) = aC_1 \Phi_{sm} W \psi, \quad (2.2.28)$$

где

$$\psi = \left( 1 - \frac{W_{froz,cr1}}{W} \right). \quad (2.2.29)$$

*Уравнение отрыва почвенных агрегатов для склона.* Для склонов единственной координатой, определяющей точку на склоне, является расстояние  $x$  от верха склона. Следовательно, в приведённых выше уравнениях нужно вместо  $X$  подставить  $x$ . Разработка эмпирических уравнений потерь почвы проводится, как правило, на основе данных измерений потерь почвы со всей стоковой площадки. Причем эти площадки являются однородными и приблизительно с одинаковым уклоном по всей длине, а результат измерений представляют в виде средних потерь почвы с единицы площади. Из уравнения (2.2.28) следует, что средние потери почвы  $M_{det}(x)$  с однородного и прямого склона, имеющего длину  $x$ , будут описываться следующим уравнением

$$M_{det}(x) = \frac{1}{x} \int_{x_{cr}}^x m_{det}(x) dx = \frac{1}{2} a C_1 \Phi_{sm} W \psi^2, \quad \text{кг/м}^2. \quad (2.2.30)$$

При получении (2.2.30) учитывалось, что  $x_{cr} = W_{froz, cr1} / Y$ , м;  $Y$  – слой стока, м; а  $W = xY$ , здесь  $x_{cr}$  – критическое расстояние, где начинается отрыв частиц почвы, м. Из (2.2.29) следует, что при  $W_{froz, cr1} \gg W_{cr1}$  отрыв почвенных частиц не зависит от строения ручейковой сети и продолжительности стока, от которых зависит  $W_{cr1}$  (2.2.24). Это означает, что, если потери почвы определяются отрывом почвенных частиц, то данные, полученные на стоковых площадках, будут репрезентативны условиям реальных склонов.

*Использование эмпирических коэффициентов.* Полученное уравнение не позволяет проводить расчёты с учётом, например, экспозиции склона и специальных агротехнических приемов. С другой стороны, имеются данные натурных наблюдений по влиянию различных факторов на сток воды и потери почвы. Покажем, как в уравнении (2.2.30) можно использовать эмпирические коэффициенты, учитывающие эти факторы.

*Первый способ.* В этом случае необходимо иметь данные наблюдений, полученные на стоковых площадках за многолетний период. При этом сравниваются измеренные значения стока и потери почвы для контрольного (стандартного) варианта и варианта с исследуемым фактором, полученные в одни и те же года на стоковых площадках, расположенных на относительно небольшом расстоянии друг от друга. Процедуру оценки эмпирических коэффициентов рассмотрим на примере влияния экспозиции склона на сток и эрозию почвы. При этом в уравнении (2.2.30) примем, что  $\psi = 1$  ( $W_{froz, cr1} \ll W$ ). Поскольку от экспозиции склона зависят гидротермические условия, то величину  $a$  представим в виде

$$a = a_0 K_{exp,er}, \quad (2.2.31)$$

где  $K_{exp,er}$  – безразмерный коэффициент, учитывающий влияние экспозиции склона на эрозию почвы при прочих равных условиях (например, одинаковые длина и уклон площадки и, что очень важно, при одинаковых объёмах стока);  $a_0$  – значение параметра  $a$  для так называемой “нейтральной” экспозиции, для которой принимается  $K_{exp,er} = 1$  (например, для восточной и западной [17]). Влияние экспозиции на сток оценивается безразмерным коэффициентом

$$K_{exp,run} = W / W_0, \quad (2.2.32)$$

где  $W$  и  $W_0$  – измеренный объём стока соответственно для произвольной и “нейтральной” экспозиции склона. Отношение измеренных значений потерь почвы определяется коэффициентом

$$K_{exp,tot} = M / M_0, \quad (2.2.33)$$

где  $M$  и  $M_0$  – потери почвы соответственно для произвольной и “нейтральной” экспозиции склона. Таким образом, значения коэффициентов  $K_{exp,run}$  и  $K_{exp,tot}$  можно оценить по данным измерений. В равенстве (2.2.33) вместо величин  $M$  и  $M_0$  подставим уравнение (2.2.30) с учетом (2.2.31) и (2.2.32). Если сравниваемые стоковые площадки имеют одинаковую длину и уклон, то придем к следующему равенству

$$K_{exp,er} = K_{exp,tot} / K_{exp,run}. \quad (2.2.34)$$

Если сравниваемые площадки разные, то правая часть равенства (2.2.34) будет более сложной, включающей в себя уклоны и длины площадок. Используя данные за многолетний период, можно оценить среднее значение коэффициента  $K_{exp,er}$ , а также его вариацию. Заметим, что, строго говоря, значение  $K_{exp,er}$  зависит от используемого уравнения эрозии почвы.

Второй способ. В литературных источниках уже приводятся значения для коэффициентов  $K_{exp,run}$  и  $K_{exp,tot}$ . Например, в работе [18] коэффициент  $K_{exp,tot}$  определяет влияние экспозиции склона на среднесуточные потери почвы (с учетом влияния и на сток воды). В этом случае значение  $K_{exp,er}$  так же оценивается по (2.2.34).

Аналогичным образом для специальных агротехнических приемов можно получить

$$K_{man,er} = K_{man,tot} / K_{man,run}. \quad (2.2.35)$$

Нижний индекс “*man*” означает, что величина относится к какому-то приему. В итоге величину  $a$  можно представить в виде

$$a = a_0 K_{exp,er} K_{man,er}, \quad (2.2.36)$$

здесь  $a_0$  – значение величины  $a$  для “нейтральной” экспозиции и при отсутствии специальных агротехнических приемов.

Представим уравнение (2.2.30) в форме уравнения RUSLE [146]. Введём величину  $M_{det,st}$  – отрыв почвенных частиц для стандартной стоковой

площадки: уклон  $\sin(\theta_{st}) = 0,0896$ ; длина  $x_{st} = \lambda_{st}/\cos(\theta_{st})$ , здесь  $\lambda_{st}$  – горизонтальная проекция длины склона ( $\lambda_{st} = 22,1$  м); почва в состоянии зяби, вспашка почвы проводится вдоль склона, отсутствуют противоэрозионные приёмы, площадка располагается на нейтральной экспозиции склона. Здесь и далее нижний индекс “ $st$ ” означает, что значение величины определяется для стандартной стоковой площадки. Учитывая, что  $a_{st} = a_0$ ,  $a = a_0 K_{exp,er} K_{man,er}$  (2.2.36), уравнение (2.2.30) можно представить в форме уравнения RUSLE

$$\begin{aligned} M_{det} &= M_{det,st} \frac{a \Phi_{sm} W \psi^2}{a_{st} \Phi_{sm,st} W_{st} \psi_{st}^2} = \\ &= M_{det,st} L_{det} S_{det} C_{det} P_{det} K_{exp,er} F_{det} \quad , \end{aligned} \quad (2.2.37)$$

где

$$L_{det} = \frac{\lambda}{\lambda_{st}} \quad ; \quad (2.2.38)$$

$$S_{det} = \left[ \frac{\sin(\theta)}{\sin(\theta_{st})} \right]^{7/6} \left[ \frac{\cos(\theta_{st}) - \sin(\theta_{st})}{\cos(\theta) - \sin(\theta)} \right]^{5/3} \frac{\cos(\theta_{st})}{\cos(\theta)} \quad ; \quad (2.2.39)$$

$$C_{det} = K_{V,veg}^{-10/3} \left( \frac{n_{st}}{n} \right)^{7/3} \frac{Y}{Y_{st}} \quad ; \quad (2.2.40)$$

$$P_{det} = K_{V,dir}^{7/3} K_{man,er} \quad ; \quad (2.2.41)$$

$$F_{det} = \left( \frac{\psi}{\psi_{st}} \right)^2 \quad . \quad (2.2.42)$$

Заметим, что фактор  $F_{det}$  оценивает сочетание разных факторов. Поэтому, если изменяется какой-то один фактор, например, фактор длины, то этот фактор  $L = L_{det} F_{det}$ . Для частных случаев, когда  $W_{froz,cr1,st} \ll W$  и  $W_{froz,cr1} \ll W$  или  $W_{froz,cr1,st} = W_{froz,cr1}$ , значение  $F_{det} = 1$ .

Уравнение транспортирующей способности потока. Для описания транспортирующей способности потока воды за период снеготаяния используем модифицированное уравнение Багнолда (Bagnold), которое применяется в модели дождевой эрозии почвы AGNPS [155]. Это уравнение запишем в следующем виде

$$q_{tr}(t) = k_{tr} \gamma_w R \sin(\theta) \frac{V^2}{V_f} \quad , \quad (2.2.43)$$

где  $q_{tr}(t)$  – транспортирующая способность потока в момент времени  $t$ , кг/(м с);  $k_{tr} = 0,0060$  – коэффициент транспортирующей способности, безразмерный;  $\gamma_w$  – удельный вес воды, кг/м<sup>3</sup>;  $R$  – гидравлический радиус потока, м;  $V$  – средняя скорость потока, м/с;  $V_f$  – скорость падения частицы в спокойной воде, м/с. Для отрыва частиц было показано, что существуют условия, при которых

отрыв не зависит от строения ручейковой сети (от параметра  $n_r$ ). Это можно интерпретировать так, что описание концентрированных ручейковых потоков можно представить как некоторым сплошным поверхностным потоком воды. Чтобы исключить из анализа необходимость задания неизвестного параметра  $n_r$ , будем рассматривать сплошной поток. В этом случае  $R = h_{sf}$ , где  $h_{sf}$  – эффективная глубина потока.

Нормированный на единицу ширины склона расход воды  $w = h_{sf}V$  (м<sup>2</sup>/с). Используя это уравнение и уравнение (2.2.6), получим

$$h_{sf} = \left( \frac{n}{m_k} \right)^{3/5} \frac{w^{3/5}}{\sin^{3/10}(\theta)}. \quad (2.2.44)$$

Используя (2.2.44) и (2.2.6), уравнение (2.2.43) запишется

$$q_{tr}(t) = \frac{k_{tr}\gamma_w}{V_f} \left( \frac{m_k}{n} \right)^{3/5} \sin^{13/10}(\theta) w^{7/5}. \quad (2.2.45)$$

Проинтегрируем (2.2.45) по времени, когда происходит отрыв почвенных агрегатов,

$$Q_{tr} = \int_0^{t_{det}} q_{tr}(t) dt = \frac{k_{tr}\gamma_w}{V_f} \left( \frac{m_k}{n} \right)^{3/5} \sin^{13/10}(\theta) \int_0^{t_{det}} w^{7/5}(t) dt, \quad (2.2.46)$$

где  $Q_{tr}$  – максимальное количество наносов, которое поток может транспортировать через единицу ширины склона, кг/м;  $t_{det}$  – время, в течение которого происходит отрыв почвенных агрегатов, с. Аналогично уравнению (2.2.19)

$$\int_0^{t_{det}} w^{7/5}(t) dt = \frac{a_{tr} W_{det}^{7/5}}{t_{det}^{2/5}}, \quad (2.2.47)$$

где  $W_{det} = W - W_{froz,cr1}$ ,  $a_{tr}$  – неизвестный безразмерный коэффициент, зависящий от гидрографа стока. Приблизительно примем, что  $t_{det} = t_{run}(W - W_{froz,cr1})/W$ . С учётом этого уравнение (2.2.46) запишется

$$Q_{tr} = \frac{k_{tr}\gamma_w}{V_f} \left( \frac{m_k}{n} \right)^{3/5} \sin^{13/10}(\theta) \frac{a_{tr}}{t_{run}^{2/5}} W^{7/5} \psi. \quad (2.2.48)$$

Для однородного прямого склона длиной  $x$  ( $W = xY$ ) максимальные потери почвы с единицы площади (кг/м<sup>2</sup>)

$$M_{tr} = \frac{Q_{tr}}{x} = \frac{k_{tr}\gamma_w}{V_f} \left( \frac{m_k}{n} \right)^{3/5} \sin^{13/10}(\theta) \frac{a_{tr}}{t_{run}^{2/5}} x^{2/5} Y^{7/5} \psi. \quad (2.2.49)$$

При  $W_{froz,cr1} \gg W_{cr1}$  величина  $M_{tr}$  не зависит от строения ручейковой сети. Это означает, что, если потери почвы определяются транспортирующей



способностью потока воды, то данные, полученные на стоковых площадках, будут также репрезентативны условиям реальных склонов.

Представим уравнение (2.2.49) в форме уравнения RUSLE [146]

$$M_{tr} = M_{tr,st} L_{tr} S_{tr} C_{tr} P_{tr} F_{tr} \quad , \quad (2.2.50)$$

где

$$L_{tr} = \left( \frac{\lambda}{\lambda_{st}} \right)^{0,4} \quad , \quad (2.2.51)$$

$$S_{tr} = \left[ \frac{\sin(\theta)}{\sin(\theta_{st})} \right]^{1,3} \left( \frac{\cos(\theta_{st})}{\cos(\theta)} \right)^{0,4} \quad , \quad (2.2.52)$$

$$C_{tr} = \left( \frac{n_{st}}{n} \right)^{0,6} \left( \frac{Y}{Y_{st}} \right)^{1,4} \quad , \quad (2.2.53)$$

$$P_{tr} = K_{V,dir}^{0,6} \quad , \quad (2.2.54)$$

$$F_{tr} = \frac{\psi}{\psi_{st}} \quad . \quad (2.2.55)$$

Величина  $M_{tr,st}$  определяет максимальные потери почвы с единицы площади стандартной стоковой площадки. Роль фактора  $F_{tr}$  аналогична роли фактора  $F_{det}$  (2.2.42).

Коэффициент доставки наносов определяется из уравнений (2.2.37) и (2.2.50)

$$k_{del} = \frac{M_{tr}}{M_{det}} = k_{del,st} \left( \frac{\lambda_{st}}{\lambda} \right)^{0,6} \left[ \frac{\sin(\theta)}{\sin(\theta_{st})} \right]^{2/15} \left[ \frac{\cos(\theta)}{\cos(\theta_{st})} \right]^{3/5} \times \left[ \frac{\cos(\theta) - \sin(\theta)}{\cos(\theta_{st}) - \sin(\theta_{st})} \right]^{5/3} K_{V,veg}^{10/3} \left( \frac{n}{n_{st}} \right)^{26/15} \left( \frac{Y}{Y_{st}} \right)^{0,4} K_{V,dir}^{-26/15} K_{exp,er}^{-1} K_{man,er}^{-1} F_{tr}^{-1} \quad , \quad (2.2.56)$$

где  $k_{del,st} = M_{tr,st} / M_{det,st}$ . Если при расчёте получается  $k_{del} > 1$ , то принимается  $k_{del} = 1$ . При  $k_{del} = 1$  из уравнения (2.2.56) можно определить расстояние  $\lambda_{eq}$ , на котором отрыв почвенных агрегатов равняется транспортирующей способности потока. При  $\lambda < \lambda_{eq}$  потери почвы будут определяться отрывом частиц (уравнение (2.2.37)), а при  $\lambda > \lambda_{eq}$  – транспортирующей способностью потока (уравнение (2.2.50)). Для упрощения рассмотрим один и тот же склон с  $\theta = \theta_{st}$  при  $K_{V,dir} = K_{exp,er} = K_{man,er} = F_{tr} = 1$ .

Тогда из (2.2.56) следует, что

$$\lambda_{eq} = \lambda_{st} k_{del,st}^{5/3} K_{V,veg}^{50/9} \left( \frac{n}{n_{st}} \right)^{26/9} \left( \frac{Y}{Y_{st}} \right)^{2/3} \quad . \quad (2.2.57)$$

Поскольку для растительности значения  $K_{V,veg}$ ,  $n$  и  $Y$  больше, чем для зяби, следовательно, и значение  $\lambda_{eq}$  также будет больше. Это означает, что

возможны случаи, когда при одной и той же длине склона потери почвы для зяби будут определяться транспортирующей способностью потока, а для растительности – отрывом почвенных агрегатов.

*Проверка модели по данным измерений.* Для проверки модели использованы данные наблюдений, полученные на стоковых площадках, которые были расположены на территории колхоза “Прогресс” Фатежского района Курской области (почва – чернозём среднесуглинистый) [14] и на территории Новосильской агролесомелиоративной опытной станции (Орловская область, почва – серая лесная среднесуглинистая) [70].

Целью исследований была оценка влияния микрорельефа (лункование, прерывистое бороздование, гребнистая вспашка) на сток воды и на эрозионные потери почвы.

В качестве контроля была зяблевая вспашка поперек склона.

По данным измерений для всех стоковых площадок (кроме данных за 1967 для Орловской области) были сначала рассчитаны значения коэффициентов  $K_{man,run}$  и  $K_{man,tot}$ , а затем по (2.2.35) рассчитаны значения коэффициента  $K_{man,er}$ . В результате для  $K_{man,er}$  получены следующие значения:  $1,3 \pm 0,6$  – для лункования;  $1,5 \pm 0,2$  – для прерывистого бороздования;  $1,5 \pm 0,7$  – для гребнистой вспашки. Эти значения использованы в дальнейших расчётах, и они близки к значениям, которые рассчитаны по (2.2.35), но используя данные для  $K_{man,run}$  и  $K_{man,tot}$  [17]:  $K_{man,er} = 1,3$  для лункования;  $K_{man,er} = 1,4$  для прерывистого бороздования. Значения  $K_{exp,er}$  рассчитаны по (2.2.34), используя данные для  $K_{exp,run}$  и  $K_{exp,tot}$  [17].

В результате получены следующие значения  $K_{exp,er}$  для рассматриваемых стоковых площадок: 1 – запад; 1,19 – юго-запад; 0,85 – северо-запад.

Значения величин  $W_{froz,cr1}$  (2.2.26),  $a_0$  в (2.2.36) и  $a_{tr}$  в (2.2.48) имеют большую неопределенность. Поэтому эти величины рассмотрены как калибровочные параметры.

Для оценки их значений использованы данные натуральных наблюдений, полученные на стоковых площадках, расположенных на территории колхоза “Прогресс” Фатежского района Курской области. Наблюдения проводили с 1968 по 1972 год, сток отсутствовал в 1968 и 1972 годах. Данные для этих стоковых площадок приведены в таблице 2.2.1.

Сначала оценивали значение  $W_{froz,cr1}$ . Поскольку на потери почвы величина  $W_{froz,cr1}$  оказывает заметное влияние при небольших объёмах стока  $W$ , то были использованы данные наблюдений на стоковых площадках только для  $W < 20 \text{ м}^2$ . На рисунке 2.2.1 показана зависимость измеренных потерь почвы  $Q_{mes}$  от измеренного объёма стока воды  $W_{mes}$ .

Таблица 2.2.1 – Данные наблюдений [51] и расчёта для стоковых площадок в Курской области (почва – чернозём среднесуглинистый, юго-западная экспозиция, ширина площадок 30 м)

Длина*, м	Угол* $\theta$ , градусы	Обработка почвы	Год	Сток*, мм	Потери почвы, т/га		Откло- нение, %	Доставка, %
					Изме- рение*	Расчёт		
140	1,2	Контроль**	1970	143,8	2,63	2,18	-17	100
		Контроль	1971	19,5	0,85	0,00	-100	100
		Бороздование	1970	144,0	4,58	3,28	-28	100
		Бороздование	1971	30,5	1,80	0,13	-93	100
		Лункование	1970	143,3	2,73	2,83	4	100
		Лункование	1971	25,5	0,60	0,04	-93	100
210	2,4	Контроль	1969	35,0	3,17	0,72	-77	80
		Контроль	1970	161,0	4,27	7,80	83	90
		Контроль	1971	69,8	3,07	2,40	-22	81
		Бороздование	1969	44,2	4,57	1,44	-68	68
		Бороздование	1970	136,3	6,65	7,83	18	73
		Бороздование	1971	64,8	4,30	2,73	-36	69
		Лункование	1969	39,0	3,02	1,04	-66	72
		Лункование	1970	154,7	8,15	8,50	4	79
350	1,9	Лункование	1971	57,0	6,87	2,04	-70	72
		Контроль	1969	17,8	2,04	0,43	-79	90
		Контроль	1970	134,9	7,23	9,96	38	100
		Контроль	1971	28,4	2,46	1,10	-55	88
		Бороздование	1969	29,6	4,87	1,48	-70	73
		Бороздование	1970	144,2	12,15	13,97	15	87
		Бороздование	1971	37,5	3,64	2,18	-40	74
		Лункование	1969	30,9	4,79	1,46	-70	78
Лункование	1970	188,1	13,67	18,31	34	98		
Лункование	1971	37,8	4,18	2,03	-51	78		

\* – рассчитаны по данным [51];

\*\* – контроль (вспашка поперек склона).

Эту зависимость описывает уравнение регрессии:  $Q_{mes} = 77,9 \ln(W_{mes}) - 76$ , коэффициент детерминации  $R^2 = 0,58$ . Из этого уравнения следует, что при  $Q_{mes} = 0$  значение  $W_{froz,cr1} = 2,7 \text{ м}^2$ . Рассчитанные значения  $W_{cr1}$  для длин площадок 140, 210 и 350 м равны соответственно 0,48, 0,12 и 0,19  $\text{м}^2$ .

Следовательно, для этих условий (почва в состоянии зяби)  $W_{cr1} \ll W_{froz,cr1}$  и в дальнейших расчётах можно принять постоянное значение  $W_{froz,cr1} = 2,7 \text{ м}^2$ . Заметим, что наличие растительности приводит к увеличению значения  $W_{cr1}$  и возможны случаи, когда не будет выполняться неравенство  $W_{cr1} \ll W_{froz,cr1}$ .

Расчёт почвенных характеристик проводили следующим образом. Все наносы, как и в модели CREAMS [135], разделили на пять групп. Характеристики этих групп представлены в таблице 2.2.2.

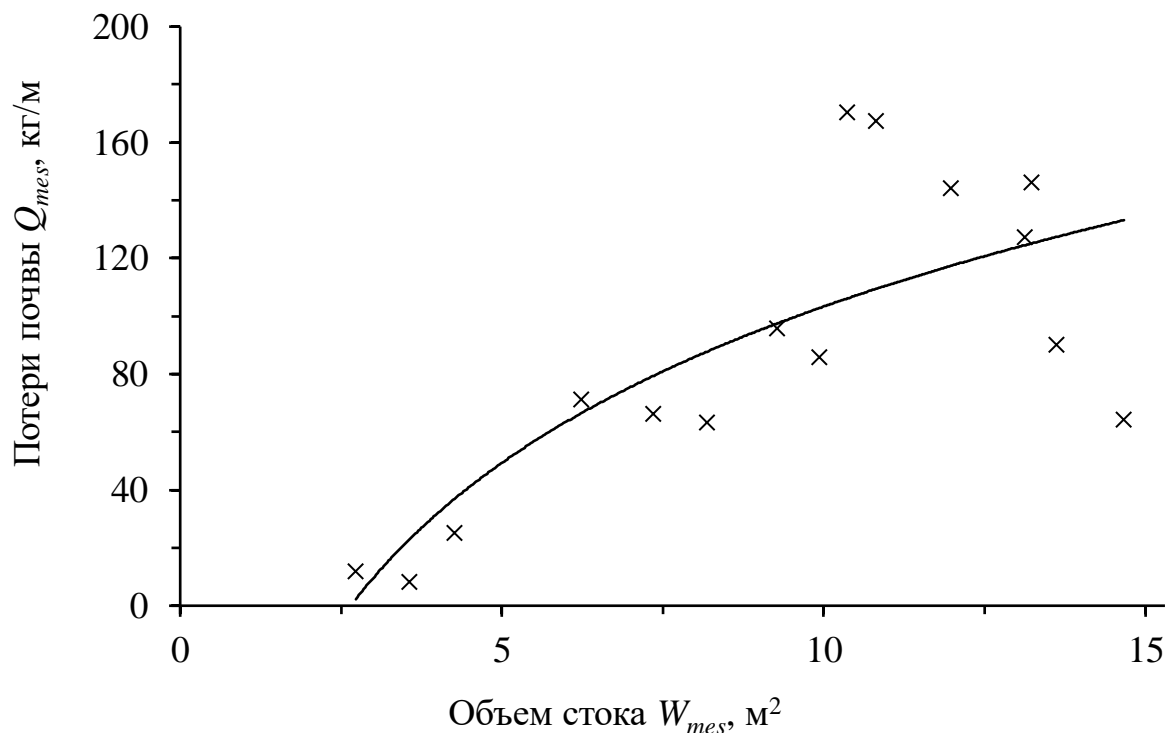


Рисунок 2.2.1. – Зависимость измеренных потерь почвы  $Q_{mes}$  от измеренного объёма стока  $W_{mes}$  для стоковых площадок в Курской области (для  $W_{mes} < 20$  м<sup>2</sup>): сплошная линия – уравнение регрессии

Таблица 2.2.2 – Характеристики наносов [155], которые поступают в поток воды

Частицы	Размер, мм	Плотность ( $\rho_j$ ), г/см <sup>3</sup>	Скорость падения ( $V_{f,j}$ ), м/сек	Средний диаметр* ( $D_j$ ), мм	Содержание** наносов в почве ( $f_j$ )	
					Чернозём	Серые лесные
Глина (Clay)	<0,002	2,60	$3,11 \times 10^{-6}$	0,002	0,0413	0,0483
Пыль (Silt)	0,002-0,050	2,65	$8,02 \times 10^{-5}$	0,026	0,1019	0,0896
Малые агрегаты	0,020-0,075	1,80	$3,81 \times 10^{-4}$	0,047	0,2970	0,2791
Большие агрегаты	0,200-1,000	1,60	$1,65 \times 10^{-2}$	0,60	0,5542	0,5480
Песок (Sand)	0,050-2,000	2,65	$2,31 \times 10^{-2}$	1,0	0,0056	0,0351

\* – эти значения приняты в данной работе;

\*\* – рассчитаны по модели CREAMS [129].

Значения диаметров наносов для каждой группы ( $D_j$ ) задавали постоянными (табл. 2.2.2). Весовое содержание ( $f_j$ ) в почве каждой группы наносов рассчитывали по уравнениям модели CREAMS. Для этого использовали следующие фракции гранулометрического состава почвы: глина (clay) (< 0,002 мм), пыль (silt) (0,002-0,05 мм) и песок (sand) (0,05-2,0 мм). По справочнику [10] был определен гранулометрический состав для чернозёма среднесуглинистого. По этим данным, используя методы интерполяции и

экстраполяции, было рассчитано содержание трёх фракций: глина – 0,206, пыль – 0,784, песок – 0,010. Рассчитанные значения  $f_j$  представлены в таблице 2.2.2. Средний диаметр  $D_a$  и среднюю плотность  $\rho_a$ , отрываемых агрегатов рассчитывали по формулам

$$D_a = \sum_{j=1}^5 f_j D_j, \quad \rho_a = \sum_{j=1}^5 f_j \rho_j, \quad (2.2.58)$$

здесь  $\rho_j$  – плотность наносов  $j$ -й группы. Средняя порозность наносов  $p = 1 - \rho_a / \rho_{sand}$ , где  $\rho_{sand}$  – плотность фракции песка. Для чернозёма среднесуглинистого получено:  $D_a = 0,355$  мм,  $\rho_a = 1,81$  г/см<sup>3</sup>,  $p = 0,316$ . В уравнении (2.2.5) рекомендуется [36] использовать значение  $D_a$ , которое определяется по методу Саввинова (мокрое просеивание) [11]. Для одной и той же почвы (чернозём тяжелосуглинистый, Курская область) по методу Саввинова получено  $D_a = 0,5$  мм, а по изложенному выше методу  $D_a = 0,355$  мм (данные по гранулометрическому составу предоставлены Е.П. Проценко (ВНИИ земледелия и защиты почв от эрозии)). Следовательно, два разных метода дают близкие значения для величины  $D_a$ .

Оценка продолжительности стока  $t_{run}$ , входящая в уравнение (2.2.48), проводилась по материалам наблюдений на стоковых площадках № 1 и № 2, расположенных на территории Нижнедевицкой воднобалансовой станции (Воронежская область, почва – чернозём). Стоковые площадки имели длину 100 м, ширину 20 м, уклон 5,6 % и размещались на склоне северной экспозиции. За период наблюдений (1962-1966, 1968, 1969 года) почва, как правило, была в состоянии зяби. Обработка данных по стоку показала, что продолжительность гидрографа за один период весеннего стока  $t_{run} = 273 \pm 49$  часов. Поскольку в уравнении (2.2.48) величина  $t_{run}$  в степени  $2/5$ , то во всех расчётах использовалось  $t_{run} = 273$  часа.

Расчёт потерь почвы с каждой стоковой площадки проводили следующим образом. Для неизвестных величин  $a_0$  и  $a_{tr}$  было принято, что  $a_0 = a_{tr} = 1$ . Расчёт величины  $Q_{det} = xM_{det}$  (кг/м) проводили, используя уравнение (2.2.30) для среднего угла наклона, а расчёт величины  $Q_{tr}$  проводили по уравнению (2.2.48) для каждой группы наносов и для угла наклона в конце площадки. Если для какой-то группы оказывалось, что  $f_j Q_{det} > Q_{tr,j}$ , то потери почвы (кг/м) определяли значением  $Q_{tr,j}$ . В противном случае потери почвы определяли значением  $f_j Q_{det}$ . Далее потери почвы суммировали по всем группам наносов. Коэффициент доставки наносов  $k_{del}$  определяли отношением количества потерь почвы к количеству почвы, которое отрывалось потоком воды. По результатам расчётов получено уравнение регрессии  $M_{cal} = 0,32M_{mes}$  с коэффициентом детерминации  $R^2 = 0,74$ , где  $M_{cal}$  и  $M_{mes}$ , соответственно, рассчитанные и измеренные потери почвы. Из этого уравнения следует, что рассчитанные потери почвы в 3,1 раза меньше измеренных. Значения коэффициента доставки  $k_{del} \leq 100$  %. По этим данным измерения было принято, что  $a_0 = a_{tr} = 3,1$ . Для этих значений и для  $W_{froz,cr1} = 2,7$  м<sup>2</sup> на рисунке 2.2.2 показана зависимость рассчитанных потерь почвы от измеренных.

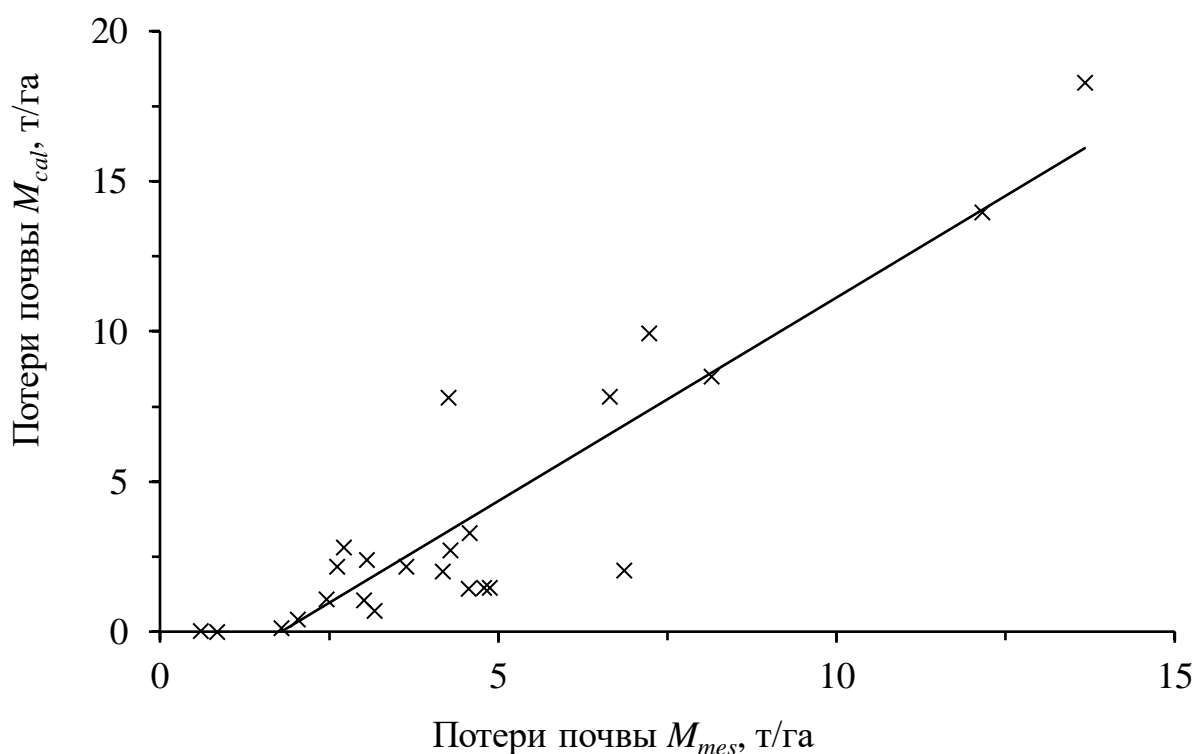


Рисунок 2.2.2 – Зависимость рассчитанных потерь почвы  $M_{cal}$  от измеренных  $M_{mes}$  для стоковых площадок, расположенных в Курской области

Эти данные описывает уравнение регрессии  $M_{cal} = M_{mes}$  с тем же коэффициентом детерминации. Средневзвешенное относительное отклонение между рассчитанными и измеренными значениями величин  $M_{cal}$  и  $M_{mes}$  (т/га) (средняя точность расчёта для одного события [79])  $\varepsilon_{aw} = 42 \%$ , а отклонение суммы потерь почвы (т) со всех площадок за период наблюдений –  $\varepsilon_{\Sigma} = -14 \%$ . Рассчитанные потери меньше измеренных на 14 %.

Проверка модели также проведена по данным наблюдений, которые получены на стоковых площадках Новосильской агролесомелиоративной опытной станции. Наблюдения проводили с 1967 по 1974 год, сток отсутствовал в 1968 году. Данные для стоковых площадок (исключая 1967 год) приведены в таблице 2.2.3.

Также как и в предыдущем случае, для серой лесной среднесуглинистой почвы были получены данные по содержанию фракций: глина – 0,241, пыль – 0,689, песок – 0,070. Рассчитанные значения содержания наносов  $f_j$ , которые поступают из почвы в поток, представлены в таблице 2.2.2. Аналогично получены следующие значения:  $D_a = 0,379$  мм,  $\rho_a = 1,83$  г/см<sup>3</sup>,  $p = 0,308$ . Расчеты проведены для всех стоковых площадок и за весь период наблюдений, исключая 1967 год. На рисунке 2.2.3 представлена зависимость рассчитанных потерь почвы  $M_{cal}$  от измеренных  $M_{mes}$ . Заметим, что коэффициент доставки во всех случаях был равен 100 %. Точность расчёта  $\varepsilon_{aw} = 80 \%$ ,  $\varepsilon_{\Sigma} = 14 \%$ . Рассчитанные суммарные потери превышают измеренные на 14 %.

Таблица 2.2.3 – Данные наблюдений [70] и расчёта для стоковых площадок в Орловской области (почва – серая лесная среднесуглинистая, длина площадок 100 м, ширина 20 м)

Угол $\theta$ , градусы	Экспозиция*	Обработка почвы	Год	Сток, мм	Потери почвы, т/га		Откло- нение, %	Доставка**, %	
					Изме- рение	Расчёт			
2,4	С-З	Контроль***	1969	22,5	0,25	0	-100		
		Бороздование		31,3	0,53	0,02	-96	100	
		Лункование		40,5	0,33	0,13	-62	100	
	Ю-З	Контроль		18,0	0,11	0	-100		
		Лункование		20,5	0,12	0	-100		
		Гребнистая вспашка		27,0	0,11	0	-100		
	С-З	Контроль		1970	86,0	0,79	0,87	10	100
		Бороздование			88,0	1,02	1,37	34	100
		Лункование			100,0	0,82	1,49	82	100
	Ю-З	Контроль	79,0		0,83	1,03	25	100	
		Лункование	92,0		0,76	1,80	137	100	
		Гребнистая вспашка	110,0		0,95	2,84	199	100	
2,8	Запад	Контроль	1971		73,0	1,13	0,87	-23	100
		Лункование			74,0	1,01	1,17	16	100
		Контроль			84,0	0,61	1,16	91	100
		Гребнистая вспашка		87,0	0,80	1,87	133	100	
		Гребнистая вспашка		80,0	0,87	1,58	82	100	
2,4	С-З	Контроль	1972	15,0	0,04	0	-100		
		Гребнистая вспашка		17,0	0,13	0	-100		
		Лункование		14,0	0,06	0	-100		
		Контроль	1973	31,0	0,32	0,01	-97	100	
		Гребнистая вспашка		35,0	0,68	0,06	-91	100	
		Лункование		35,0	0,76	0,05	-93	100	
		Контроль	1974	36,0	0,60	0,05	-92	100	
		Гребнистая вспашка		18,0	0,49	0	-100		
		Лункование		14,0	0,27	0	-100		

\* С-З – Северо-Запад, Ю-З – Юго-Запад;

\*\* отсутствие значений коэффициентов доставки связано с тем, что рассчитанные потери почвы равнялись 0;

\*\*\* контроль (вспашка поперёк склона).

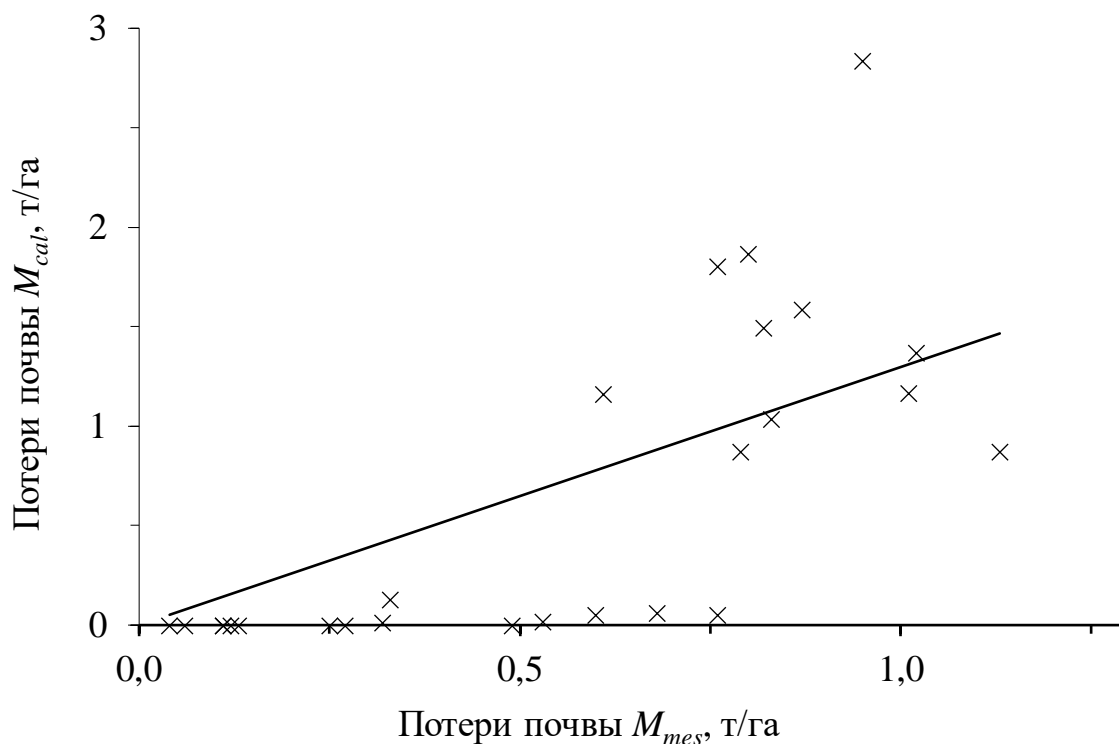


Рисунок 2.2.3 – Зависимость рассчитанных потерь почвы  $M_{cal}$  от измеренных  $M_{mes}$  для стоковых площадок, расположенных в Орловской области

Таким образом, для стоковых площадок, расположенных в разных областях, точность расчёта суммарных потерь почвы примерно одинаковая и довольно высокая (в пределах 14 %). Для орловских площадок погрешность расчёта ( $\varepsilon_{aw} = 80\%$ ) возросла в два раза по сравнению с курскими площадками, для которых  $\varepsilon_{aw} = 42\%$ . Такое поведение погрешности расчёта можно объяснить следующим образом.

Для курских площадок измеренный объём стока  $W$  изменялся в интервале  $2,7-65,8 \text{ м}^2$  (потери почвы в интервале  $0,6-16,67 \text{ т/га}$ ), а для орловских площадок –  $1,4 \leq W \leq 11 \text{ м}^2$  (потери почвы в интервале  $0,04-1,13 \text{ т/га}$ ). В расчётах принималось, что для всех событий величина  $W_{froz,cr1}$  является постоянной и равной  $2,7 \text{ м}^2$ . Если объём стока  $W \leq 2,7 \text{ м}^2$ , то потери почвы равнялись нулю, т.е., относительная погрешность расчёта  $\varepsilon = -100\%$ . Для малых объёмов стока это хорошо видно на рисунке 2.2.3.

Очевидно, что для каждого события должно быть свое значение  $W_{froz,cr1}$ . Из уравнений (2.2.28), (2.2.29) и (2.2.48) следует, что погрешность задания значения  $W_{froz,cr1}$  сложным образом влияет на погрешность расчёта. Но из (2.2.29) следует, что это влияние уменьшается с увеличением  $W$ . Этим и объясняется увеличение погрешности для орловских площадок, поскольку для них измеренные объёмы стока были меньше, чем для курских площадок. Данный вывод подтверждается и тем, что для стоковых площадок в Курской области для объёмов стока  $W < 20 \text{ м}^2$  (максимальное измеренное значение  $W = 65,8 \text{ м}^2$ ) получается  $\varepsilon_{aw} = 62\%$ , которое уже ближе к  $\varepsilon_{aw} = 80\%$  для орловских площадок.



Таким образом, принятие  $W_{froz, cr1} = const$  привело к увеличению погрешности расчёта для единичных событий в области малых объёмов стока (малых потерь почвы), но дало удовлетворительный результат для расчёта потерь почвы за многолетний период. Тем не менее, возможны и аномальные события. Например, в 1967 году на контрольной площадке в Орловской области сток был  $W = 15 \text{ м}^2$ , потери почвы равнялись 0,42 т/га. Максимальный объём стока за другие года на контрольной площадке был в 1970 году и равнялся  $W = 8,6 \text{ м}^2$  (примерно в два раза меньше), а смыв почвы равнялся 0,79 т/га (в два раза больше). Такую разницу в потерях почвы можно объяснить тем, что в 1967 году наблюдалось глубокое промерзание почвы и интенсивное таяние снега [70], то есть, значительная часть объёма воды ( $W_{froz, cr1} > 2,7 \text{ м}^2$ ) стекала по замёрзшей поверхности почвы.

### ВЫВОДЫ

1. Проверка разработанной модели показала, что отклонение многолетних рассчитанных потерь почвы от измеренных находится в пределах 14 %. При использовании предложенной модели такая точность расчётов позволяет оценивать реальные потери почвы.

2. Потери почвы могут зависеть, как от способности потока отрывать почвенные агрегаты, так и от его транспортирующей способности. В начале склона потери зависят от способности отрывать.

3. Существуют условия, при которых потери почвы не зависят от строения ручейковой сети (и от продолжительности стока). Это является важным условием применения ГИС-технологии, если при более точной аппроксимации поверхности водосбора увеличивается количество ручейков.

## ГЛАВА 3. МОДЕЛЬ ВОДНОЙ ЭРОЗИИ ПОЧВЫ И ЕЁ ПРОВЕРКА

### 3.1. Модель водной эрозии почвы

Эта модель для склона включает модели дождевой эрозии и эрозии при снеготаянии для склонов. Дождевую эрозию модель (раздел 1.2.6) описывает как случайный процесс. Она включает следующие случайные величины: слой и продолжительность дождя, количество дождей в году (за период их выпадения) и даты выпадения. При снеготаянии модель (раздел 2.2. Поверхностная эрозия) описывает потери почвы для единичного события (при заданном слое стока). Слой стока является случайной величиной, определяемой равенством

$$Y_{sm} = k_p Y_{sm,0} K_{exp,run} K_{man,run} , \quad (3.1.1)$$

где  $Y_{sm}$  – слой стока, соответствующий вероятности превышения  $P$ , м;  $k_p$  – безразмерная случайная величина для вероятности  $P$ ;  $Y_{sm,0}$  – среднее значение слоя стока, м; безразмерные коэффициенты  $K_{exp,run}$  и  $K_{man,run}$  учитывают, соответственно, влияние на сток экспозиции склона и агротехнических приёмов. Для разных значений вероятности превышения  $P$  в таблице 3.1.1 представлены соответствующие им значения  $k_p$ .

Таблица 3.1.1 – Значения коэффициентов  $k_p$  для чернозёмов Центрально-Чернозёмного региона [4]

Агрофон	Вероятность превышения $P$ , %								
	0,01	0,1	1	5	10	...	95	99	99,9
Зябь	11,70	9,00	6,33	4,33	3,33	...	0,00	0,00	0,00
Растительность, стерня	5,92	4,69	3,26	2,35	1,94	...	0,20	0,10	0,08

Величина  $k_p$  является непрерывной случайной величиной. Обозначим через  $F(k_p)$  функцию распределения вероятности для этой величины. Тогда вероятность превышения (обеспеченность) будет равняться  $P(k_p) = 1 - F(k_p)$ . Для случайной величины  $\gamma$ , равномерно распределенной на интервале (0, 1), выполняется равенство [67]

$$F(k_p) = 1 - P(k_p) = \gamma . \quad (3.1.2)$$

Численное моделирование значений случайной величины  $Y_{sm}$  (3.1.1) проводится следующим образом. Используя метод Монте Карло [64], случайно разыгрывается значение  $\gamma$ , а по (3.1.2) рассчитывается  $P(k_p)$ . Далее, используя интерполяцию и экстраполяцию, по данным таблицы 3.1.1 определяется значение  $k_p$ . По формуле (3.1.1) рассчитывается искомое значение  $Y_{sm}$ . После этого проводится расчёт потерь почвы вдоль склона и средние потери со всего склона. Полученные результаты являются одной реализацией случайного процесса – эрозии почвы при снеготаянии. Алгоритм численного моделирования реализаций аналогичен алгоритму дождевой эрозии. Как и для дождевой эрозии, для реализации можно задавать любой интервал времени. Также можно задавать любое количество реализаций.

В модель дождевой эрозии почвы (раздел 1.2.6. Модель дождевой эрозии) входит модифицированный метод SCS, включающий критерии подобия дождей. Для чернозёмов Центрально-Чернозёмного региона на одинаковых склонах (при одинаковом использовании) проведено численное моделирование дождевой эрозии, используя модифицированный и оригинальный метод SCS [83]. Для среднемноголетних величин получены результаты. Для модифицированного метода слой стока ( $4,5 \pm 0,8$ ) мм/год, потери почвы ( $3,5 \pm 0,8$ ) т/(га год). Для оригинального метода слой стока ( $3,4 \pm 0,7$ ) мм/год, потери почвы ( $3,8 \pm 1,0$ ) т/(га год). В обоих методах чернозёмы отнесены к группе почв «В». В первом случае значения CN приняты для средних условий увлажнения (Condition II). Во втором случае – для засушливых условий (Condition I). Для обоих методов в пределах стандартного отклонения ( $\pm$ ) средние значения одинаковые. Оригинальный метод использовать намного проще. Для этого метода для средних условий увлажнения (Condition II) получены: слой стока 15 мм/год и потери почвы 14 т/(га год), что в несколько раз больше, чем для засушливых условий. Можно сделать вывод, что средние условия увлажнения США соответствуют засушливым условиям Центрально-Чернозёмного региона. Также показано [83], что для этого региона серые лесные почвы можно отнести к группе почв «С» и к засушливым условиям (Condition I), а значения CN умножить на коэффициент  $k_{calib} = 0,95$ .

Принято, что случайные процессы дождевой эрозии и эрозии при снеготаянии независимы. Их численное моделирование можно проводить отдельно. Потери почвы от водной эрозии определяет сумма потерь от дождевой эрозии и от эрозии при снеготаянии. Для численного моделирования реализаций этих случайных процессов разработано программное обеспечение [90]. Для каждого вида эрозии и их суммарных последствий статистический анализ реализаций обеспечивает следующие оценки: 1) распределения вдоль склона среднемноголетних потерь почвы; 2) распределения вероятности для потери почвы, усреднённой по длине склона; 3) распределения вероятности для слоя стока воды; 4) содержание фракций наносов в стекающей со склона воде.

### 3.2. Проверка модели водной эрозии почвы

*Проблема разрывов.* На склоне проводят поиск функции  $Q(x)$ : количество почвы, которое на расстоянии  $x$  от верха склона пересекло единицу ширины склона (кг/м). Потери (отложение) почвы с единицы площади ( $m$ , кг/м<sup>2</sup>) определяет производная этой функции

$$m = \frac{dQ(x)}{dx}. \quad (3.2.1)$$

Для расчёта величины  $m$  (по любым эрозионным моделям) необходимо, чтобы производная функции  $Q(x)$  была непрерывной. Условие нарушается для следующих случаев. 1. На склоне выделены участки с разными показателями

свойств почвы. 2. На склоне размещены участки с разными агрофонами и/или разными обработками почвы. 3. Профиль склона разбит на участки с разными уклонами. На рисунке 3.2.1 показано распределение вдоль склона потери почвы ( $m$ ), рассчитанное по разработанной модели водной эрозии. Склон выбран на водосборе полевого эксперимента по контурно-мелиоративному земледелию (Курский федеральный аграрный научный центр). Профиль однородного склона аппроксимирован двумя прямыми участками. Верхний участок длиной 388 м имеет угол наклона  $2,2^\circ$ . У нижнего участка длина 408 м, угол наклона  $4,2^\circ$ . Разрыв величины  $m$  (3.2.1) происходит на границе этих участков. В окрестности границы

$$m = \frac{dQ(x)}{dx} \approx \frac{\Delta Q}{\Delta x} = \frac{Q_2 - Q_1}{x_2 - x_1}, \quad (3.2.2)$$

где индексы «1» и «2» соответствуют верхнему и нижнему участкам склона. В окрестности точки разрыва при стремлении  $\Delta x$  к нулю  $\Delta Q$  не стремится к нулю. Следовательно, при уменьшении окрестности границы раздела участков потеря (или) отложение почвы стремится к бесконечности. Эта проблема существует и при применении методов ГИС-технологии для проведения расчётов эрозионных потерь почвы на водосборах.

Вывод: пока нет решения этой проблемы, модель водной эрозии можно использовать для однородных прямых склонов.

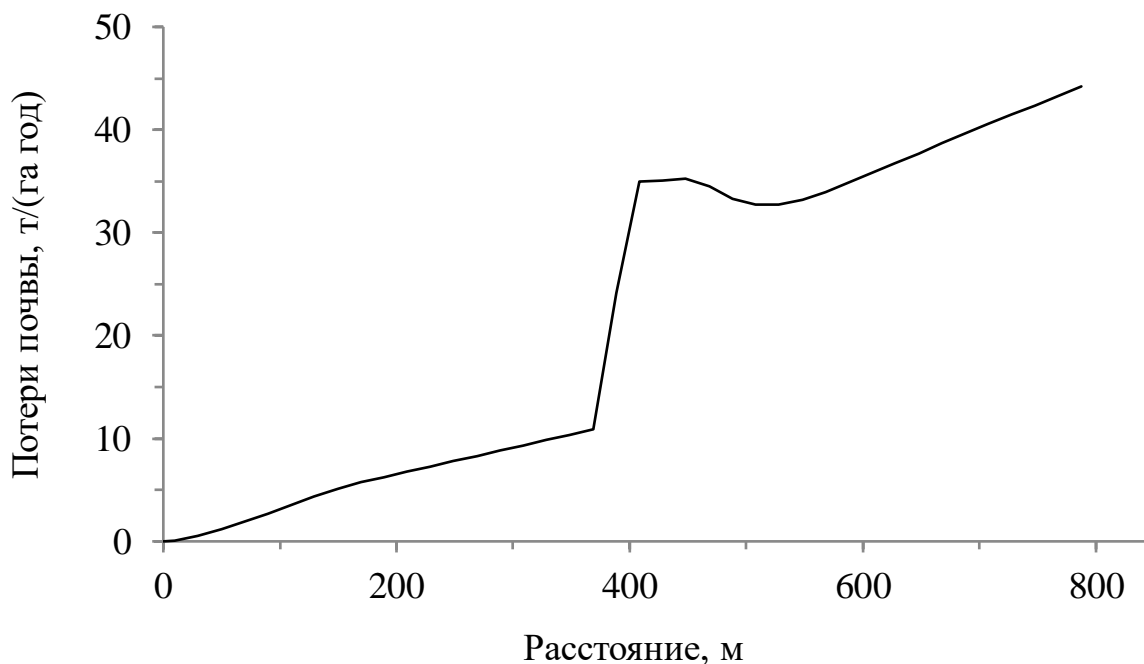


Рисунок 3.2.1. – Распределение по склону эрозионных потерь почвы

*Проблема проверки эрозионных моделей.* При выборе противоэрозионных мер рассчитывают среднесуточные потери почвы и сравнивают их с допустимыми значениями. Для дождевой эрозии при разработке эмпирического уравнения USLE (Универсального Уравнения Потери Почвы) для условий США были использованы данные (на 1978 г.),

полученные на 10 тыс. годо-площадках [158]. Для оценки фактора растительности использовано четверть миллиона данных. Было установлено, чтобы на стоковых площадках получить надёжные значения для среднемноголетних потерь почвы, необходим период наблюдений не менее 22 лет. Для условий России такие данные отсутствуют и неизвестно, когда они будут. При разработке уравнения USLE принята стандартная стоковая площадка длиной 22,1 м с уклоном 9 %. Это среднестатистические значения обрабатываемых склонов в США. Уравнение USLE применимо для условий США. В России длина обрабатываемых склонов может достигать 1 км и больше. Вывод: для условий России нет необходимых аналогичных данных для проверки (верификации) модели. Для эрозии почвы при снеготаянии ситуация ещё хуже. Проверка (верификация) разрабатываемых эрозионных моделей является её заключительным этапом. Для условий России для всех предложенных эрозионных моделей проверка отсутствовала.

*Новый метод проверки эрозионных моделей.* Для условий Центрально-Чернозёмного региона имеются данные измерений уменьшения гумусового слоя эродированных почв ориентировочно через 200 лет после распашки целины. По данным организации Продовольствия и сельского хозяйства (ФАО) на обрабатываемых почвах скорость эрозии почвы намного больше скорости почвообразования [149]. Если будет математическая модель динамики мощности гумусового слоя, то уменьшение этого слоя за 200 лет будет практически определять эрозия почвы. Модель должна быть интегрированной (объединённой), включающей модели процессов эрозии почвы, почвообразования и трансформации органического вещества, поступающего в почву. Используя эту модель, можно будет проверить эрозионные модели. Такая модель разработана для склонов [103]. Используя её, в разделе 4.2 показано, что скорость эрозии намного больше скорости почвообразования. Ниже приведено её краткое описание. Гумусовый слой разделён на две части. Первый – пахотный слой (0-20) см. В этом слое плотность почвы, содержание органического вещества (гумифицированного и негумифицированного) не изменяется по глубине почвы. Во втором слое (до глубины гумусового слоя) плотность почвы может быть другой, а содержание гумифицированного органического вещества уменьшается по линейной зависимости до нуля. При разложении органического вещества, попадающего в почву, образуются две компоненты (два пула) гумуса. С поверхности слоя (0-20) см происходят эрозионные потери почвы. Эти потери компенсирует припахивание почвы ниже слоя (0-20) см. Вместе с почвой в этот слой поступают органические вещества (с другой концентрацией). Интегрированная модель включает систему дифференциальных уравнений:

негумифицированное органическое вещество в слое (0-20) см

$$\frac{dA(t, x)}{dt} = a(t, x) - \lambda_{veg} A(t, x) - K_{res} C_a(t, x) K_{er}(t, x) Erosion(x) ; \quad (3.2.3)$$

две компоненты (два пула) гумусовых веществ ( $k = 1, 2$ ) в слое (0-20) см

$$\frac{dG_k(t, x)}{dt} = k_{vh,k} \lambda_{veg} A(t, x) - \lambda_{hum,k} G_k(t, x) + \\ + Tillage_k(t, x) - K_{hum,k} C_{hum,k}(t, x) K_{er}(t, x) Erosion(x); \quad (3.2.4)$$

мощность гумусового слоя

$$\frac{dH_{hum}(t, x)}{dt} = \lambda_{sf} [H_{\infty,a}(t, x) - H_{hum}(t, x)] - \\ - K_{er}(t, x) Erosion(x) / \rho_1, \quad (3.2.5)$$

мощность гумусового слоя при равновесном состоянии

$$H_{\infty,a}(t, x) = H_{\infty} \left[ \frac{a(t, x)}{a_{vir}} \right]^{0,37}, \quad (3.2.6)$$

где:  $t, x$  – время (год) и расстояние (м) от верха склона;  $A(t, x)$  – запасы негумифицированного сухого органического вещества, кг/м<sup>2</sup>;  $a(t, x)$  – интенсивность поступления в почву сухого органического вещества, кг/(м<sup>2</sup> год);  $\lambda_{veg}$  – постоянная распада органического вещества, поступающего в почву, год<sup>-1</sup>;  $Erosion(x)$  – интенсивность потери почвы, рассчитанная для незэродированного чернозёма, кг/(м<sup>2</sup> год);  $K_{er}(t, x)$  – коэффициент, учитывающий влияние степени эродированности почвы на её потери, безразмерный;  $C_a(t, x)$  – содержание негумифицированного органического вещества в слое почвы (0-20) см, безразмерный;  $K_{res}$  – коэффициент, учитывающий увеличение содержания негумифицированного органического вещества в смытой почве по сравнению с  $C_a(t, x)$ , безразмерный;  $G_k(t, x)$  – запасы  $k$ -й компоненты гумуса в слое почвы (0-20) см ( $k = 1, 2$ ), кг/м<sup>2</sup>;  $k_{vh,k}$  – доля растительных остатков, которая со временем трансформируется в  $k$ -ю компоненту гумуса, безразмерная;  $\lambda_{hum,k}$  – постоянная распада  $k$ -й компоненты гумуса, год<sup>-1</sup>;  $Tillage_k(t, x)$  – интенсивность поступления  $k$ -й компоненты гумуса в слой почвы (0-20) см из подпахотного горизонта, кг/(м<sup>2</sup> год);  $C_{hum,k}(t, x)$  – содержание  $k$ -ой компоненты гумуса в слое почвы (0-20) см, безразмерная;  $K_{hum,k}$  – коэффициент, учитывающий увеличение содержания  $k$ -й компоненты гумуса в смытой почве по сравнению с  $C_{hum,k}(t, x)$ , безразмерный;  $H_{hum}(t, x)$  – мощность гумусового слоя, м;  $\lambda_{sf}$  – постоянная, характеризующая скорость почвообразования, год<sup>-1</sup>;  $H_{\infty,a}(t, x)$  – предельная (максимальная) мощность гумусового слоя, соответствующая равновесному состоянию почвы (при антропогенном воздействии на неё), м;  $\rho_1$  – плотность слоя почвы (0–20) см, кг/м<sup>3</sup>;  $H_{\infty}$  – мощность гумусового слоя незэродированной почвы при естественном равновесном состоянии (для целины), м;  $a_{vir}$  – среднее ежегодное поступление в почву растительных остатков при этом равновесном состоянии (для целины), кг/(м<sup>2</sup> год).

Решение системы уравнений с заданными граничными и начальными условиями проводили для ряда расстояний от верха склона  $\{x_j\}$ ,  $j = 1, 2, \dots, N$ .

Для каждого расстояния  $x_j$  для численного решения системы уравнений использован метод Рунге-Кутты [8].

Из уравнения (3.2.5) следует, что почвообразование происходит при условии, что  $[H_{\infty, a}(t, x) - H_{hum}(t, x)] > 0$ . В противном случае происходит только уменьшение мощности гумусового слоя, связанное с эрозией. В правой части (3.2.5) первое выражение определяет скорость почвообразования при

$$\lambda_{sf} [H_{\infty, a}(t, x) - H_{hum}(t, x)] > 0.$$

Второе выражение определяет скорость эрозии. Если скорость эрозии намного больше скорости почвообразования, то изменение (уменьшение) мощности гумусового слоя за 200 лет будет практически обусловлено скоростью эрозии. На этом основана проверка любой модели водной эрозии почвы. Её можно назвать новым методом проверки математических моделей водной эрозии почвы.

*Проверка разработанной модели.* Она описана в [83]. Для чернозёмных почв Г.И. Бахирев [65] установил расстояния (табл. 3.2.1), на которых мощность гумусового горизонта равняется  $0,95H_0$ ,  $0,75H_0$  и  $0,50H_0$ , где  $H_0$  – мощность гумусового горизонта незэродированной почвы (на верху склона).

Таблица 3.2.1 – Расстояния (м) от верха склона, на которых мощность гумусового горизонта чернозёмов Курской области равняется  $0,95H_0$ ,  $0,75H_0$  и  $0,50H_0$  [65]

Мощность гумусового горизонта	Угол склона, градусы					
	1	2	3	4	5	6
Северная и восточная экспозиция						
$0,95H_0^*$	470	220	150	120	90	80
$0,75H_0$	1200	700	450	300	230	170
$0,50H_0$	1600	950	650	470	350	220
Южная и западная экспозиция						
$0,95H_0$	470	200	150	100	80	70
$0,75H_0$	700	450	300	250	200	170
$0,50H_0$	1100	650	470	350	280	210

\* –  $H_0 = 0,80$  м для незэродированного чернозёма [84].

Измерения были проведены примерно в 1980 году. Уменьшение мощности гумусового горизонта произошло ориентировочно за 200 лет [7] (с момента распашки целины). Примем, что к моменту распашки целины почва приблизилась к равновесному состоянию. Тогда можно приближённо принять, что мощность гумусового горизонта незэродированной почвы к этому моменту, как и через 200 лет, равнялась  $H_0 = 0,80$  м [84] и была одинаковой вдоль склона. Неизвестным является растительный покров, который был в течение 200 лет, и от которого зависят эрозионные потери почвы. В работе [88] показано, что для зернопаропропашного севооборота рассчитанное изменение запасов гумуса за 200 лет удовлетворительно согласуется с данными измерений для незэродированного чернозёма. Поэтому примем, что этот севооборот характеризует растительный покров. Также примем, что обработка

почвы (вспашка) проводилась вдоль склона, что является типичным для прошедшего времени.

Поскольку изменение мощности гумусового горизонта зависит от эрозии и от почвообразования, то была разработана модель [103], которая описывает динамику эрозии, трансформации органического вещества и образования гумусового горизонта. По этой модели были проведены расчёты изменения мощности гумусового горизонта за 200 лет для расстояний, представленных в таблице 3.2.1. Для расчёта эрозионных потерь почвы (принята продолжительность реализации 200 лет, количество реализаций 50) использована модель водной эрозии [91], описанная в настоящей работе. Для проведения численного моделирования использована компьютерная модель [90]. Полученные результаты представлены в таблице 3.2.2.

Таблица 3.2.2 – Отношение рассчитанной мощности гумусового горизонта ( $H_{cal}$ ) к измеренной ( $H$ ) для расстояний, указанных в таблице 3.2.1

Мощность гумусового горизонта*	Угол склона, градусы						Среднее значение $H_{cal}/H^{**}$
	1	2	3	4	5	6	
Северная и восточная экспозиция							
$0,95H_0$	0,919	0,884	0,860	0,810	0,822	0,807	0,85±0,04
$0,75H_0$	0,956	0,778	0,711	0,682	0,601	0,628	0,73±0,12
$0,50H_0$	1,286	0,945	0,747	0,636	0,617	0,714	0,82±0,23
Южная и западная экспозиция							
$0,95H_0$	0,923	0,908	0,866	0,874	0,871	0,868	0,88±0,02
$0,75H_0$	1,089	0,962	0,918	0,813	0,763	0,697	0,87±0,13
$0,50H_0$	1,462	1,231	1,063	0,972	0,884	0,897	1,08±0,20

\* – в дальнейшем будет показано, что скорость эрозии была намного больше скорости почвообразования;

\*\* –  $H$  равняется  $0,95H_0$ ,  $0,75H_0$  и  $0,50H_0$ .

Для всех расстояний отношение  $H_{cal}/H = 0,87±0,18$ , т.е., в среднем рассчитанные значения мощности гумусового горизонта ( $H_{cal}$ ) на 13 % меньше измеренных значений ( $H$ ). Для эрозионных расчётов это высокая точность.

### ВЫВОД

Разработанную модель водной эрозии почвы можно использовать для оценок потерь почвы за многолетний период (в частности, для долгосрочного прогнозирования).



## Глава 4. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Применение методов моделирования определяет использование разработанных математических и физических моделей в качестве методов решения разных задач. Сначала необходимо сформулировать проблему эрозии почвы. Примем определение эрозии почвы [118], как «удаление почвенных частиц, почвенных агрегатов, органического вещества и питательных веществ с поверхности земли тремя основными путями: водой, ветром и обработкой почвы». Это определение ориентирует на решение задач, связанных с этими процессами и на оценку их последствий (влияние на почву, урожайность и окружающую среду).

### 4.1. Оценка почвенных ресурсов

Чтобы искать решение проблемы эрозии почвы, необходимо сначала её сформулировать. Любой объект оценивают количеством и качеством.

*Количество почвы.* Его можно оценить измеряемыми величинами: площадью поверхности почвы и мощностью гумусового горизонта. В таблице 3.2.1 (раздел 3.2) представлены фактические данные о сокращении мощности гумусового слоя чернозёмных почв Курской области за период после распашки целины (ориентировочно за 200 лет). Сокращение этого слоя оценивает уменьшение количества почвы.

*Оценка качества почвы.* Качественная оценка объекта всегда относительная. Для оценки качества необходима измеряемая величина. С позиции производства растениеводческой продукции качество почвы можно оценить измеряемой урожайностью сельскохозяйственных культур: чем больше урожайность при прочих равных условиях, тем лучше качество почвы. Кроме почвы урожайность зависит от климатических условий, от сельскохозяйственной культуры (и её сорта) и от технологии возделывания. Это затрудняет оценивать качество почвы измеряемой величиной. Почвенные ресурсы можно кратко определить как имеющиеся запасы почвы (их количество и качество).

Проведён статистический анализ измеренных данных по урожайности разных сельскохозяйственных культур для лесостепной и степной зон России, Украины и Молдавии (объём выборки 427) [63]. Результаты представлены в таблице 4.1.1.

Из данных этой таблицы следует, что в пределах стандартных отклонений уменьшение урожайности одинаковое в пределах одной степени эродированности серых лесных и чернозёмных почв для пропашных и зерновых культур. Для этих всех объединённых случаев в нижней строке таблицы приведены значения уменьшения урожайности. Заметим, что данные получены для разных климатических условий, культур (и сортов), а также для разных технологий возделывания. Следовательно, качество эродированных

почв можно оценивать степень её эродированности (чем она меньше, тем больше урожайность).

Таблица 4.1.1 – Измеренные значения уменьшения урожайности (%) для разных сочетаний факторов

Почва	Культура	Эродированность почвы (по Соболеву)			Объём выборки
		Слабая	Средняя	Сильная	
Серые лесные	Пропашные	22±9*	42±7	68±11	16
	Зерновые	18±4	35±5	55±9	27
Чернозём	Пропашные	21±9	44±9	58±17	36
	Зерновые	18±12	34±17	50±16	333
	Многолетние травы	3,5±2,4	17±8	38±15	15
Чернозём + серые лесные	Пропашные + зерновые	18±12	35±16	52±16	412

\* ± – стандартные отклонения.

Для сильно эродированных почв (табл. 4.1.1) урожайность пропашных и зерновых культур меньше на (50-68) %. Такие почвы экономически не выгодно использовать в качестве пашни, что ведёт к сокращению её площади. Для Курской области в таблице 4.1.2 представлены измеренные данные [91] для чернозёмных и серых лесных почв.

Из сравнения уменьшения урожайности (строка 1 в таблице 4.1.2) и уменьшения запасов гумуса (строка 3) для условий Курской области получено уравнение регрессии для зерновых и пропашных культур

$$\varepsilon_y = 0,59\varepsilon_r^{1,06} ; \quad (4.1.1)$$

где  $\varepsilon_y$  – уменьшение урожайности, %;  $\varepsilon_r$  – уменьшение запасов гумуса в слое почвы (0-50) см, %. Из сравнения уменьшения урожайности многолетних трав (табл. 4.1.1) и уменьшения запасов гумуса (строка 3 в таблице 4.1.2) для условий Курской области получено уравнение регрессии для многолетних трав

$$\varepsilon_y = 1,2 \times 10^{-3} \varepsilon_r^{2,46} . \quad (4.1.2)$$

Показано [91], что из равенства (4.1.1) следует приближённое равенство

$$Y_{сред} = G_{сред} F() , \quad (4.1.3)$$

где  $Y_{сред}$  – среднемноголетняя урожайность, усреднённая по рассматриваемой площади, т/(га год);  $G_{сред}$  – запасы гумуса в слое почвы (0-50) см, усреднённые по той же площади, т/га;  $F()$  – неизвестная функция, в которую не включён гумус. Равенство (4.1.3) показывает, что из факторов, от которых зависит урожайность, выделена отдельно зависимость от гумуса: во сколько раз запасы гумуса будут больше или меньше, во столько раз урожайность будет больше или меньше. Зависимость (4.1.3) подтверждена фактическими данными [91] по урожайности двух культур (зерновых и сахарной свёклы) и по запасам гумуса для двух административных районов Курской области: Медвенского – чернозёмы (100 тыс. га) и Дмитриевского – серые лесные

почвы (104,9 тыс. га). Оба района подвержены водной эрозии почв. Равенство (4.1.3) относится к эродированным и неэродированным почвам.

Таблица 4.1.2 – Измеренные данные по уменьшению урожайности и параметрам чернозёмных и серых лесных почв Курской области [91]

№ строки	Параметр	Неэродированные	Степень эродированности		
			Слабая	Средняя	Сильная
Зерновые и пропашные культуры на чернозёмах и серых лесных почвах лесостепной и степной зон России, Украины и Молдавии [63])					
1	Снижение урожайности, %	0	18±1*	35±1	52±1
2	Объём выборки		149	143	120
Чернозёмы и серые лесные почвы Курской области [63])					
3	Сокращение запасов гумуса в слое 0-50 см, %	0	26±1	52±1	66±2
4	Объём выборки		163	79	30
Чернозёмы типичные, выщелоченные и оподзоленные Курской области					
5	Гумусовый горизонт, см	74±1	55±1	35±1	24±2
6	Запасы гумуса в слое 0-50 см, т/га	267±3	210±4	139±4	113±7
7	Сокращение гумусового горизонта, %	0	24±1	52±1	67±3
8	Сокращение запасов гумуса в слое 0-50 см, %	0	23±1	48±2	59±3
9	Объём выборки	195	109	45	12
Серые и тёмно-серые лесные почвы Курской области					
10	Гумусовый горизонт, см	49±1	37±1	31±1	24±2
11	Запасы гумуса в слое 0-50 см, т/га	185±4	132±4	83±4	56±5
12	Сокращение гумусового горизонта, %	0	28±1	39±2	59±3
13	Сокращение запасов гумуса в слое 0-50 см, %	0	32±2	56±2	71±2
14	Объём выборки	94	54	34	18
Чернозёмы в сравнении с целиной					
15	Сокращение запасов гумуса в слое 0-50 см, %	50	62	74	80
16	Сокращение запасов гумуса в слое 0-50 см за счёт эрозии, %	0	12	24	30
Серые лесные почвы в сравнении с целиной					
17	Сокращение запасов гумуса в слое 0-50 см, %	50	66	78	86
18	Сокращение запасов гумуса в слое 0-50 см за счёт эрозии, %	0	16	28	36

\* ± – стандартное отклонение для среднего значения.

*Потери почвенных ресурсов.* Из данных таблицы 4.1.2. (строки 15 и 16) следует, что после распашки целины запасы гумуса в неэродированном чернозёме уменьшились на 50 %. Примерно настолько же уменьшилась урожайность, обеспеченная этими запасами. Для сильно эродированной почвы урожайность, обеспеченная запасами гумуса, уменьшилась на 80 % (из них 30 % приходится на эрозию почвы). Мощность гумусового горизонта уменьшилась на 67 % (строка 1). В таблице 4.1.3 показаны измеренные данные по мощности гумусового горизонта эродированных чернозёмных и

серых лесных почв Курской области, представленные Г.И. Бахиревым [65]. Всё это произошло ориентировочно за 200 лет после распашки целины [7].

Таблица 4.1.3 – Расстояния (м) от верха склона, на которых мощность гумусового горизонта чернозёмных и серых лесных почв Курской области равняется  $0,95H_0$ ,  $0,75H_0$  и  $0,50H_0$  [65]

Мощность гумусового горизонта	Угол склона, градусы					
	1	2	3	4	5	6
Чернозёмы						
Северная и восточная экспозиция						
$0,95H_0^*$	470	220	150	120	90	80
$0,75H_0$	1200	700	450	300	230	170
$0,50H_0$	1600	950	650	470	350	220
Южная и западная экспозиция						
$0,95H_0$	470	200	150	100	80	70
$0,75H_0$	700	450	300	250	200	170
$0,50H_0$	1100	650	470	350	280	210
Серые лесные почвы						
Северная и восточная экспозиция						
$0,95H_0^*$	500	300	200	150	100	60
$0,75H_0$	950	600	400	300	200	120
$0,50H_0$	1200	860	600	460	400	300
Южная и западная экспозиция						
$0,95H_0$	450	250	150	120	80	50
$0,75H_0$	650	350	250	160	120	70
$0,50H_0$	870	500	350	250	170	120

\* –  $H_0 = 0,80$  м для незэродированных чернозёмов, для серых лесных почв  $H_0 = 0,60$  м [81].

Выводы. 1. Количество почвы оценивают две измеряемые величины – площадь почвенного покрова и мощность гумусового горизонта. 2. Качество почвы оценивает измеряемая величина – запасы гумуса в слое почвы (0-50) см. 3. Динамика этих трёх величин описывает динамику почвенных ресурсов. 4. Данные в таблицах 4.1.1-4.1.3 – это измеренные (фактические) данные о состоянии почвы через 200 лет после распашки целины. Их можно использовать для проверки математических моделей, описывающих процессы водной эрозии, почвообразования и трансформации органического вещества в почве.

*Мировые тенденции.* На рисунке 4.1.1 представлена динамика численности населения на Земле и количество пашни, которое приходится в среднем на одного человека [91].

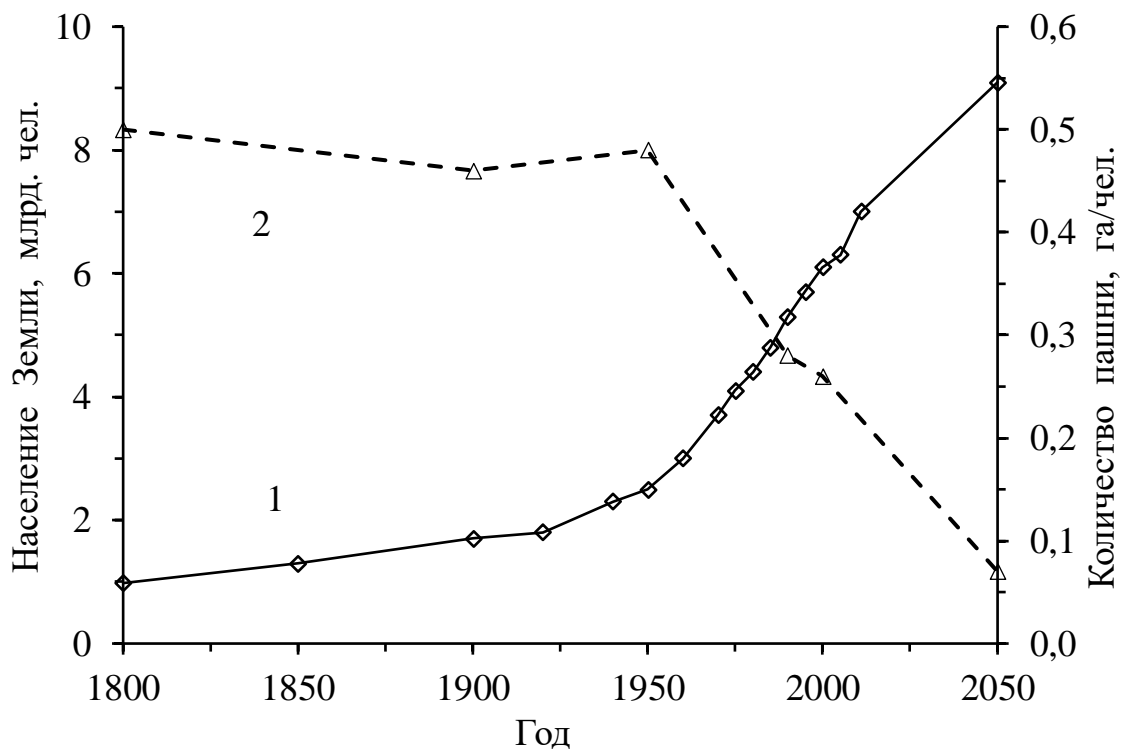


Рисунок 4.1.1 – Динамика населения Земли и количества пашни на одного человека: 1 – население Земли; 2 – количество пашни на человека; для 2050 г. – прогноз

С 1950 г. началось стремительное увеличение населения. Как следствие, началось ускоренное уменьшение количества пашни на одного человека. Простой расчёт показал [91], чтобы в 2050 г. производить растениеводческую продукцию (на одного человек) в таком же количестве как в 2011 г., необходимо урожайность увеличить в 3,1 раза. По причине роста населения – в 1,3 раза, а по причине сокращения пашни – в 2,4 раза. Необходимо учесть, что в результате деградации почвы её качество ухудшается, что ведёт к уменьшению урожайности.

К концу XX века в мире [24] 93 % продовольствия производили с использованием почвенных ресурсов; было утрачено более 2 млрд. га плодородных земель, что превышает всю площадь земледелия современного человечества (1,5 млрд. га); остались земли, малопригодные для земледелия. В таблице 4.1.3 приведены причины сокращения площади пашни [24].

Таблица 4.1.3 – Причины сокращение площади пашни в мире в конце XX века

Причина сокращения	Сокращение в год, %
Деградация почвы	0,47
Отчуждение на другие хозяйственные нужды	0,53
Всего	1,0
Эрозия почвы [31]	0,40

Из приведённых данных следует, что при таких темпах через 50 лет площадь пашни в мире сократится на 40 %, из всех видов деградации почвы наибольший ущерб причиняла эрозия. Всё это ведёт к глобальной угрозе для продовольственной безопасности.

По данным [149] при современном землепользовании скорость эрозии намного больше скорости почвообразования. Практически невозможно за короткий срок уменьшить её до скорости почвообразования.

Проблема эрозии почвы заключается в следующем. После распашки целины эрозия сокращала почвенные ресурсы и будет сокращать. Необходима стратегия рационального использования оставшихся эродируемых почв. Стратегической целью должно быть уменьшение скорости эрозии до скорости почвообразования. Для стратегического планирования необходима специальная методология (совокупность методов и правил их использования). В настоящее время использование эродируемых почв основано на концепции допустимых эрозионных потерь почвы [47]. Представленные в данной книге методы математического и физического моделирования ориентированы на развитие методологии исследований эрозионных процессов и оценке их последствий (влияние на почву, урожайность и окружающую среду).

*Проверка интегрированной модели.* Для проверки изменения за 200 лет мощности гумусового горизонта чернозёмных почв Курской области был принят [91] зернопаропропашной севооборот со вспашкой вдоль склона (такое землепользование было типичным в XIX-XX вв.). Сначала по модели водной эрозии почвы [91] провели расчёты среднемноголетних потерь почвы для 36 расстояний в таблице 4.1.3. (для чернозёмных почв). Далее по интегрированной модели провели расчёты мощности гумусового слоя через 200 лет для этих расстояний [103]. Для чернозёмных почв получили [91], что отношение рассчитанных значений к измеренным значениям равняется  $0,87 \pm 0,18$ . Следовательно, рассчитанные значения мощности гумусового горизонта меньше измеренных значений на 13 %. Для эрозионных расчётов такую точность можно принять высокой.

Проверка изменения запасов гумуса через 200 лет проведена следующим образом [103]. По измеренным значениям в строках 7 и 8 таблицы 4.1.2 для чернозёмов получено уравнение регрессии

$$\varepsilon_{hum50} = (0,87 \pm 0,14)\varepsilon_H, \quad (4.1.4)$$

где  $\varepsilon_{hum50}$  – уменьшение запасов гумуса в слое (0-50) см, %;  $\varepsilon_H$  – уменьшение мощности гумусового слоя, %. Для рассчитанных 36 расстояний получено аналогичное уравнение

$$\varepsilon_{hum50} = (0,74 \pm 0,01)\varepsilon_H. \quad (4.1.5)$$

При одинаковом значении  $\varepsilon_H$  из уравнений (4.1.4) и (4.1.5) следует, что модель занизила уменьшение запасов гумуса на 15 % ( $100(0,74 - 0,87)/0,87 = -15$  %). Такую точность тоже можно назвать высокой.

Аналогично для тёмно-серых лесных почв Курской области модель также занизила мощность гумусового слоя на 13 %, а запасы гумуса в слое (0-50) см завысила – на 24 % [94].

Выводы: 1) интегрированная модель для чернозёмных и тёмно-серых лесных почв Курской области с высокой точностью оценила уменьшение мощности гумусового слоя и запасов гумуса в слое (0-50) см через 200 лет после распашки целины; 2) эту модель можно использовать для расчётов долгосрочной динамики мощности гумусового слоя почвы и запасов ней гумуса, включая прогнозирование.

*Скорость почвообразования.* В таблице 4.1.4 представлены описания четырёх сценариев землепользования. Используя интегрированную модель, для этих сценариев рассчитана скорость почвообразования [93].

Таблица 4.1.4 – Описание сценариев землепользования

Номер	Название	Описание
1	Типичный	Типичный в XIX-XX вв. (зернопаропропашной севооборот, вспашка вдоль склона)
2	Почвозащитный	Зернотравяной севооборот, вспашка поперёк склона
3	Консервация	Переход к многолетним травам
4	Целина	Залежь, стремящаяся к условиям целины

Принято, что перед началом всех сценариев было типичное землепользование в XIX-XX вв. В таблице 4.1.5 представлены рассчитанные значения скорости эрозии и начальные скорости почвообразования (со временем скорости почвообразования изменяются).

Таблица 4.1.5 – Скорость эрозии и почвообразования чернозёмов Курской области

Параметр	Неэродированные	Степень эродированности		
		слабая	средняя	сильная
Гумусовый слой, см	74	55	35	24
Средняя скорость сокращения гумусового слоя за 200 лет, мм/год	0	1,0	2,0	2,5
Сценарий	Начальная скорость почвообразования, мм/год			
Типичный в XIX-XX вв.	0	0,01	0,07	0,10
Почвозащитный	0,01	0,06	0,11	0,14
Консервация	0,03	0,08	0,13	0,16
Целина	0,01	0,06	0,12	0,15

Из данных этой таблицы следует: средние скорости сокращения гумусового слоя за 200 лет в 25-100 раз больше скорости почвообразования для сценария «типичный» в XIX-XX вв. Следовательно, уменьшение гумусового слоя в прошлом происходило практически по причине эрозионных потерь почвы.

## 4.2. Методы математического моделирования

Ниже приведены примеры применения математических моделей как методов решения задач.

*Реконструкция динамики последствий распашки целины* [94]. В таблице 4.2.1 представлены данные о состоянии рассмотренных почв через ориентировочно 200 лет после распашки целины.

Таблица 4.2.1 – Состояние тяжелосуглинистых почв на пашне Курской области ориентировочно через 200 лет после распашки целины

Параметр выборки	Неэродированная	Степень эродированности		
		Слабая	Средняя	Сильная
Чернозём типичный				
Мощность гумусового слоя, см	79±9*	56±6	32±6	18±2
Запасы гумуса в слое 0-50 см, т/га	291±45	217±40	153±29	120±7
Объём выборки	41	26	10	3
Тёмно-серая лесная				
Мощность гумусового слоя, см	60±4	42±5	35±6	26±4
Запасы гумуса в слое 0-50 см, т/га	213±33	144±22	97±17	70±17
Объём выборки	28	24	13	8
Серая лесная				
Мощность гумусового слоя, см	32±6	22±4		
Запасы гумуса в слое 0-50 см, т/га	165±22	95±9		
Объём выборки	11	3	0	0

\* ± – стандартные отклонения.

Проведена оценка запасов гумуса и поступления растительных остатков в почву перед распашкой целины. Для всех трёх типов почв (табл. 4.2.1) численное моделирование проведено для склона длиной 500 м с углом наклона 3° восточной экспозиции. Был принят сценарий типичного землепользования в XIX-XX вв. (зернопаропропашной севооборот со вспашкой почвы вдоль склона на глубину 20 см). На рисунке 4.2.1 показана реконструированная динамика мощности гумусового слоя внизу склона, где почва была подвержена эрозии. Для серой лесной почвы через 75 лет после распашки целины мощность гумусового слоя уменьшилась с 32 см до глубины вспашки 20 см, а далее она не изменялась. Это можно объяснить тем, что массу эрозионных потерь с поверхности почвы компенсировала масса припахиваемой материнской породы. Для тёмно-серой лесной почвы это произойдёт через 250 лет, а для чернозёма типичного – позже. Если обработки почвы не будет, то гумусовый слой исчезнет, когда поверхность почвы опустится до материнской породы.



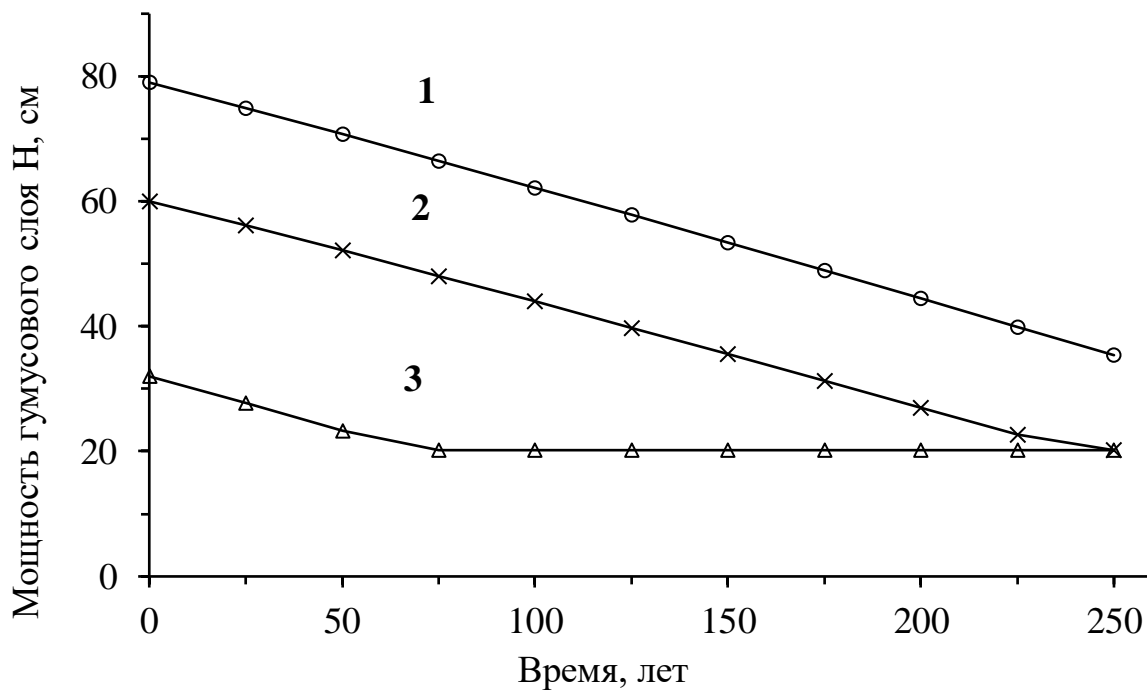


Рисунок 4.2.1 – Динамика мощности гумусового слоя почвы на конце склона после распашки целины (эродированная почва): 1 – чернозём типичный; 2 – тёмно-серая лесная почва; 3 – серая лесная почва

На рисунке 4.2.2 представлена динамика запасов гумуса в слое (0-50) см на верху склона (неэродированная почва).

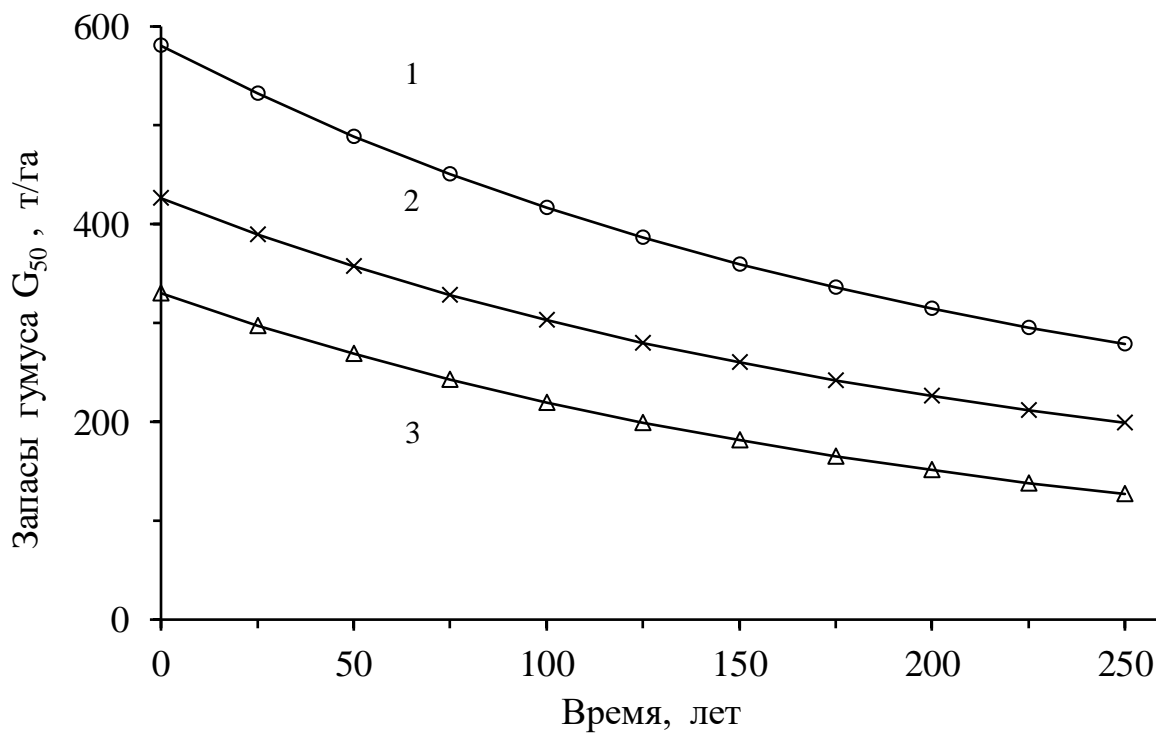


Рисунок 4.2.2 – Динамика запасов гумуса в слое почвы (0-50) см на верху склона после распашки целины (неэродированная почва): 1 – чернозём типичный; 2 – тёмно-серая лесная почва; 3 – серая лесная почва

Из данных на рисунке 4.2.2 следует, что для всех трёх почв происходило плавное уменьшение запасов гумуса в слое почвы (0-50) см. Наибольшие запасы в чернозёме типичном, наименьшие – в серой лесной почве.

На рисунке 4.2.3 представлена динамика запасов гумуса в слое (0-50) см внизу склона (эродируемая почва).

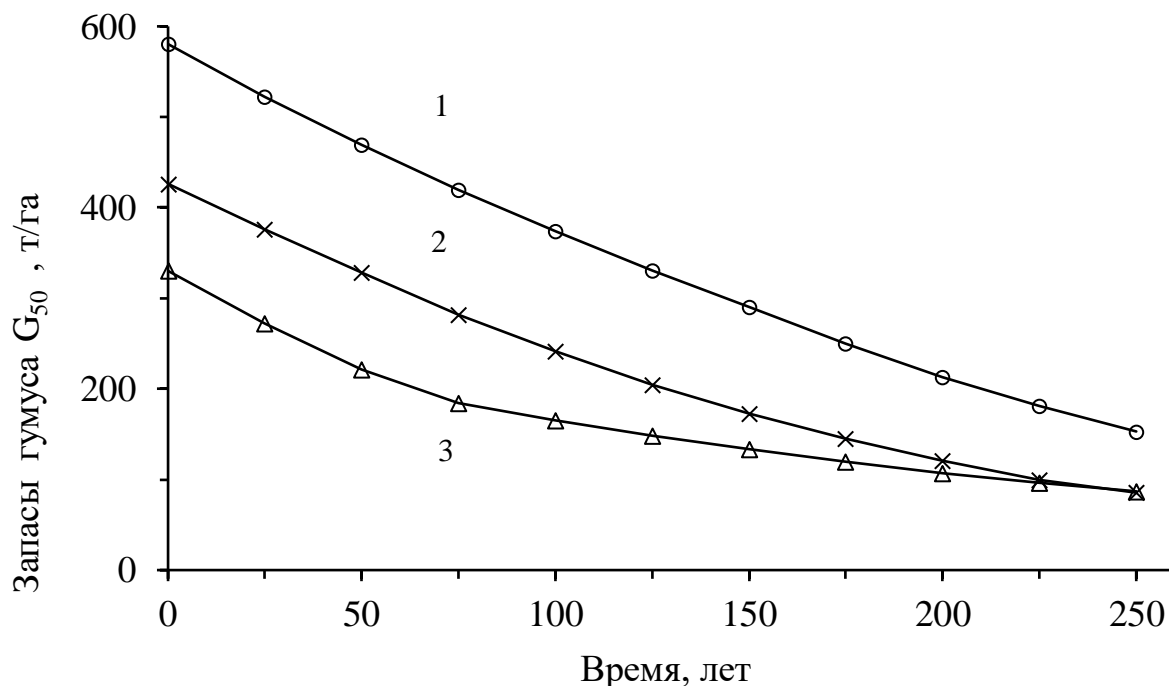


Рисунок 4.2.3 – Динамика запасов гумуса в слое почвы (0-50) см внизу склона после распашки целины (эродированная почва): 1 – чернозём типичный; 2 – тёмно-серая лесная почва; 3 – серая лесная почва

Из данных этого рисунка следует, что для эродируемой почвы, в отличие от неэродированной почвы, запасы гумуса уменьшались быстрее. Для серой лесной почвы после уменьшения мощности гумусового слоя до глубины вспашки уменьшение запасов гумуса замедлилось. Через 250 лет мощность гумуса тёмно-серой лесной почвы стала равной глубине вспашки (рис. 4.2.1), а запасы гумуса уменьшились до запасов гумуса в серой лесной почве (рис. 4.2.3).

Вывод: после распашки целины динамика сокращения мощности гумусового горизонта и запасов гумуса эродируемых почв определяет угрозу для природных возобновляемых почвенных ресурсов, подверженных водной эрозии для условий Центрального Черноземья. Это совпадает с выводом ФАО о том, что человечество использует почвенные ресурсы как невозпроизводимые природные ресурсы [149]. Также эрозию почвы ФАО отнесла к 10 главным угрозам для почвы.

Прогнозы [92, 93]. Прогнозы разработаны для эродированных черноземных почв Курской области на склоне длиной 500 м с углом наклона 3° восточной экспозиции для сценариев, описанных в таблице 4.2.2.

Таблица 4.2.2 – Описание сценариев землепользования

Сценарий	Растительность	Поступление растительных остатков*, т/(га год)	Примечание
Типичный	Зернопаропропашной севооборот, вспашка вдоль склона	2,9	Типичный в XIX-XX вв.
Почвозащитный	Зернотравяной севооборот, вспашка поперёк склона	5,6	Защита эродлируемых почв
Консервация	Переход к многолетним травам на длительное время	7,4	Улучшение свойств почвы
Целина	Залежь, переходящая к условиям целины	12,3	Восстановление почвенных ресурсов

\* – в незеродированную почву.

В таблице 4.2.3 представлены данные о чернозёмных почвах Курской области.

Таблица 4.2.3 – Данные о чернозёмных почвах Курской области

Параметр	Неэродированные	Степень эродированности		
		слабая	средняя	сильная
Мощность гумусового слоя через 200 лет после распашки целины [89]				
Гумусовый слой, см	74	55	35	24
Средняя скорость сокращения гумусового слоя за 200 лет, мм/год	0	1,0	2,0	2,5
Сценарий	Начальная скорость почвообразования* [90], мм/год			
Типичный в XIX-XX вв. (зернопаропропашной севооборот)	0	0,01	0,07	0,10
Почвозащитный (зернотравяной севооборот)	0,01	0,06	0,11	0,14
Консервация (переход к многолетним травам)	0,03	0,08	0,13	0,16
Целина (залежь, переходящая к условиям целины)	0,01	0,06	0,12	0,15
Восстановление эродированных чернозёмов по сценарию целина*				
Время на восстановление гумусового слоя почвы, тыс. лет	0	5,6	7,8	8,7

\* – рассчитанные по модели значения.

На рисунках 4.2.4-4.2.6 представлены прогнозы динамики мощности гумусового слоя и запасов гумуса для разных сценариев землепользования [92].

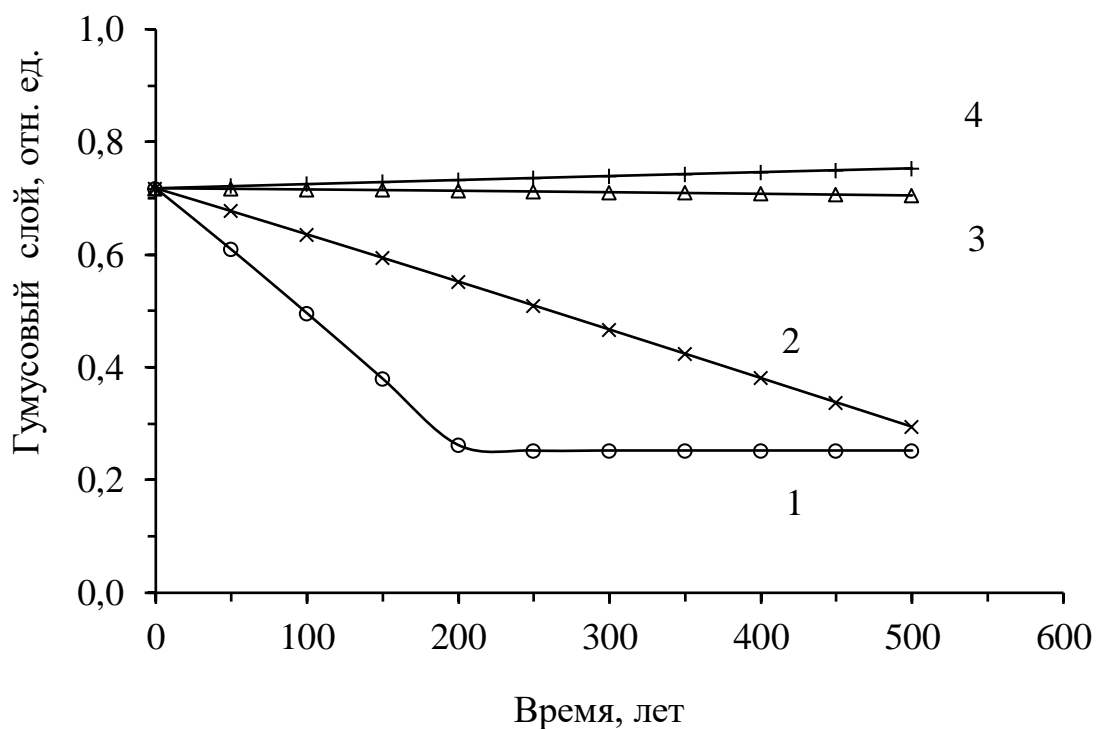


Рисунок 4.2.4 – Прогноз динамики мощности гумусового слоя эродированной почвы (на конце склона) для сценариев: 1 – Типичный; 2 – Почвозащитный; 3 – Консервация; 4 – Целина

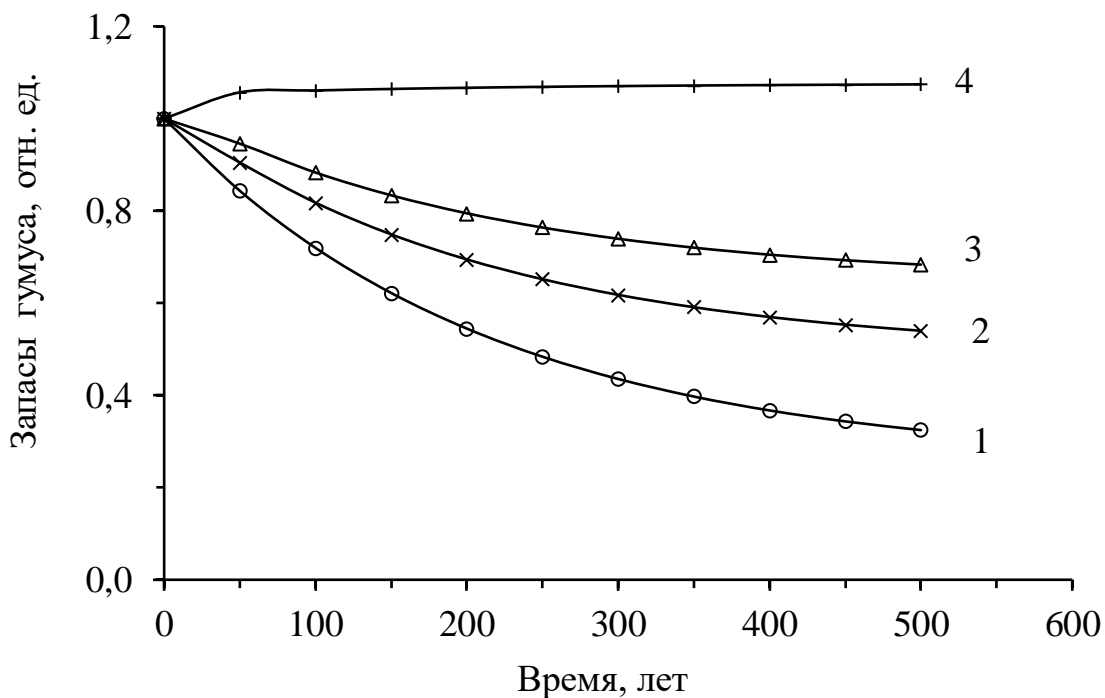


Рисунок 4.2.5 – Прогноз динамики запасов гумуса в слое (0-50) см неэродированной почве (на верху склона) для сценариев: 1 – Типичный; 2 – Почвозащитный; 3 – Консервация; 4 – Целина

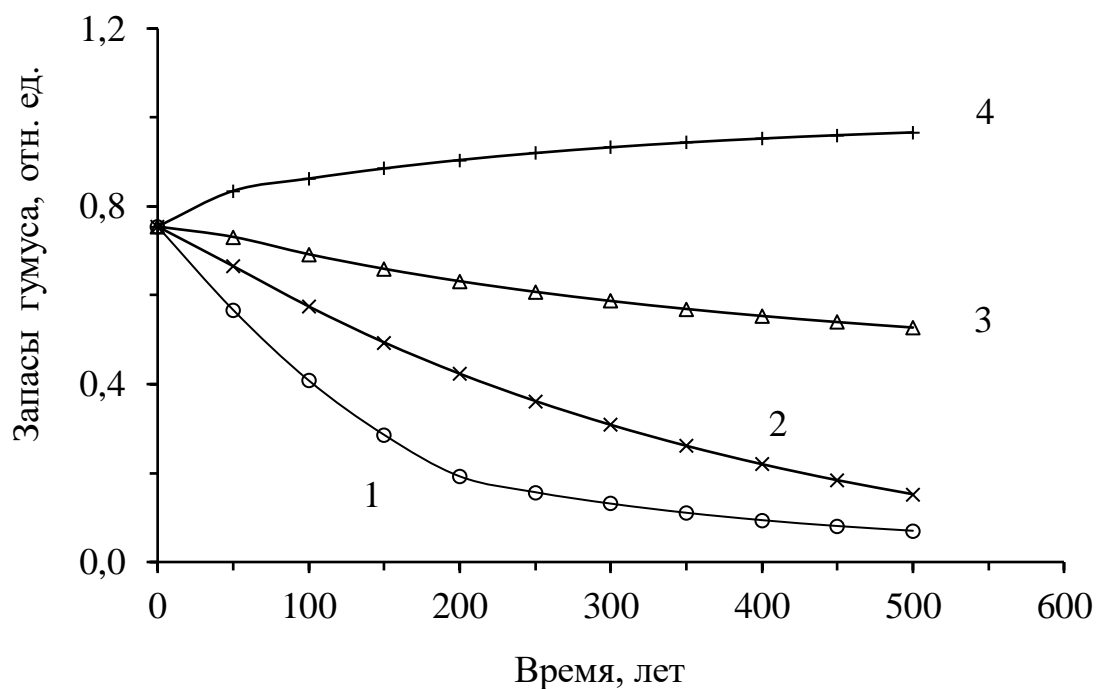


Рисунок 4.2.6 – Прогноз динамики запасов гумуса в слое (0-50) см эродированной почве (в низу склона) для сценариев: 1 – Типичный; 2 – Почвозащитный; 3 – Консервация; 4 – Целина

Из данных прогнозов на рисунках 4.2.4-4.2.6 следует.

1. Для современного землепользования (сценарии Типичный и Почвозащитный) скорость эрозии намного больше начальной скорости почвообразования (табл. 4.2.3). Мощность эродируемого гумусового слоя (рис. 4.2.4) и запасы гумуса (рис. 4.2.6) будут уменьшаться.

2. Для сценария Консервация можно принять, что мощность гумусового слоя эродированной почвы (внизу склона) не изменится (рис. 4.2.4). Это означает, что скорость эрозии равняется скорости почвообразования. Запасы гумуса будут уменьшаться (рис. 4.2.6) намного медленнее, чем для сценариев Типичный и Почвозащитный.

3. Для сценария Целина мощность гумусового слоя (рис. 4.2.4) эродированной почвы (внизу склона) будет медленно увеличиваться. Запасы гумуса будут увеличиваться быстрее (рис. 4.2.6). При выборе этого сценария было очевидно, что он обеспечит восстановление эродированных почв до их состояния перед распашкой. Было неизвестно, сколько потребуется на это времени. Результаты расчётов (табл. 4.2.3) показали, что необходимо (5,6-8,7) тыс. лет. Практически невозможно восстановить эрозионные потери почвы.

Результаты реконструкции после распашки целины и прогнозы на будущее привели к следующим выводам для почвенных и климатических условий Центрального Черноземья.

1. В прошлом (после распашки целины) эрозия сокращала почвенные ресурсы. В будущем сокращение будет продолжаться. Можно только замедлить скорость сокращения.

2. Имеющиеся возможности не могут обеспечить восстановление эрозионных потерь почвы.

3. Необходима стратегия рационального использования оставшихся (после распашки целины) эродируемых почв. Стратегической целью должно быть снижение скорости эрозии до скорости почвообразования. Цель может быть достигнута поэтапным уменьшением допустимых эрозионных потерь почвы до скорости почвообразования.

4. Если эродированные почвы занимают значительную долю пашни, то по причине производства необходимого количества растениеводческой продукции может быть нереальным перевод этих почв под многолетние травы и/или под залежь.

5. К наиболее значимым *большим вызовам* [68] отнесено: п. 15 «в) возрастание антропогенных нагрузок на окружающую среду до масштабов, угрожающих воспроизводству природных ресурсов». Проблема эрозии почвы соответствует этим вызовам: эрозия уничтожает природные возобновляемые почвенные ресурсы, для которых нет альтернативы. Большие вызовы требуют реакции государства.

*Допустимые потери почвы.* Выбор противоэрозионных мер основан на следующей концепции: средне многолетние потери почвы не должны превышать допустимое значение [47]. Для их обоснования используют три основных подхода, которые не учитывают случайный характер эрозионных потерь почвы. Существует риск (вероятность), что эрозионные потери превысят допустимое значение. Предложен подход [92], объединяющий три основных подхода и учитывающий риск. Для расчётов предложена зависимость

$$I_{\text{доп}} = \frac{\varepsilon_{\text{пог}} H_{\text{гум}}}{100 T_{\text{пл}} K_{\text{н}}}, \quad (4.2.1)$$

где  $I_{\text{доп}}$  – допустимые потери почвы, мм/год;  $H_{\text{гум}}$  – мощность гумусового слоя, мм;  $\varepsilon_{\text{пог}}$  – погрешность измерения  $H_{\text{гум}}$ , %;  $T_{\text{пл}} = 50$  лет – горизонт планирования (интервал усреднения для потерь почвы);  $K_{\text{н}}$  – коэффициент надёжности, безразмерный. Для перехода к т/(га год) используется равенство

$$I_{\text{доп}}(\text{т}/(\text{га год})) = 10\rho(\text{г}/\text{см}^3)I_{\text{доп}}(\text{мм}/\text{год}), \quad (4.2.2)$$

где  $\rho$  – плотность почвы, г/см<sup>3</sup>. Значение  $K_{\text{н}}$  определяется отношением потерь почвы с заданной вероятностью превышения  $P$  к среднему значению. Нормативы для вероятности  $P$  отсутствуют, поэтому принято  $P = 5\%$ , соответствующее проектированию простейших земляных гидротехнических сооружений [31]. Для расчётов значений  $K_{\text{н}}$  предназначена модель водной эрозии почвы [91]. Зависимость (4.2.1) определяет допустимые потери почвы, которые с вероятностью  $P$  могут быть превышены. Эти потери также зависят от экономических условий, поскольку с уменьшением значений допустимых потерь резко возрастают затраты на противоэрозионные меры [44].

*Доли в водной эрозии почвы.* При выборе противоэрозионных мер полезно знать какой вид эрозии преобладает. В таблице 4.2.4 для склона

длиной 500 м и углом наклона 3° представлены результаты численного моделирования для разных агрофонов [83].

Таблица 4.2.4 – Рассчитанные средние потери почвы и доли каждого вида эрозии

Параметры	Пар (зябрь)	Севооборот	
		Зернопаропропашной	Зернотравяной
Средние потери почвы*, т/(га год)	19,5	10,9	6,2
Доля эрозии, %:			
дождевой	52	35	27
при снеготаянии	48	65	73

\* – они усреднены ещё по длине склона.

Вывод. Разработанные (и проверенные) методы математического моделирования необходимы для стратегического планирования рационального использования оставшихся эродлируемых почвенных ресурсов.

### 4.3. Методы физического моделирования

Среди методов экспериментальных исследований выделяют методы физического моделирования. Суть этих методов заключается в том, что можно проводить измерения на физической модели оригинала, а полученные результаты можно использовать для оригинала. Для этого необходимы критерии подобия. В проведении экспериментов эти методы могут обеспечить весьма большую экономию ресурсов (материальных, финансовых, людских, временных). При использовании дождевальных установок (ДУ) в экспериментальных исследованиях эрозионных процессов оригиналом являются естественные дожди, а их физической моделью являются искусственные дожди. При проведении дождевания сначала получают зависимость от эрозионной характеристики дождя  $A$ . Заменяя её на индекс  $AI$  (равенство (1.2.1.18)), получают зависимость для естественных дождей. Зная значения индекса  $AI$ , по зависимости можно рассчитать эффект, который произведут разные естественные дожди.

В разделе 1.2.1 показано, что уравнение USLE основано на линейной зависимости (1.2.1.21) эрозионных потерь почвы от эрозионного индекса  $AI$  естественных дождей при условии, что потери почвы со склона определяет отрыв почвенных агрегатов.

Для прямого однородного склона можно условно выделить три зоны от его верха. Первая – отсутствует отрыв почвенных агрегатов (скорость потока меньше размывающей скорости). Вторая – потери почвы определяет отрыв почвенных агрегатов. Третья – потери почвы определяет транспортирующая способность потока. При выпадении естественного дождя его интенсивность изменяется во времени. Границы этих зон также изменяются во времени. Для разных агрофонов при одинаковых дождях границы зон будут разными. Чтобы для искусственных дождей получать линейные зависимости,

необходимо выполнение следующих условий. 1. Длина первой зоны должна быть намного меньше второй зоны. 2. Третья зона должна отсутствовать. 3. Во всех экспериментах дожди должны быть одинаковыми (или близкими). 4. Лучше всего создавать искусственный дождь с постоянной интенсивностью и с одинаковыми каплями, падающими с одинаковой высоты. Не будет проблемы измерять распределение капель по диаметру и по скорости падения. При таком стационарном дожде не будет проблемы оценивать влияние изменения во времени интенсивности дождя на изменение во времени стока и смыва почвы. 5. Необходимо, чтобы граничный эффект стоковой площадки не искажал смыв почвы. В настоящее время до проведения дождевания невозможно предсказать, что все эти условия будут выполнены, а зависимость для смыва почвы будет линейной. Сначала использовали первую дождевальную установку (ДУ-1), которая орошала стоковую площадку длиной 5 м и шириной 1 м. Затем использовали вторую (ДУ-2), которая орошала стоковую площадку длиной 3 м и шириной 1 м с лучшей стабильностью интенсивности дождя. Обе ДУ создавали дожди с одинаковыми каплями, но с разными диаметрами.

*Оценка фактора растительности С* [80]. В лабораторных условиях создали три одинаковые стоковые площадки длиной 5 м и шириной 1 м. Первая площадка была контрольной, на второй посеяли кукурузу, а на третьей – вико-овсяную смесь. На момент дождевания развитие растений соответствовало фазе третьего листа, биомасса кукурузы была 189 кг/га, а вико-овсяной смеси – 596 кг/га. Для расчёта значений эрозионной характеристики искусственного дождя ( $A$ ) и эрозионного индекса естественного дождя ( $AI$ ) использованы зависимости (1.2.1.13) и (1.2.1.18) в разделе 1.2.1. На рисунке 4.3.1 показаны экспериментальные зависимости смыва почвы от индекса  $AI$  (для естественных дождей).

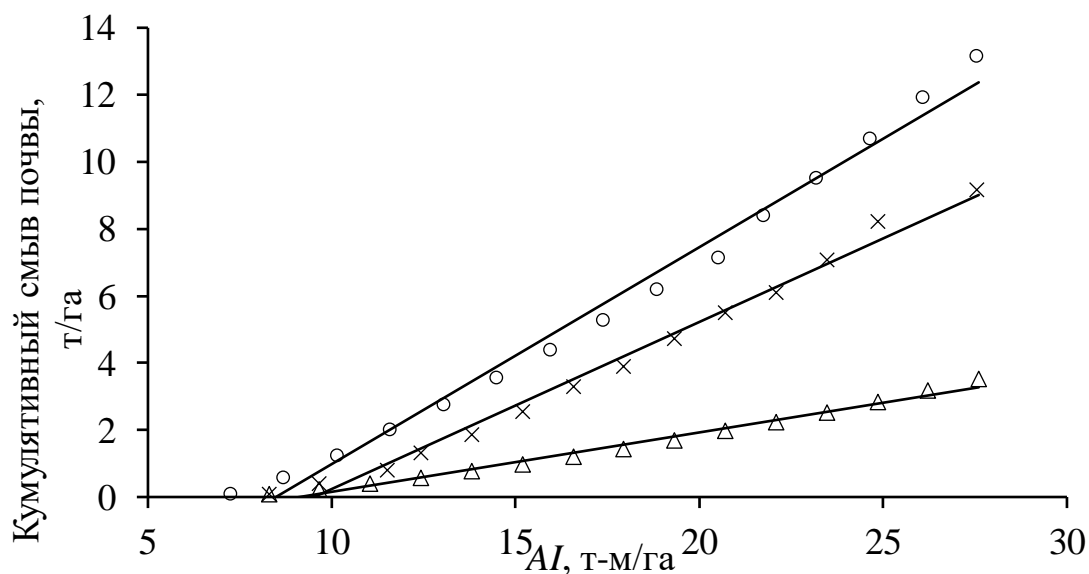


Рисунок 4.3.1 – Зависимость смыва почвы от индекса  $AI$ : о – контроль (без растительности); x – кукуруза; Δ – вико-овсяная смесь; прямые линии – уравнения регрессии



Значение фактора  $C$  определяли отношением смыва почвы с площадки с растительностью к смыву почвы без растительности. По данным на рисунке 4.3.1 для фактора  $C$  получили следующие значения: без растительности  $C = 1$ , для посевов кукурузы – 0,77, для посевов вико-овсяной смеси – 0,27.

Выводы. 1. Чем больше растительности на поверхности почвы, тем меньше смыв почвы при дождевой эрозии. 2. По отношению к контрольному варианту посева кукурузы уменьшили смыв почвы на 23 %, а посева вико-овсяной смеси – на 73 %.

*Эффективность мульчирования* [80]. Так же, как в предыдущем примере, создали три одинаковые стоковые площадки длиной 5 м и шириной 1 м. Первая площадка была контрольной. На второй площадке в почву на глубину 5 см заделали солому 2 т/га, на третьей площадке – 4 т/га. На рисунке 4.3.2 показана экспериментальная зависимость смыва почвы от индекса  $AI$ .

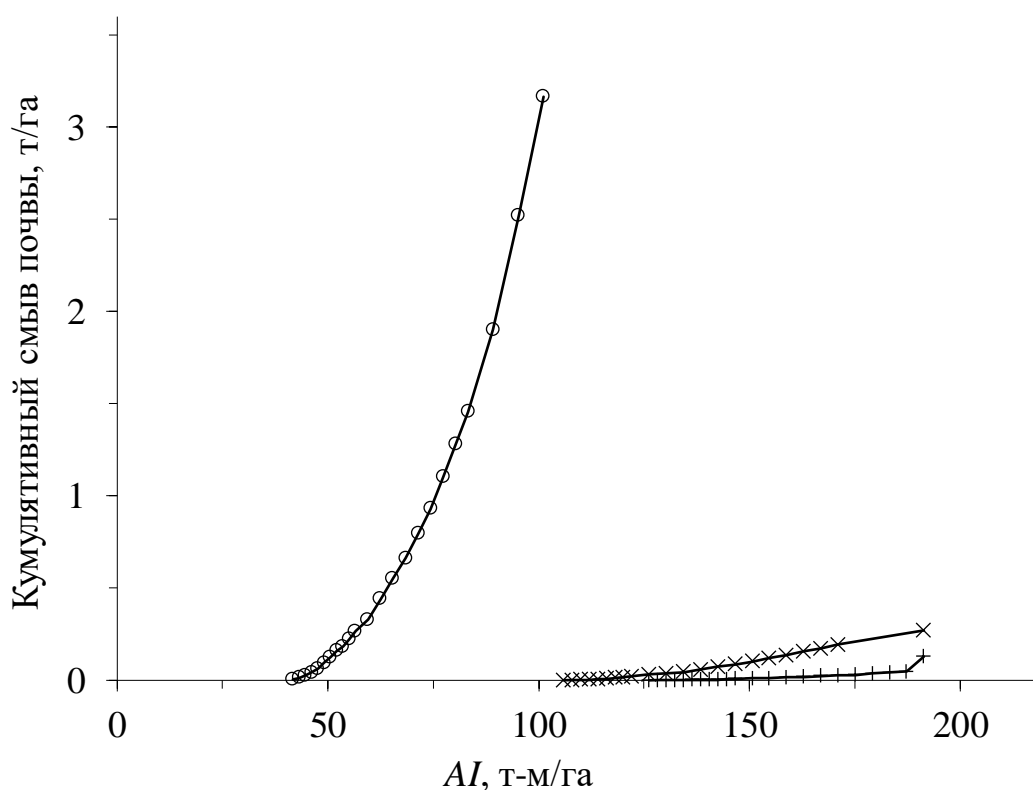


Рисунок 4.3.2 – Зависимость смыва почвы от индекса  $AI$ :

о – контроль (без соломы); × – доза соломы 2 т/га; + – доза соломы 4 т/га

Из данных рисунка 4.3.2 следует, что заделка соломы в почву на много уменьшила смыв почвы. На Нижнедевицкой воднобалансовой станции (Воронежская область) за 30 лет наблюдений выпал дождь с максимальным значением  $AI = 87$  т-м/га. Т.е. при мульчировании почвы соломой 2 т/(га год) за 30 лет не было бы ни стока, ни смыва почвы при выпадении дождей.

*Содержание гумуса в смытой почве* [60]. Исследования проведены на вариантах многофакторного полевого опыта ФГБНУ «Курский ФАНЦ» (Курская область, Медвенский район). Стоковые площадки закладывали на

склонах северной экспозиции. На варианте с озимой пшеницей уклон был  $3,6^{\circ} \pm 0,6^{\circ}$ , а на остальных в среднем  $2^{\circ} \pm 0,1^{\circ}$ . Длина площадок 2,8 м, а ширина 1 м. Высота падения дождевых капель – 2 м, их диаметр  $4,2 \pm 0,3$  мм. При проведении экспериментов отбирали почвенные образцы для определения содержания общего гумуса в слое почвы (0-20) см и в смываемой почве. Результаты измерений представлены в таблице 4.3.1. Из данных этой таблицы следует, что в пределах стандартного отклонения отношение содержания гумуса в смываемой почве к содержанию в слое почвы (0-20) см одинаковое для всех агрофонов.

Таблица 4.3.1 – Содержание общего гумуса в слое почвы (0-20) см и в смытой почве при дождевании

Агрофон*	Содержание общего гумуса, %		Отношение $G_{сп}/G_{п}$
	в почве ( $G_{п}$ )	в смытой почве ( $G_{сп}$ )	
Пар	$4,20 \pm 0,16$	$4,49 \pm 0,11$	$1,06 \pm 0,05$
Кукуруза (5-6 лист)	$4,74 \pm 0,32$	$5,32 \pm 0,28$	$1,12 \pm 0,10$
Озимая пшеница (фаза восковой спелости)	$4,81 \pm 0,33$	$5,27 \pm 0,26$	$1,09 \pm 0,09$
Залежь (13 лет)	$5,59 \pm 0,03$	$5,86 \pm 0,18$	$1,04 \pm 0,03$

\*Бессменные посевы (пар) более 20 лет.

*Портативная дождевальная установка.* Первая ДУ-1 орошала стоковую площадку длиной 5 м и шириной 1 м. Она предназначена для исследований смыва почвы, её впитывающей способности и потери из почвы растворённых веществ. У неё два недостатка. Первый – для перевозки оборудования и персонала требовались грузовой автомобиль и микроавтобус. Второй – не стабильная интенсивность дождя. Была создана вторая ДУ-2 для орошения стоковой площадки длиной 3 м и шириной 1 м. Для перевозки требовались два легковых автомобиля и один прицеп. Она обеспечила стабильность интенсивности дождя в пределах (5-10) % в течение одного часа дождевания. Для экспериментальных исследований впитывающей способности почвы не были известны требования к размерам стоковых площадок.

В разделе 1.2.5 для объяснения близости рассчитанных и измеренных слоёв стока для искусственных и естественных дождей была принята гипотеза: «дождевой сток с поверхности водосборов и стоковых площадок определяет безнапорное впитывание на межручейковой поверхности почвы, а напорное впитывание в ручейках можно не учитывать.».

Поэтому для портативной ДУ стоковую площадку приняли в форме круга диаметром 25 см (площадь  $0,05 \text{ м}^2$ ). Для отбора почвенных монолитов в поле и создания в лаборатории необходимых образцов почвы использовали металлический цилиндр с внутренним диаметром 25 см и высотой 20 см. В верхней части цилиндра сделан водоотвод для воды, стекающей с поверхности почвы. При дождевании на всей поверхности почвы должно быть безнапорное впитывание дождевой воды. Метод дождевания с

портативной ДУ включён в глобальную базу данных инфильтрации воды почвой [145].

*Проверка гипотезы* [86]. Впитывающая способность почвы определена максимальной интенсивностью впитывания дождевых осадков, выпадающих на почву. Дождевой сток образуется, когда интенсивность дождя больше впитывающей способности почвы. В экспериментах эту способность оценивали величиной

$$K = I_{\text{дож}} - I_{\text{ст}}, \quad (4.3.1)$$

где  $K$  – впитывающая способность почвы, мм/мин;  $I_{\text{дож}}$  – интенсивность дождя, мм/мин;  $I_{\text{ст}}$  – интенсивность стока, мм/мин. Используя большую ДУ-2, в поле провели измерения впитывающей способности почвы для стоковой площадки длиной 3 м и шириной 1 м (площадь 3 м<sup>2</sup>). Рядом с этой площадкой отобрали два монолита, дождевание провели в лаборатории с портативной ДУ. Результаты измерений представлены в таблице 4.3.2.

Таблица 4.3.2 – Параметры дождевальных установок и экспериментальные данные

Параметр	Большая ДУ-2	Портативная ДУ, монолит	
		1*	2*
Площадь стоковой площадки, м <sup>2</sup>	3,0	0,05	0,05
Диаметр капель, мм	4,5±0,3	4,0±0,3	4,0±0,3
Высота падения капель, м	2,0	1,0	1,0
Скорость падения капель, м/с	5,53	4,12	4,12
Интенсивность дождя, мм/мин			
начальная	1,54±0,07	2,35±0,07	2,39±0,04
конечная	1,67±0,03	2,28±0,06	2,36±0,11
Время начала стока, мин	3,5	2,0	1,5
$AI_{\text{кр}}$ , т-м/га	8,8	8,7	6,7
$K_{\text{уст}}$ , мм/мин	0,21±0,02	0,25±0,06	0,19±0,08

$AI_{\text{кр}}$  – значение индекса  $AI$  при начале стока;

$K_{\text{уст}}$  – установившаяся скорость впитывания.

На рисунке 4.3.3 представлены экспериментальные зависимости впитывающей способности почвы от эрозионного индекса естественных дождей  $AI$ .

Из данных в таблице 4.3.2 и на рисунке 4.3.3 следует вывод: проведённый эксперимент подтвердил гипотезу о безнапорном впитывании на межручейковой поверхности почвы. Следовательно, портативную ДУ можно использовать для исследования впитывающей способности почвы. Для проведения дождевания в полевых условиях необходим один легковой автомобиль с прицепом. В лабораторных условиях эта установка обеспечивает стабильность интенсивности дождя в интервале (3-6) % в течение одного часа. Зависимости на рисунке 4.3.3 являются типичными.

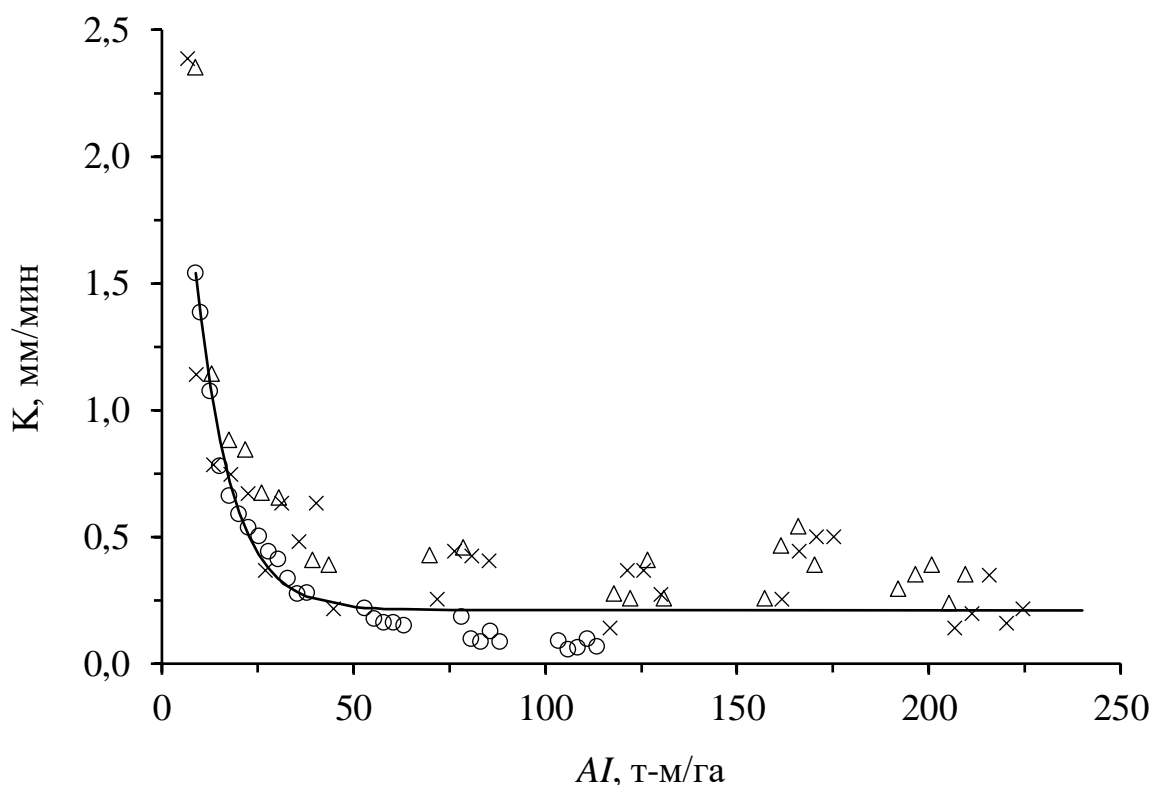


Рисунок 4.3.3 – Зависимости впитывающей способности почвы  $K$  от эрозионного индекса  $AI$ :  $\circ$  – большая ДУ-2;  $\Delta$  – портативная ДУ (монолит 1);  $\times$  – портативная ДУ (монолит 2); сплошная линия – расчёт для большой ДУ-2

*Впитывающая способность почвы при No-Till* [152]. Полевой эксперимент продолжается с 2015 г. (Курский федеральный аграрный научный центр). В 2020 году на посевах озимой пшеницы (на вариантах со вспашкой и No-Till) отобрали почвенные монолиты в начале вегетации растений и после уборки урожая. Весной, 27 марта 2020 года, озимая пшеница находилась в фазе кущения. Летом, 4 августа 2020 года, после уборки урожая на поверхности почвы (с разными её обработками) была стерня и измельчённая солома. Весной на варианте со вспашкой на поверхности почвы отсутствовала мульча (растительные остатки). На варианте с No-till была мульча (растительные остатки за предыдущие года). Летом после уборки урожая на обоих вариантах была измельчённая солома). В таблице 4.3.3 представлены данные для озимой пшеницы.

Таблица 4.3.3 – Условия проведённых экспериментов для озимой пшеницы

Параметр	Вспашка	No-till	Вспашка	No-till
	27 марта		4 августа	
Почва*:				
плотность, г/см <sup>3</sup>	1,10±0,01**	1,13±0,04	1,11±0,03	1,15±0,09
влажность, %	20,8±3,3	24,5±0,6	19,1±3,5	19,4±2,8
Мульча, г	нет	10,0±0,3	45,0±0,3	45,0±0,2
Интенсивность дождя, мм/мин	1,77±0,02	1,70±0,02	3,26±0,05	3,31±0,08

\* – монолит, слой (0-20) см;

\*\* – ± абсолютная погрешность, а для интенсивности дождя стандартное отклонение

Из данных таблицы 4.3.3 следует, что: плотность почвы 27 марта и 4 августа на вспашке и No-till одинаковая (в пределах погрешности измерения), а влажность почвы – близкая.

На рисунке 4.3.4 представлена экспериментальная зависимость впитывающей способности почвы от индекса естественных дождей  $AI$ .

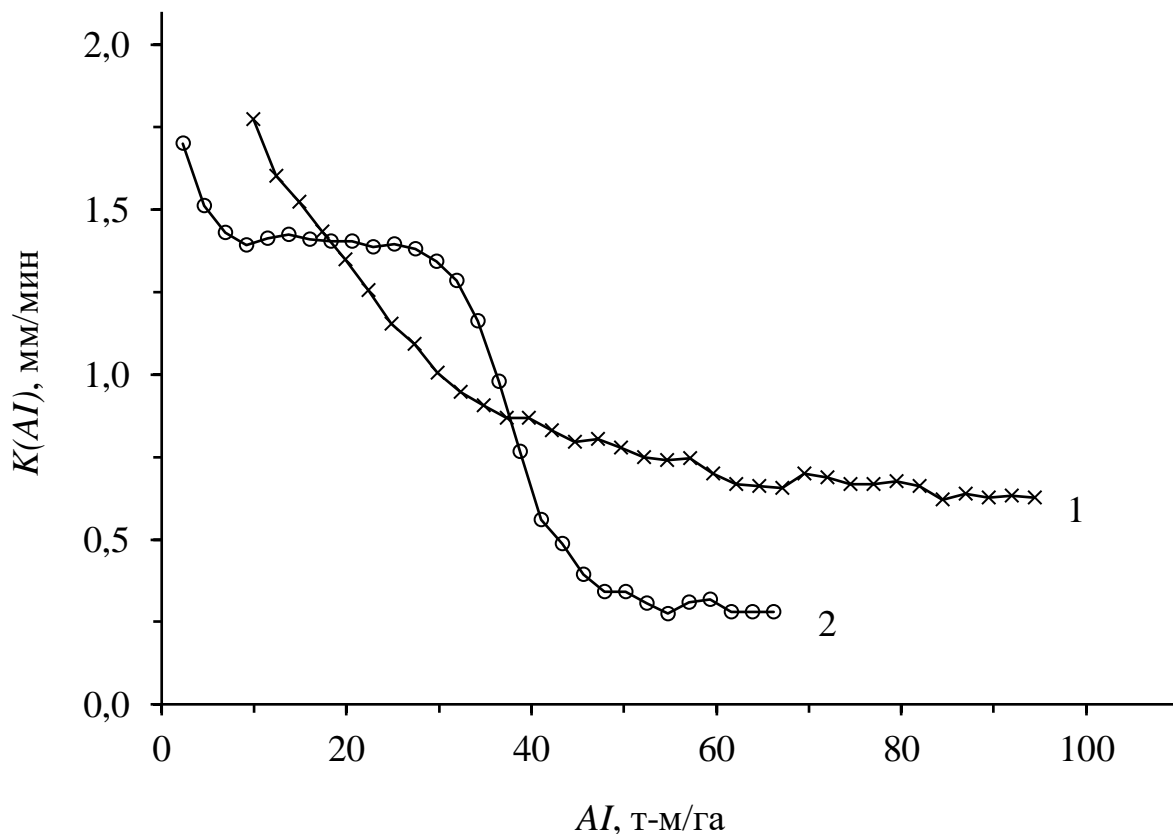


Рисунок 4.3.4 – Зависимость впитывающей способности почвы  $K$  от эрозионного индекса естественных дождей  $AI$  (27 марта 2020 г.): 1 – вспашка; 2 – No-Till

Из данных на рисунке 4.3.4 следует: 1) тип зависимости для No-Till отличается от типа зависимости для вспашки; 2) для вспашки этот тип можно назвать одноступенчатым, а для No-Till – двухступенчатым.

На рисунке 4.3.5 представлена аналогичная зависимость, полученная для 4 августа. Из данных этого рисунка следует: 1) полученные зависимости аналогичны зависимостям для 27 марта (рисунок 4.3.4); 2) впитывающая способность почвы после уборки урожая намного больше, чем 27 марта.

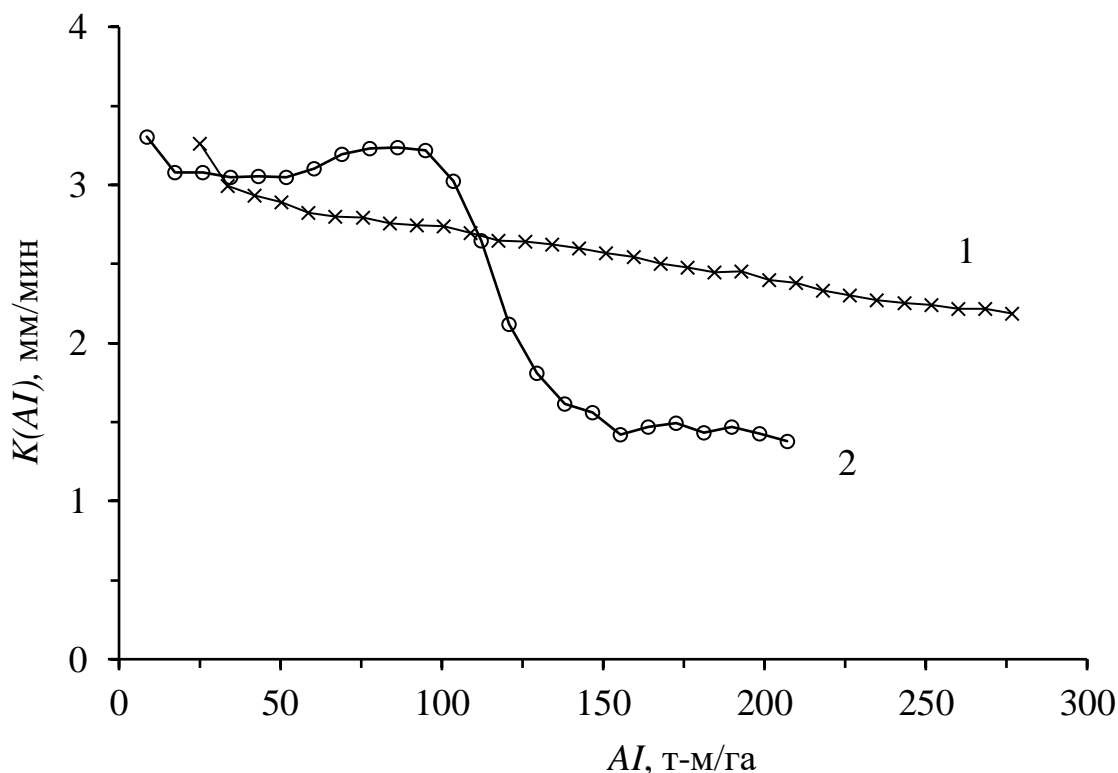


Рисунок 4.3.5 – Зависимость впитывающей способности почвы  $K$  от эрозионного индекса естественных дождей  $AI$  (4 августа 2020 г.):  
1 – вспашка; 2 – No-Till

Для объяснения двухступенчатой зависимости можно принять следующую гипотезу. При ударе дождевых капель о почву мгновенно разрушаются почвенные агрегаты, что ведёт к образованию тонкого слоя почвы (корки) с очень малой впитывающей способностью. При постоянной интенсивности дождя впитывающая способность уменьшается, и стремится к равновесному состоянию. Это образует первую ступень. Растительность и/или растительные остатки защищают почву от мгновенного разрушения почвенных агрегатов. Впитывающая способность почвы уменьшается, и при постоянной интенсивности дождя стремится к равновесному состоянию. Образуется первая ступень. При намокании почвенные агрегаты с запозданием начинают распадаться, закупоривая поры в почве. Это ведёт к ускорению уменьшения впитывающей способности почвы. При постоянной интенсивности дождя уменьшение стремится к равновесному состоянию. Образуется вторая ступень.

Вывод: новый метод физического моделирования (метод дождевания) обеспечил с малыми затратами получение новых знаний о последствиях применения технологий, использующих No-Till.

*Потери из почвы растворённых веществ.* В почве содержатся полезные (биогенные) и вредные растворимые вещества. Попадая в поверхностный поток воды, они являются загрязнителями поверхностных водных объектов. На поверхности раздела двух сред (почвы и потока воды) массообмен растворёнными веществами определяют два вида их переноса. Первый:

конвекция – вместе с впитываемой водой в почву поступают растворённые вещества. Второй: диффузия – перемещение этих веществ происходит из области с большей концентрации в область с меньшей концентрации. Почва теряет растворённое вещество если скорость диффузии направлена вверх, и она больше скорости конвекции. В других случаях почва получает это вещество из дождевой воды. Далее на конкретном примере приведено краткое описание методики дождевания и применения результатов измерения для естественных дождей [87]. Была поставлена задача: используя портативную ДУ, исследовать зависимость потери биогенных элементов ( $\text{NO}_3$ ,  $\text{NH}_4$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) от слоя поверхностного дождевого стока. Монолит почвы был в металлическом цилиндре с диаметром 25 см и высотой 20 см, площадь поверхности стока  $0,05 \text{ м}^2$ . Интенсивность дождя  $1,80 \pm 0,05 \text{ мм/мин.}$ , диаметр капель  $4,0 \pm 0,3 \text{ мм}$ , высота их падения 1,0 м.

При дождевании проводили следующие измерения: 1) начало стока; 2) через интервал времени  $\Delta t = 2$  минуты отбирали пробы воды, стекающей с поверхности почвы и измеряли её массу. Пробы воды отдавали на измерение концентрации в воде исследуемых биогенных элементов. По полученным измеренным значениям для каждого интервала  $\Delta t_i$  рассчитывали интенсивность стока

$$I_{ст,i} = Q_i/S, \quad (4.3.2)$$

где  $I_i$  – интенсивность стока, мм/мин;  $Q_i$  – средний расход воды за интервал времени  $\Delta t_i$ , л/мин.;  $S$  – площадь поверхности почвы,  $\text{м}^2$ . Впитывающую способность почвы ( $K_i$ ) рассчитывали по равенству

$$K_i = I_d - I_{ст,i}, \quad (4.3.3)$$

где  $I_d$  – интенсивность дождя, мм/мин. В разделе 1.2.5 (выводы) доказано, что функцию впитывающей способности почвы при искусственном дожде можно использовать для естественных дождей при замене эрозионной характеристики искусственного дождя  $A$  на эрозионный индекс естественных дождей  $AI$ , используя равенство  $AI = 2,3 \times 10^4 A$  (1.2.5.4). В данном случае для естественных дождей

$$K(t) = K_{уст} + (K_{кр} - K_{уст}) \exp\left[-\alpha \left(\frac{AI(t)}{AI_{кр}} - 1\right)\right], \quad (4.3.4)$$

где  $K_{уст} = 0,20 \text{ мм/мин}$   $K_{кр} = 1,80 \text{ мм/мин.}$ ;  $\alpha = 0,63$ ;  $AI_{кр} = 5,1 \text{ т-м/га}$ ;

Для интервала времени  $\Delta t_i$  потери биогенного элемента со стоком воды рассчитывали по формуле:

$$m_i = (c_i - c_d)Q_i/S, \quad (4.3.5)$$

где  $m_i$  – средние потери за интервал времени,  $\text{мг}/(\text{м}^2\text{мин.})$ ;  $c_i$ ,  $c_d$  – концентрации биогенного элемента, соответственно, в стоке и в дождевой воде,  $\text{мг/л}$ ;  $Q_i$  и  $S$  – то же, что в формуле (4.3.2). Для каждого интервала  $\Delta t_i$  рассчитывали слой стока  $\Delta h_i = I_{ст,i}\Delta t_i$  и количество потерь биогенного

элемента  $\Delta M_i = m_i \Delta t_i$ . Кумулятивные значения этих величин определяли как их суммы за все предыдущие интервалы времени.

На рисунке 4.3.6. представлена экспериментальная зависимость потерь из почвы биогенных элементов от слоя стока воды.

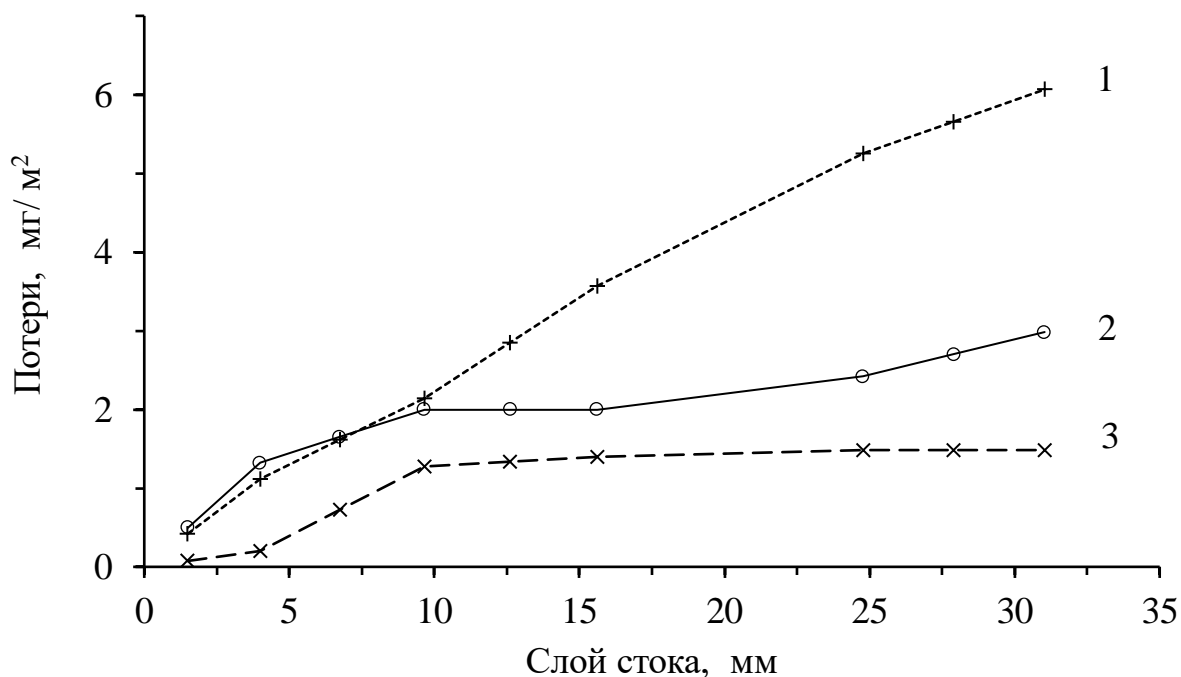


Рисунок 4.3.6 – Экспериментальная зависимость потерь из почвы биогенных элементов от слоя стока воды: 1 – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 2 – NO<sub>3</sub>; 3 – NH<sub>4</sub>

Из данных на рисунке 4.3.6 следует: 1) потери P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> постоянно возрастали; 2) потери NO<sub>3</sub> больше слоя стока 10 мм замедлились; 3) потери из почвы NH<sub>4</sub> после слоя стока 10 мм прекратились. На рисунке 4.3.7 для естественного дождя представлено изменение во времени интенсивности дождя и впитывающей способности почвы, рассчитанной по уравнению (4.3.4).

Слой стока определяют превышением интенсивности дождя над впитывающей способностью почвы, т.е.

$$h = \int_0^T [I(t) - K(t)] dt, \quad (4.3.6)$$

где  $h$  – слой стока, мм;  $T$  – продолжительность дождя, мин;  $I(t)$  и  $K(t)$  – интенсивность дождя и впитывающая способность почвы в момент времени  $t$ , мм/мин. Интегрирование проводится при условии, что  $I(t) > K(t)$ . Для естественного дождя на рисунке 4.3.7. рассчитанный слой стока  $h = 26,2$  мм. Этому слою стока на рисунке 4.3.6 соответствуют следующие потери биогенных элементов: P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 5,4 мг/м<sup>2</sup>; NO<sub>3</sub> – 2,5 мг/м<sup>2</sup>; NH<sub>4</sub> – 1,5 мг/м<sup>2</sup>.



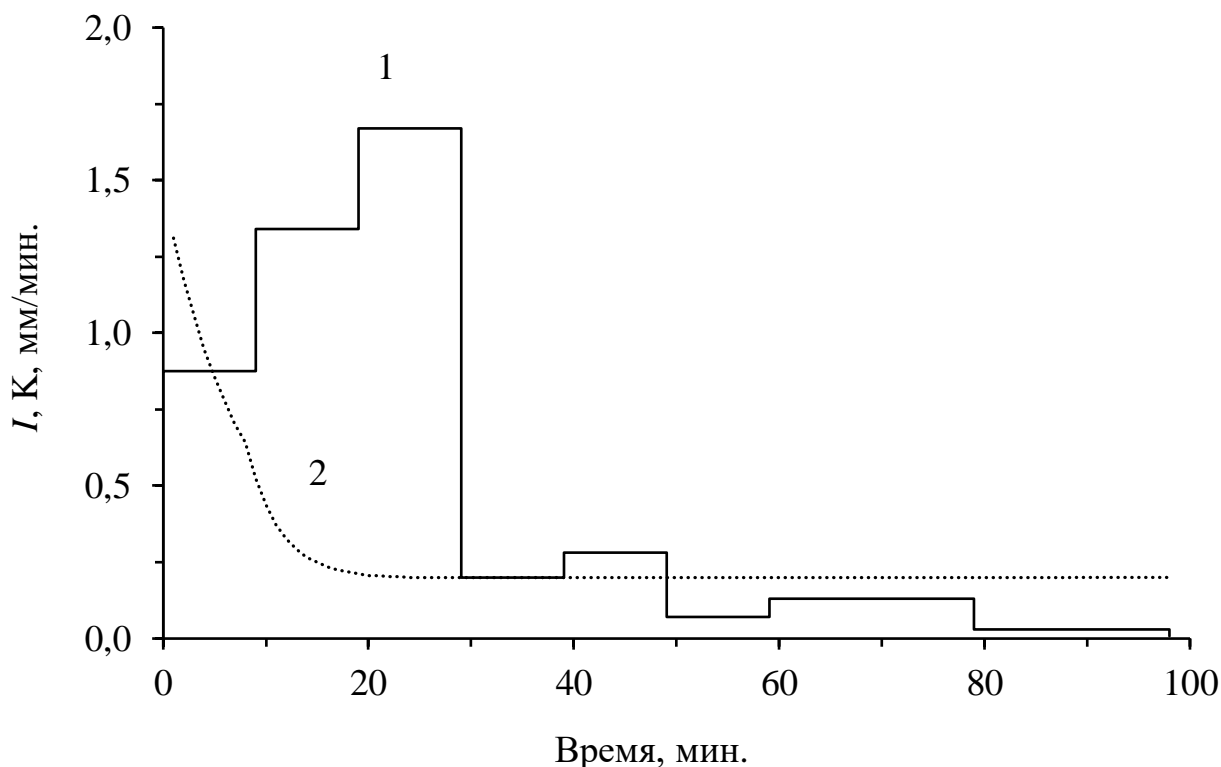


Рисунок 4.3.7 – Зависимость от времени интенсивности естественного дождя  $I$  и впитывающей способности почвы  $K$ : 1 – интенсивность дождя; 2 – впитывающая способность почвы

По графику на рисунке 4.3.6 можно рассчитать потери для любого естественного дождя со слоем стока меньше 30 мм. Из равенства (4.3.5) следует, что для физического моделирования массообмена третьим критерием подобия является равенство концентраций исследуемого вещества в воде естественного и искусственного дождя. Таким образом метод физического моделирования (метод дождевания) обеспечил с малыми затратами получить экспериментальные данные, которые можно использовать для естественных дождей. С портативной ДУ были проведены другие исследования, например [96, 97]. Методы дождевания (методы физического моделирования) сделали эксперименты активными и с малыми затратами: не нужно ждать, когда выпадет дождь, монолиты почвы можно отбирать на любых полях в любые сроки, можно создавать специальные образцы почвы. а в дождевую воду можно добавлять разные растворимые вещества.

#### 4.4. Оценка последствий эрозии в полевых экспериментах

Целью проведения полевых экспериментов (опытов) является оценка последствий применения технологий (разных технологий для одинаковых условий и одной и той же технологии для разных условий). Последствия – влияние технологий на почву, урожайность и на окружающую среду. При

планировании экспериментов необходимо иметь доказательства для ответов на следующие вопросы: какие необходимы размеры участка? сколько и где необходимо провести измерений (или отбора образцов почвы и растительности)? как оценить достоверность результатов измерения, включая разность средних значений для разных участков? На практике для ответов на эти вопросы отсутствуют доказательства. С целью совершенствования методологии проведения полевых экспериментов разработан метод, который можно назвать методом ключевых участков.

*Метод ключевых участков* [98]. Он разработан на примере оценки последствий эрозии почвы на двух ключевых участках в полевом эксперименте по контурно-мелиоративному земледелию Курского федерального аграрного научного центра (почва – чернозём типичный тяжелосуглинистый). Эксперимент заложен в 1982 г., использован севооборот: озимая пшеница – гречиха – яровой ячмень – гречиха. Основной обработкой почвы была вспашка (на глубину 20–22 см). С 2007 г. перешли на поверхностную обработку (дискатором на глубину 10–12 см). На контрольном водосборе один участок был расположен на незэродированной почве (верх склона: 51.52063 N, 36.04168 E.), другой – на слабо эродированной почве (в конце склона: 51.52184 N, 36.03499 E.). Измерения проведены ориентировочно через 240 лет после распашки целины. Разность измеренных значений на этих участках оценивает последствия водной эрозии почвы через 240 лет. Используются термины (РМГ-29-2013): результат измерения, погрешность, однократные, многократные, прямые и косвенные измерения. Для измерения показателей свойств почвы часто предварительно отбирают её образцы. Например, измерение плотности почвы является однократным (при проведении измерений образец разрушается) и косвенным (она является функцией других измеряемых величин). Для повторных измерений используют другие образцы. В результате получают выборку случайных измеренных значений показателя свойства почвы для разных образцов, отобранных в разных точках исследуемого участка почвы. Такой отбор образцов исключает возможность измерения состояния той же почвы и в тех же точках через, например, 40 лет. Для решения этой проблемы предложено следующее. Измеренные значения являются случайными по причине случайной погрешности измерения и по причине случайного варьирования свойств почвы. Для случайной величины  $X$  получают выборку измеренных значений

$$\{x_i\}, i=1, 2, 3 \dots n, \quad (4.4.1)$$

где  $x_i$  – измеренное значение,  $i$  – номер измерения,  $n$  – объём выборки (количество измерений). Необходимо выделить однородный участок почвы. Однородность можно определить по выборке (4.4.1): если выборку описывает функция распределения вероятности для независимых случайных величин, то почва однородна относительно измеряемой величины  $X$ . Это означает, что для однородной почвы все выборки с одинаковым объёмом равноценные,

если они получены для разных точек участка. Это условие допускает проведение измерений, например, в следующем году в других точках участка.

Для косвенных измерений использован метод приведения (МИ 2083-90) к многократным прямым измерениям (ГОСТ Р 8.736-2011). Согласно этому ГОСТу, проводится статистический анализ выборок (4.4.1), а результат измерения представляется в форме интервала погрешности

$$\bar{x} \pm \Delta, P, \quad (4.4.2)$$

где  $\bar{x}$  – измеренное значение (среднее арифметическое, рассчитанное по выборке (4.4.1));  $\Delta$  – его абсолютная погрешность;  $P$  – вероятность, соответствующая интервалу погрешности. Уровень значимости

$$\alpha_p = 1 - P. \quad (4.4.3)$$

Абсолютная погрешность

$$\Delta = t_p \cdot S_{\bar{x}}, \quad S_{\bar{x}} = \frac{S}{\sqrt{n}}, \quad (4.4.4)$$

где  $t_p$  – коэффициент Стьюдента;  $S_{\bar{x}}$  – выборочное стандартное отклонение для среднего значения  $\bar{x}$ ;  $S$  – выборочное стандартное отклонение.

Минимальный объём выборки  $n = 4$  (ГОСТ Р 8.736-2011). Из (4.4.4) следует: чем больше объём выборки  $n$ , тем меньше погрешность измерения. Таким образом, количество образцов (т.е. повторность) должно быть не меньше 4-х. Каждое измеренное значение  $x_i$  представляет часть общей площади участка. Чтобы среднее арифметическое значение  $\bar{x}$  равнялось средневзвешенному значению, все части участка должны иметь одинаковую площадь. Таким образом, площадь участка необходимо разделить на  $n$  ячеек с одинаковой площадью. Для проведения полевых экспериментов (опытов) часто участок выбирают в форме прямоугольника (можно в форме квадрата). Почва на этом участке должна быть однородной. Его необходимо разделить на  $n$  одинаковых ячеек прямоугольной формы. С позиции улучшения репрезентативности отбирать образцы почвы (и растительности) необходимо в окрестности центра ячейки. Выбор размеров участка сделан с двух позиций. Рядки посевов определяют периодичность в растительном покрове. Для улучшения репрезентативности размер участка должен быть намного больше расстояния между рядками. Для наблюдения за динамикой последствий участка должны быть стационарными. Для проведения измерений в следующем году на том же участке необходимо, чтобы размер участка был намного больше погрешности измерения географических координат центра участка ( $\pm 2$  м). В проведённых исследованиях ключевые участки выбраны в форме квадрата со стороной 10 м (площадь 100 м<sup>2</sup>). Квадрат разделили на 4-е квадратные ячейки, обеспечив минимальную 4-кратную повторность измерения на участке.

Если в (4.4.2) значение  $\bar{x} > \Delta$ , то оно достоверное. Иначе оно недостоверное (оно в пределах погрешности). Разность двух измеренных средних значений достоверная, если она за пределами погрешностей, т.е.

$$|\overline{x_2} - \overline{x_1}| > (\Delta_{\overline{x_2}} + \Delta_{\overline{x_1}}), \quad (4.4.5)$$

где прямые скобки определяют абсолютное значение в скобках; «1» соответствует первому значению, а «2» – второму. Иначе разность недостоверная. Неравенство (4.4.5) показывает, что интервалы погрешностей для двух средних значений не перекрываются. Относительное различие (в %) рассчитано по формуле

$$\varepsilon = 100 \frac{\overline{x_2} - \overline{x_1}}{x_1}. \quad (4.4.6)$$

Объёмы всех выборок были одинаковые ( $n = 4$ ). В таком случае неравенство (4.4.5) с учётом (4.4.4) можно записать в следующем виде

$$n > n_{\text{дос}} = t_p^2 \left( \frac{s_1 + s_2}{|\overline{x_1} - \overline{x_2}|} \right)^2. \quad (4.4.7)$$

При  $n > n_{\text{дос}}$  разность достоверная, иначе недостоверная.

Согласно (ГОСТ Р 8.736-2011), выборку (4.4.1) должна описывать функция нормального распределения вероятности для независимых величин

$$N(x, \overline{x}, S), \quad (4.4.8)$$

Она определяет вероятность, что случайная величина  $X$  не превысит значение  $x$ . Эти значения изменяются в интервале  $(-\infty, +\infty)$ . Величина  $\overline{x}$  является случайной величиной, которую описывает также нормальное распределение (4.4.8) при замене  $S$  на стандартное отклонение для среднего значения

$$S_{\overline{x}} = \frac{S}{\sqrt{n}}. \quad (4.4.9)$$

Значения измеряемых величин (влажность и плотность почвы, урожайность и других) изменяются в интервале  $(0, +\infty)$ . На таком интервале нормальное распределение называют усечённым. Чтобы для этого распределения для приближённых расчётов использовать функцию (4.4.8) и равенство (4.4.9), необходимо выполнение двух условий. Первое – выборку (4.4.1) описывает усечённое нормальное распределение. Для проверки этой гипотезы использован критерий Колмогорова-Смирнова [2] при уровне значимости (4.4.3)  $\alpha_p = 0,05$ . Гипотеза принималась, если рассчитанное значение  $D$  меньше критического значения  $D_{cr}$ . Для объёма выборки  $n = 4$  и уровня значимости  $0,05$  значение  $D_{cr} = 0,624$ . Второе условие определяется выполнением неравенства

$$P(x < 0) = N(0, \overline{x}, s) \ll \alpha_p/2, \quad (4.4.10)$$

где  $P(x < 0)$  – вероятность, с которой значение  $x < 0$ . Не учитывая особенности измерений, в документах стандартизации, например в (ГОСТ Р 8.736-2011), устанавливают, как правило, вероятность  $P = 0,95$ . При объёме выборки  $n = 4$  этой вероятности соответствуют уровень значимости (4.4.3)  $\alpha_p = 1 - P = 0,05$  и значение в (4.4.4) коэффициента Стьюдента  $t_p = 3,182$  [2]. Для принятия другого значения  $P$  необходимо обоснование (МИ 2083-90). Рассмотрен второй вариант: в (4.4.4) за абсолютную погрешность принято  $\Delta =$

$S_{\bar{x}}$  при  $t_p = 1$ . Этому варианту соответствует  $P = 0,61$ ,  $\alpha_p = 0,39$  [2]. В таблицах 4.4.1 – 4.4.4 представлены результаты измерения для варианта с вероятностью  $P = 0,61$  ( $\alpha_p/2 = 2 \times 10^{-1}$ ).

*Плотность почвы.* В таблице 4.4.1 представлены результаты измерения плотности почвы на ключевых участках.

Таблица 4.4.1 – Результаты измерения плотности почвы

Слой почвы, см	$\bar{x}$	$s$	$D$	$P(x < 0)$	$S_{\bar{x}}$	$n_{\text{дос}}$	Разность, да/нет
Верх склона, плотность почвы, г/см <sup>3</sup>							
0-5	1,21	0,29	0,263	$2 \times 10^{-5}$	0,14		
5-10	1,46	0,03	0,273	0	0,02		
10-15	1,40	0,08	0,240	$7 \times 10^{-69}$	0,04		
15-20	1,18	0,18	0,146	$3 \times 10^{-11}$	0,09		
20-25	1,25	0,17	0,230	$1 \times 10^{-13}$	0,09		
25-30	1,34	0,08	0,219	$3 \times 10^{-63}$	0,04		
30-35	1,22	0,09	0,234	$4 \times 10^{-42}$	0,04		
35-40	1,15	0,19	0,247	$7 \times 10^{-10}$	0,10		
40-45	1,10	0,13	0,261	$1 \times 10^{-17}$	0,06		
45-50	1,12	0,10	0,162	$2 \times 10^{-29}$	0,05		
Низ склона, плотность почвы, г/см <sup>3</sup>							
0-5	1,39	0,05	0,178	$2 \times 10^{-170}$	0,03	3	да (15)
5-10	1,39	0,08	0,189	$6 \times 10^{-68}$	0,04	2	да (-5)
10-15	1,37	0,10	0,344	$5 \times 10^{-43}$	0,05	36	нет
15-20	1,24	0,23	0,219	$3 \times 10^{-08}$	0,11	46	нет
20-25	1,19	0,02	0,277	0	0,01	10	нет
25-30	1,18	0,08	0,303	$2 \times 10^{-49}$	0,04	0	да (-12)
30-35	1,16	0,07	0,150	$6 \times 10^{-62}$	0,04	7	нет
35-40	1,16	0,10	0,259	$2 \times 10^{-31}$	0,05	840	нет
40-45	1,11	0,06	0,222	$1 \times 10^{-76}$	0,03	360	нет
45-50	1,10	0,03	0,260	$1 \times 10^{-294}$	0,02	42	нет

$D$  – критерий Колмогорова-Смирнова (при  $D < 0,624$  гипотеза принимается – первое условие выполнено); при  $P(x < 0) \ll 2 \times 10^{-1}$  второе условие выполнено); при  $n_{\text{дос}} < 4$  разность средних значений достоверная; Разность, да/нет: да – достоверная (в круглых скобках различие в %), нет – недостоверная.

Из данных таблицы 4.4.1 следует. 1) Выборки для всех слоёв почвы удовлетворяют обоим условиям:  $D < 0,624$  и  $P(x < 0) \ll 2 \times 10^{-1}$ . 2) Все слои почвы обоих ключевых участков однородные. 3) Для приближённых расчётов можно использовать формулы для нормального распределения вероятности (функцию  $N(x, \bar{x}, S)$  (4.4.8) и её свойства). 4) Из 10 слоёв почвы разность измеренных значений плотности почвы достоверная для трёх слоёв. Для обрабатываемого слоя (0-10) см на эродированной почве плотность больше на 15 % для слоя (0-5) см, а для слоя (5-10) см она меньше на 5 %. Для слоя (25-30) см плотность эродированной почвы меньше на 12 %. Вывод: за 240 лет эрозия почвы практически не повлияла на плотность почвы. Если для

интервала погрешности (4.4.2) принять вероятность  $P = 0,95$ , то только для слоя почвы (25-30) см разность плотности почвы будет достоверной.

*Влажность почвы.* Для влажности почвы в таблице 4.4.2 представлены аналогичные результаты.

Из данных таблицы 4.4.2 следует. 1) Выборки для всех слоёв почвы удовлетворяют обоим условиям:  $D < 0,624$  и  $P(x < 0) \ll 2 \times 10^{-1}$ . 2) Все слои почвы обоих ключевых участков однородные. 3) Для приближённых расчётов можно использовать формулы для нормального распределения вероятности. 4) Для всех слоёв почвы разность измеренных значений влажности почвы недостоверная. Вывод: за 240 лет эрозия почвы практически не повлияла на влажность почвы. Если для интервала погрешности (4.4.2) принять вероятность  $P = 0,95$ , то все разности влажности почвы будет также недостоверными.

Таблица 4.4.2 – Результаты измерения влажности почвы

Слой почвы, см	$\bar{x}$	$s$	$D$	$P(x < 0)$	$s_{\bar{x}}$	$n_{\text{дос}}$	Разность, да/нет
Верх склона, влажность почвы, %							
0-5	16,8	3,5	0,192	$7 \times 10^{-7}$	1,7		
5-10	18,5	3,0	0,351	$3 \times 10^{-10}$	1,5		
10-15	16,4	0,5	0,188	$3 \times 10^{-236}$	0,3		
15-20	16,7	1,1	0,209	$2 \times 10^{-52}$	0,6		
20-25	17,3	1,8	0,403	$4 \times 10^{-22}$	0,9		
25-30	17,2	1,9	0,313	$7 \times 10^{-20}$	1,0		
30-35	16,8	1,3	0,378	$2 \times 10^{-38}$	0,6		
35-40	17,0	2,7	0,409	$2 \times 10^{-10}$	1,4		
40-45	16,5	2,3	0,394	$4 \times 10^{-13}$	1,2		
45-50	15,8	1,4	0,275	$8 \times 10^{-30}$	0,7		
Низ склона, влажность почвы, %							
0-5	16,2	1,1	0,161	$1 \times 10^{-48}$	0,6	58	нет
5-10	18,0	0,7	0,294	$4 \times 10^{-146}$	0,4	54	нет
10-15	16,8	0,7	0,261	$1 \times 10^{-127}$	0,4	8	нет
15-20	16,6	0,7	0,244	$1 \times 10^{-124}$	0,3	324	нет
20-25	16,8	0,5	0,258	$8 \times 10^{-248}$	0,2	21	нет
25-30	17,3	0,8	0,126	$5 \times 10^{-104}$	0,4	728	нет
30-35	18,2	3,0	0,425	$7 \times 10^{-10}$	1,5	9	нет
35-40	16,9	1,9	0,372	$3 \times 10^{-19}$	0,9	2115	нет
40-45	17,3	3,2	0,437	$3 \times 10^{-8}$	1,6	47	нет
45-50	17,5	3,6	0,371	$6 \times 10^{-7}$	1,8	8	нет

$D$  – критерий Колмогорова-Смирнова (при  $D < 0,624$  гипотеза принимается – первое условие выполнено); при  $P(x < 0) \ll 2 \times 10^{-1}$  второе условие выполнено); при  $n_{\text{дос}} < 4$  разность средних значений достоверная; Разность, да/нет: да – достоверная (в круглых скобках различие в %), нет – недостоверная.

*Впитывающая способность почвы.* Для её измерения использован метод дождевания с портативной дождевальная установкой (ДУ). На каждом из двух ключевых участков были отобраны по четыре монолита почвы. Описание применение этого метода изложено в разделе 4.3. Впитывающую способность почвы для естественных дождей описывает уравнение

$$K(t) = K_{уст} + (K_{кр} - K_{уст}) \exp\left[-\alpha\left(\frac{AI(t)}{AI_{кр}} - 1\right)\right], \quad (4.3.4)$$

где  $K(t)$  – впитывающая способность почвы в момент времени  $t$ , мм/мин;  $K_{уст}$  – установившаяся интенсивность впитывания, мм/мин;  $K_{кр}$  – критическая скорость впитывания при начале стока, мм/мин;  $\alpha$  – калибровочный параметр, безразмерный;  $AI(t)$  – эрозионный индекс для естественных дождей в момент времени  $t$ , т-м/га;  $AI_{кр}$  – критическое значение индекса  $AI$ , при достижении которого начинается сток, т-м/га. Для каждого участка были получены четыре зависимости аналогичные представленной на рисунке (4.4.1).

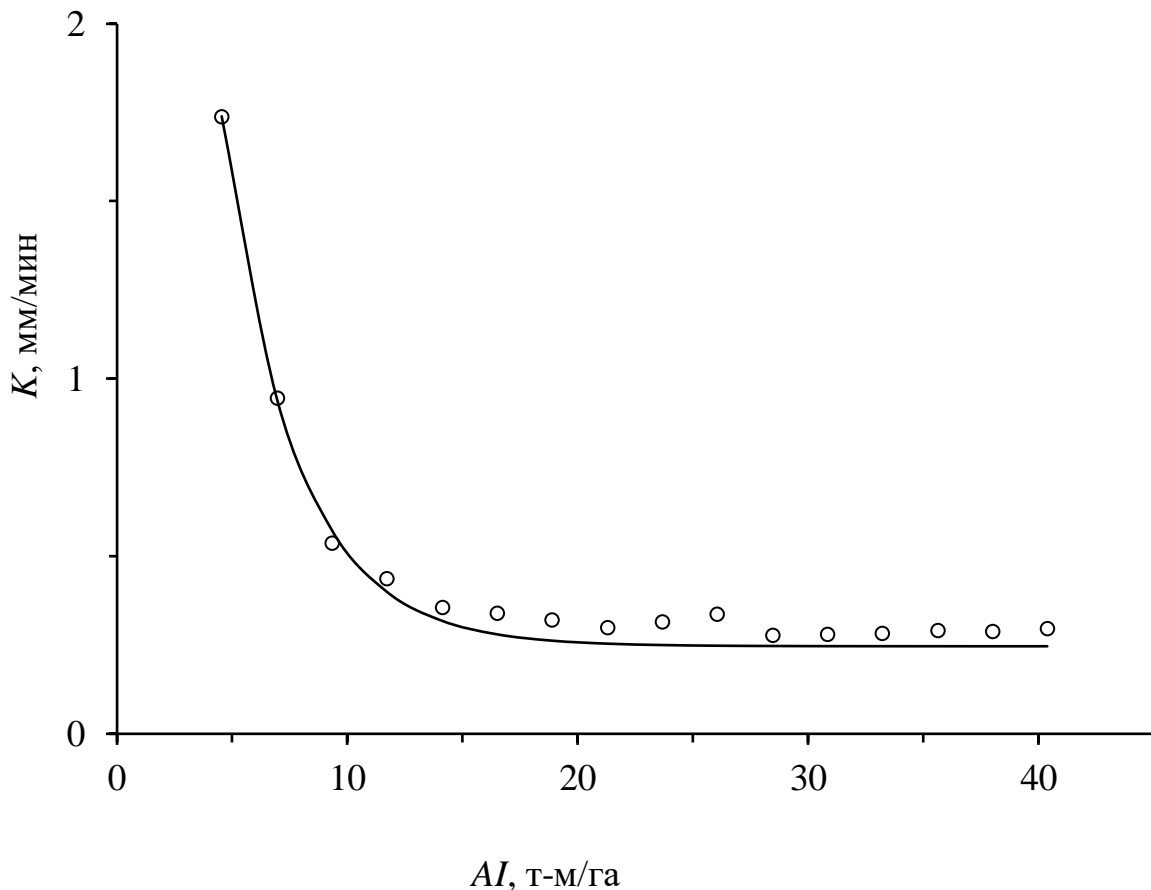


Рисунок 4.4.1 – Зависимость впитывающей способности почвы  $K$  от эрозионного индекса  $AI$ :  $\circ$  – измерение; сплошная линия – расчёт по уравнению (4.3.4)

Для сравнения выбраны три величины:  $AI_{кр}$ ,  $K_{уст}$  и среднее значение  $K_{ср}$  за интервал от  $AI_{кр}$  до 38 т-м/га.

В таблице 4.4.3 представлены результаты измерений для впитывающей способности почвы.

Таблица 4.4.3 – Результаты измерения впитывающей способности почвы

Показатель	$\bar{x}$	$s$	$D$	$P(x < 0)$	$s_{\bar{x}}$	$n_{rel}$	Разность, да/нет
Верх склона							
$AI_{кр}$ , т-м/га	5,09	0,53	0,255	$9 \times 10^{-22}$	0,27		
$K_{ср}$ , мм/мин	0,79	0,15	0,221	$3 \times 10^{-8}$	0,07		
$K_{уст}$ , мм/мин	0,50	0,14	0,160	$1 \times 10^{-4}$	0,07		
Низ склона							
$AI_{кр}$ , т-м/га	4,66	0,39	0,372	$4 \times 10^{-33}$	0,20	4	нет
$K_{ср}$ , мм/мин	0,59	0,18	0,237	$4 \times 10^{-4}$	0,09	2	да (-25)
$K_{уст}$ , мм/мин	0,41	0,19	0,306	$1 \times 10^{-2}$	0,09	13	нет

$D$  – критерий Колмогорова-Смирнова (при  $D < 0,624$  гипотеза принимается – первое условие выполнено); при  $P(x < 0) \ll 2 \times 10^{-1}$  второе условие выполнено); при  $n_{дос} < 4$  разность средних значений достоверная; Разность, да/нет: да – достоверная (в круглых скобках различие в %), нет – недостоверная.

Из данных таблицы 4.4.3 следует. 1) Выборки для всех величин удовлетворяют обоим условиям:  $D < 0,624$  и  $P(x < 0) \ll 2 \times 10^{-1}$ . 2) Ключевые участки однородные для этих величин. 3) Для приближённых расчётов можно использовать формулы для нормального распределения вероятности. 4) Для средней скорости впитывания  $K_{ср}$  на эродированной почве её значение достоверно меньше на 25 %. Для других величин разность средних значений недостоверная.. Вывод: за 240 лет эрозия почвы повлияла только на среднее значение  $K_{ср}$ . Если для интервала погрешности (4.4.2) принять вероятность  $P = 0,95$ , то все разности будут недостоверными.

*Мощность гумусового слоя почвы.* Для измерения этой величины проводили бурение. Результаты представлены в таблице 4.4.4.

Таблица 4.4.4 – Результаты измерений мощности гумусового слоя и урожайности гречихи

Место отбора	$\bar{x}$	$s$	$D$	$P(x < 0)$	$s_{\bar{x}}$	$n_{rel}$	Разность, да/нет
Мощность гумусового слоя, см							
Верх склона	73,8	11	0,155	$1 \times 10^{-11}$	5,5		
Низ склона	58,8	3,0	0,138	$2 \times 10^{-86}$	1,5	0	да (-20)
Урожайность гречихи, г/м <sup>2</sup>							
Верх склона	98	28	0,277	$2 \times 10^{-4}$	14		
Низ склона	128	22	0,198	$3 \times 10^{-9}$	11	2	да (31)

$D$  – критерий Колмогорова-Смирнова (при  $D < 0,624$  гипотеза принимается – первое условие выполнено); при  $P(x < 0) \ll 2 \times 10^{-1}$  второе условие выполнено); при  $n_{дос} < 4$  разность средних значений достоверная; Разность, да/нет: да – достоверная (в круглых скобках различие в %), нет – недостоверная.



Для гумусового слоя из данных таблицы 4.4.4 следует. 1) Все выборки удовлетворяют обоим условиям:  $D < 0,624$  и  $P(x < 0) \ll 2 \times 10^{-1}$ . 2) Ключевые участки однородные. 3) Для приближённых расчётов можно использовать формулы для нормального распределения вероятности. 4) Мощность гумусового слоя на эродированной почве достоверно меньше на 20 %. Вывод: за 240 лет средняя скорость уменьшения мощности гумусового слоя равняется  $(738-588)/240 = 0,63$  мм/год. Это очень медленный процесс. Достоверно установить уменьшение можно через очень длительный период наблюдений. Но восстановить эрозионные потери почвы будет уже невозможно (раздел 4.2, *Прогнозы*). Если для интервала погрешности (4.4.2) принять вероятность  $P = 0,95$ , то разность будет также достоверной.

*Урожайность гречихи.* В ячейках ключевых участков урожайность измерена на площади  $1,0 \text{ м}^2$ . Результаты измерений представлены в таблице 4.4.4. Из данных этой таблицы следует. 1) Все выборки удовлетворяют обоим условиям:  $D < 0,624$  и  $P(x < 0) \ll 2 \times 10^{-1}$ . 2) Ключевые участки однородные. 3) Для приближённых расчётов можно использовать формулы для нормального распределения вероятности. 4) Урожайность на слабо эродированной почве достоверно больше на 31 %. Объяснить это можно тем, что в понижениях (низ склонов) микроклимат может быть лучше для развития растений. Вывод. На слабо эродированной почве урожайность гречихи может быть больше по сравнению с неэродированной почвой. Для вероятности  $P = 0,95$ , разность урожайностей недостоверная (в пределах погрешности она одинаковая).

*Последствия принятия вероятности  $P = 0,95$ .* При большом количестве разностей при  $P = 0,61$  было малое количество достоверных ( $t_p = 1$  в (4.4.7)). При  $P = 0,95$  их стало ещё намного меньше ( $t_p = 3,182$  в (4.4.7)). Чтобы при  $P = 0,95$  сохранить малое количество достоверных разностей, необходимо увеличить объём выборки в 10 раз ( $3,182^2 = 10$ ). Это означает, что участок необходимо разделить не на 4 ячейки, а на 40. В настоящее время отбирают образцы почвы для измерения разных величин не только на поверхности почвы, но и по глубине, а также в разные сроки. С одной стороны, нереально отобрать очень много образцов и провести измерения. С другой стороны, после отбора образцов ключевой участок может быть непригодным для дальнейшего использования. Применение  $P = 0,95$  возможно, когда будут без контактные измерения величин в полевых экспериментах, например, дистанционные методы зондирования земли. Это является обоснованием для выбора  $P = 0,61$ , т.е. за абсолютную погрешность в (4.4.4) принять  $\Delta = S_{\bar{x}}$ .

В этом же полевом эксперименте проведены аналогичные исследования для оценки изменения содержания гумуса в почве [100]. Метод ключевых участков обеспечил оценку достоверности рассмотренным последствиям эрозии почвы ориентировочно через 240 лет после распашки целины. Дальнейшее его развитие связано с поиском решений, когда не выполняются два условия его применения. Этот метод можно использовать для оценки последствий разных агротехнологий.

Прогноз эрозии для того же полевого эксперимента [99]. Был выбран другой водосбор (с площадью 38 га) с тем же севооборотом и с такой же обработкой почвы. На нём расположены три водорегулирующие двухрядные лесные полосы (ЛП), усиленные канавой и земляным валом. Для измерения стока воды и смыва почвы в замыкающем створе водосбора были построены специальные гидротехнические сооружения (лотки). Используя их, до 1997 г. проводили измерения стока воды и смыва почвы при весеннем снеготаянии. Для выпадавших дождей такие измерения не проводили. Следовательно, не было возможности по экспериментальным данным оценить эффективность исследуемых противоэрозионных мер. Эта задача решена с использованием математической модели водной эрозии почвы [83] в качестве метода прогнозирования.

Для прогнозирования на водосборе выбран склон. На рисунке 4.4.2 представлен его профиль и размещение лесных полос, которые разбили склон на 4 участка. Их характеристики представлены в таблице 4.4.4.

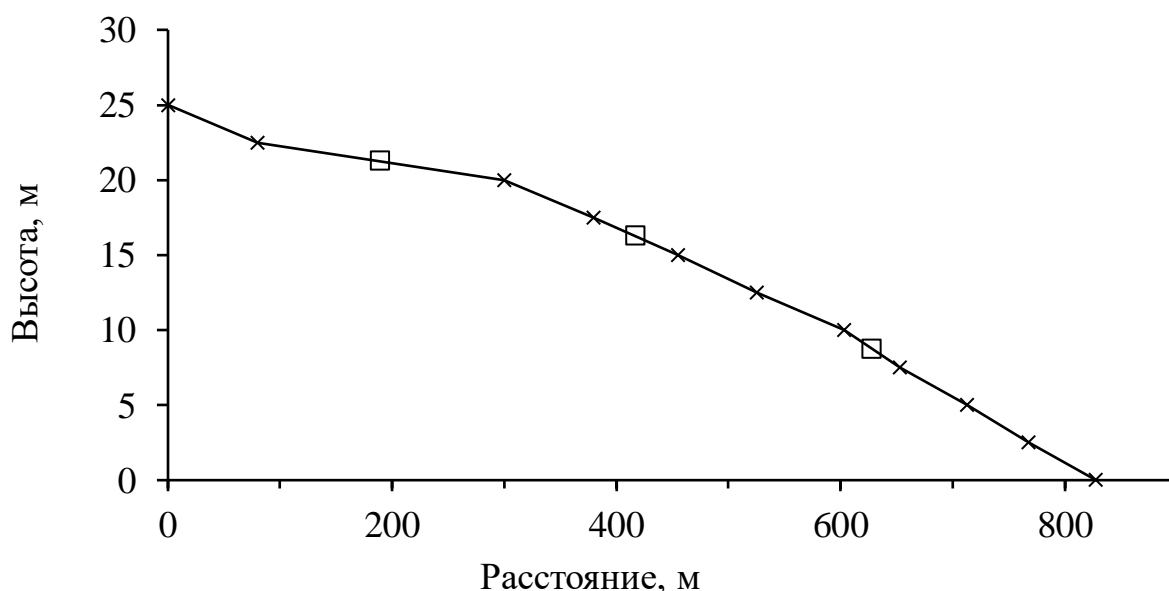


Рисунок 4.4.2 – Профиль склона: х – высота горизонтали; □ – лесная полоса

Таблица 4.4.4 – Характеристики участков склона

Участок, расположение	Длина, м	Угол наклона, градусы	Площадь*, га
1. До 1-й лесной полосы	190	1,1	1,9
2. От 1-й до 2-й лесной полосы	228	1,3	2,3
3. От 2-й до 3-й лесной полосы	211	2,0	2,1
4. От 3-й лесной полосы до конца склона	200	2,5	2,0
Весь склон	829	1,7	8,3

\* – при ширине склона 100 м.

Разработаны прогнозы эрозионных потерь почвы для трёх сценариев использования склона за интервал времени – 20 лет.

Первый сценарий – землепользование в прошлом (типично для XIX–XX вв.): в качестве основной обработки почвы вспашка вдоль склона с ведением зернопаропропашного севооборота со следующим чередованием культур: чёрный пар – озимая пшеница – сахарная свёкла – яровая пшеница.

Второй сценарий – современное землепользование: зерновой севооборот со следующим чередованием культур: озимая пшеница – гречиха – яровой ячмень – гречиха, основная обработка почвы – поверхностная поперёк склона.

Третий сценарий характерен для почвозащитного землепользования: севооборот и обработка почвы такие же, как и во втором сценарии, но с размещением на склоне трех линейных противозерозионных рубежей, состоящих из двухрядных лесных полос с канавами в междурядье и земляными валами по нижней опушке. Этот сценарий полностью соответствует современному использованию исследуемого водосбора.

Для всех сценариев по математической модели [91] рассчитаны среднемноголетние (за 20 лет) эрозионные потери почвы на выбранном склоне водосбора. Было принято, что смытая почва, поступающая в лесную полосу с канавой и валом, полностью там оседает. Для склона рассчитанное по [92] значение допустимых эрозионных потерь почвы равняется

$$I_{\text{доп}} = 4,0 \text{ т/га год}. \quad (4.4.11)$$

Для расчёта потерь почвы со склона шириной 100 м использована зависимость

$$M = 10^{-2} L m_{\text{ср}}, \quad (4.4.12)$$

где  $M$  – потери почвы со склона, т/год;  $L$  – длина склона, м;  $m_{\text{ср}}$  – средние потери почвы для склона, т/(га год). Величина  $M$  определяет количество почвы, которое будет поступать со склона с шириной 100 м в гидрографическую сеть, производя её заиление и загрязнение. Для первых двух сценариев длина  $L$  равняется всей длине склона. Для третьего сценария длина  $L$  равняется длине последнего участка (только с этого участка смываемая почва попадает в гидрографическую сеть).

На рисунке 4.4.3 для первых двух сценариев показан прогноз распределения вдоль склона эрозионных потерь почвы.

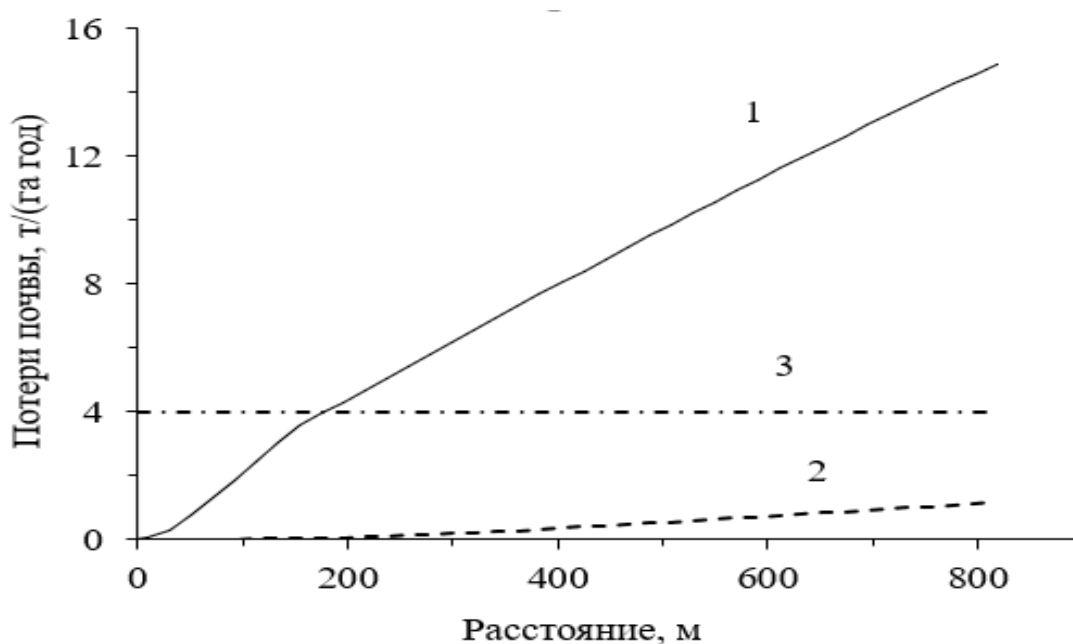


Рисунок 4.4.3 – Распределение потерь почвы вдоль склона: 1 – землепользование в прошлом; 2 – современное землепользование; 3 – допустимые потери почвы

Из данных на рисунке 4.4.3 следует: 1) для землепользования в прошлом на 78 % длины склона потери почвы превышают допустимое значение; 2) для современного землепользования потери не превышают это значение. В таблице 4.4.5 представлены результаты прогноза для первых двух сценариев.

Таблица 4.4.5 – Прогноз для прошлого и современного землепользования

Сценарий землепользования	Потери почвы			Доля от дождей, %
	средние <sup>1</sup> , т/(га год)	на конце склона <sup>2</sup> , т/(га год)	со склона <sup>3</sup> , т/год	
В прошлом	8,0	15	66	33
Современное	0,43	1,2	3,6	9,3
Относительное уменьшение <sup>4</sup>	19	13	18	3,5

<sup>1</sup> – по длине склона; <sup>2</sup> – максимальные потери; <sup>3</sup> – со склона шириной 100 м;

<sup>4</sup> – уменьшение для современного землепользования относительно прошлого, раз.

Из данных в таблице 4.4.5 следует: 1) в прошлом средние потери на склоне в 2 раза (8,0/4,0) превышали допустимое значение; 2) при современном землепользовании потери в 9 раз (4,0/0,43) меньше допустимого значения; 3) современное землепользование уменьшило потери почвы со склона в 18 раз (во столько же раз уменьшило поступление смывтой почвы в гидрографическую сеть), а долю дождевой эрозии уменьшило в 3,5 раза (за счёт покрытия почвы растительностью и её остатками).

Вывод. Переход к зерновому севообороту и к поверхностной обработке почвы намного уменьшит скорость эрозии, приближая её к скорости почвообразования.

На рисунке 4.4.4 для почвозащитного землепользования представлено распределение потерь почвы вдоль склона.

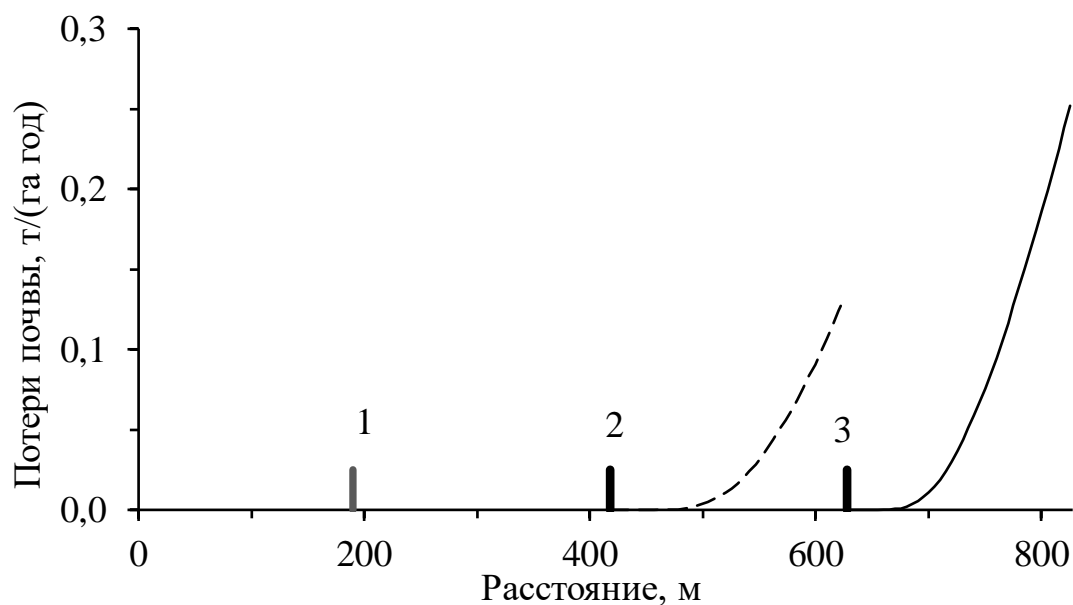


Рисунок 4.4.4 – Распределение потерь почвы вдоль склона для почвозащитного землепользования: 1 – первая ЛП; 2 – вторая ЛП; 3 – третья ЛП

На первом и втором участках эрозионные потери почвы отсутствуют. На третьем и четвертом участках потери почвы намного меньше допустимого значения 4,0 т/(га год). В таблице 4.4.6 представлены результаты прогноза для почвозащитного землепользования.

Таблица 4.4.6 – Прогноз для почвозащитного землепользования

№ участка	Потери почвы			Доля от дождей, %
	средние <sup>1</sup> , т/(га год)	на конце участка <sup>2</sup> , т/(га год)	на участке <sup>3</sup> , т/год	
1	0	0	0	
2	0	0	0	
3	0,031	0,13	0,065	4,5
4	0,069	0,25	0,14	4,9

<sup>1</sup> – по длине участка; <sup>2</sup> – максимальные потери; <sup>3</sup> – с участка шириной 100 м.

Из данных таблицы 4.4.6 следует: 1) максимальные потери почвы (на конце четвертого участка) меньше допустимого значения в 16 раз (4,0/0,25); 2) почвозащитное землепользование ещё намного снизит скорость эрозии, приближая её к скорости почвообразования. Поступление смытой почвы в гидрографическую сеть меньше в 471 раз (66/0,14) по сравнению с прошлым землепользованием (таблица 4.4.5) и меньше в 26 раз (3,6/0,14) по сравнению с современным землепользованием.

### ВЫВОД

Можно признать, что землепользование в прошлом было катастрофическим по отношению к эродируемым почвенным ресурсам.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

После распашки целины водная эрозия сокращала, и будет сокращать почвенные ресурсы, используемые для производства растениеводческой продукции. Нереально за относительно короткий срок уменьшить скорость эрозии до скорости почвообразования. Эрозионные потери почвы невозможно восстановить. Почвенным ресурсам нет альтернативы. Вывод: необходима стратегия рационального использования оставшихся этих ресурсов. Основной целью стратегии должно быть поэтапное уменьшение скорости эрозии до скорости почвообразования. Для стратегического планирования необходима специальная методология. Разработанные методы математического и физического моделирования входят в эту методологию. Дальнейшее развитие методологии (с оценкой достоверности полученных результатов) целесообразно проводить по следующим основным направлениям: 1) поиск новых мер (способов) уменьшения эрозии почвы; 2) прогнозирование эрозионных процессов и их последствий; 3) проведение многолетних натурных наблюдений за эрозионными потерями почвы.

Частные задачи: 1) в математических моделях эрозии почвы необходимо найти решение проблемы разрыва величин, входящих в модели; 2) адаптация математических моделей к условиям изменяющегося климата; 3) уменьшение ограничений в применении метода ключевых участков в полевых экспериментах; 4) больше использовать возможности методов физического моделирования. Необходимость принятия мер – эрозионные потери почвы не восстановить.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов А.М.* О величинах, характеризующих впитывающую способность почвы при дождевании // Водные ресурсы. – 1980. – № 2. – С. 184-187.
2. *Афифи А., Эйзен С.* Статистический анализ. Подход с использованием ЭВМ. – М.: Мир, 1982. – 488 с.
3. *Бабков В.Ф., Безрук В.М.* Основы грунтоведения и механики грунтов. – М.: Высшая школа, 1976. – 328 с.
4. *Барабанов А.Т.* Агролесомелиорация в почвозащитном земледелии. – Волгоград: ВНИИАЛМИ, 1993. – 156 с.
5. *Баркан Д.Д.* Динамика оснований и фундаментов. – М.: Стройвоенмориздат, 1948. – 412 с.
6. *Барсукова М.Ю., Дудкин Ю.И., Коржов Е.Н., Щеглов Д.И.* Капельная эрозия почв // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Химия. Биология. Фармация. – 2008. – № 2. – С. 62-70.
7. *Бахирев Г.И.* Закономерности проявления и интенсивность среднемноголетней эрозии почв на пашне в Курской области // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях: тез. докл. Третьей всесоюзной научн. конф. – М.: МГУ, 1981. – С. 22-24.
8. *Боглаев Ю.П.* Вычислительная математика и программирование. – М.: Высшая школа, 1990. – 544 с.
9. *Боголюбова И.В., Караушев А.В.* Водная эрозия и сток наносов // Тр. ГГИ. – 1974. – Вып. 210. – С. 5-21.
10. *Болдырева А.И.* Справочник агрогидрологических свойств почв Центрально-Черноземных областей. – М.: Гидрометеиздат, 1964. – 114 с.
11. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв. – М.: Агропромиздат, 1986. – 416 с.
12. *Виссмен У. мл, Харбаф Т.И., Кнэпп Д.У.* Введение в гидрологию. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 672 с.
13. *Власов О.Е.* Основы динамики взрыва. – М.: ВИА, 1945. – 350 с.
14. *Гавриленко Л.Н., Гусаров В.Г.* Дифференцированное применение агротехнических противэрозионных приемов // Водная эрозия почвы. – М.: Колос, 1977. – С. 102-117.
15. *Гаршинёв Е.А.* Применение логистической функции как универсальной зависимости для описания продольного профиля склонов разной формы // Бюлл. ВНИИАЛМИ. – 1987. – Вып. 3(52). – С.51–54.
16. *Гегузин Я.В.* Капля. – М.: Наука, 1977. – 176 с.
17. *Гендугов В.М., Глазунов Г.П., Ларионов Г.А., Назаров Н.Ф.* Применение теории массообмена для описания водной и ветровой эрозии почвы // Почвоведение. – 2012. – № 2. – С. 211–217.
18. *Герасименко В.П., Кумани М.В.* Рекомендации по регулированию почвенно-гидрологических процессов на пахотных землях / под ред. член-корр. РАСХН В.М. Володина. – Курск, 2000. – 108 с.

19. *Гольдсмит В.* Удар. – М: Стройиздат, 1965. – 448 с.
20. *Гончаров В.Н.* Динамика русловых потоков. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 376 с.
21. *Горбачёва Е.Н.* Применение универсального уравнения потерь почвы от эрозии (RUSLE) при оценке интенсивности водноэрозионных процессов на основе ГИС // Почвоведение и агрохимия. – 2011. – № 2(47). – С. 42-51.
22. *Григорьев В.Я., Краснов С.Ф., Маккавеев Н.И.* Интенсивность склонового стока в начальной стадии его формирования // Вестник МГУ. Сер. 5. География. – 1983. – № 1. – С. 38-45.
23. *Даскалов И.Т.* О скорости падения капель // Научные доклады симпозиума стран членов СЭВ по теме 4.3 "Разработка мероприятий по борьбе с эрозией почв". – ВНР. Комполът, 1978. – С. 53-63.
24. *Добровольский Г.В.* Педосфера как оболочка высокой концентрации и разнообразия жизни на планете. // Почвы в биосфере и жизни человека. – М.: Моск. гос. ун-т леса, 2012. – С.20-34.
25. *Егоров И.Е.* Капельно-дождевая эрозия – рельефообразующее значение и методы изучения // Вестник Удмуртского университета. Серия Биология. Науки о Земле. – 2015. – Т. 25. – № 2. – С. 159-166.
26. *Зверьков М.С.* Капельная эрозия как фактор нарушения плодородия почв орошаемых агроландшафтов // Природообустройство. – 2013. – № 5. – С. 31-34.
27. *Зверьков М.С.* Методика определения давления капель искусственного дождя в теории капельной эрозии почвы // Мелиорация и водное хозяйство. – 2019. – № 1. – С. 24-28.
28. *Звонков В.В.* Водная и ветровая эрозия земли. – М.: АН СССР, 1963. – 174 с.
29. *Иванов В.Д.* Прогнозирование водной эрозии // Почвоведение. – 1985. – № 12. – С. 87-97.
30. *Игнатьева Л.Г.* Динамико-стохастическая модель формирования дождевого стока на малом водосборе // Метеорология и гидрология. – 1985. – № 5.
31. Инструкция по определению расчетных гидрологических характеристик при проектировании противоэрозионных мероприятий на Европейской территории СССР (ВСН 04-77). – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 62 с.
32. *Кирюхина З.П., Пацукевич З.В.* Эрозионная деградация почвенного покрова России // Почвоведение. – 2004. – № 6. – С. 752-758.
33. *Крамер Г.* Математические методы статистики. – М.: Мир, 1975. – 648 с.
34. *Корнев Я.В.* Эрозия почв как фактор урожайности // Эрозия почв. – М.: АН СССР, 1937. – С. 187-246.
35. *Костяков А.Н.* Основы мелиораций. – М.: Сельхозгиз, 1960. – 622 с.
36. *Кузнецов М.С.* Противоэрозионная стойкость почв. – М.: МГУ, 1981. – 136 с.



37. Кузнецов М.С., Гендугов В.М., Якушев Н.Л. Моделирование эродирующего действия дождевых капель на почву // Доклады по экологическому почвоведению. – 2006. – № 1. – Вып. 1. – С. 152-165.
38. Кузнецов М.С., Гендугов В.М., Косоножкин В.И. Закономерности эродирующего действия потока воды на оттаивающую почву // Почвоведение. – 1999. – № 11. – С. 1393-1399.
39. Кузнецов М.С., Григорьев В.Я., Хан К.Ю. Ирригационная эрозия почв и ее предупреждение при поливах дождеванием. – М.: Наука, 1990. – 120 с.
40. Кузнецов М.С., Демидов В.В., Гендугов В.М. Опыт моделирования эрозии почв при снеготаянии // Почвоведение. – 2001. – № 8. – С. 1009-1014.
41. Кузнецов М.С., Демидов В.В. Эрозия почв лесостепной зоны Центральной России: моделирование, предупреждение и экологические последствия. – М.: ПОЛТЕКС, 2002. – 184 с.
42. Кулик В.Я. Инфильтрация воды в почву. – М.: Колос, 1978. – 93 с.
43. Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока. – М.: Наука, 1983. – 216 с.
44. Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. – М.: МГУ, 1993. – 200 с.
45. Ларионов Г.А., Добровольская Н.Г., Краснов С.Ф. Адаптация модели эрозии от стока талых вод, разработанной Государственным гидрологическим институтом, для проектирования противоэрозионных мер // Геоморфология. – 1999. – № 4. – С. 40-49.
46. Ларионов Г.А., Краснов С.Ф., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Литвин Л.Ф., Бушуева О.Г. Уравнение транспорта наносов для склоновых потоков // Почвоведение. – 2006. – № 8. – С. 965-976.
47. Лисецкий Ф.Н., Светличный А.А., Черный С.Г. Современные проблемы эрозиоведения. – Белгород: Константа, 2012. – 456 с.
48. Лойцянский Л.Г. Механика жидкости и газа. – М.: Наука, 1978. – 736 с.
49. Маккавеев Н.И. Гидравлическая типизация эрозионного процесса // Эрозия почв и русловые процессы. – М.: МГУ, 1973. – Вып. 3. – С. 65-77.
50. Маштаков Д.А. Теоретическое и экспериментальное обоснование комплексной мелиорации эродированных земель степной и сухостепной зон нижнего Поволжья: автореф. дис. д-ра с.-х. наук. – Волгоград: ФГОУ ВПО «Волгоградская ГСХА», 2010. – 45 с.
51. Методические рекомендации по проектированию комплексов противоэрозионных мероприятий на расчетной основе / под ред. Д.Е. Ванина, Г.П. Сурмача. – Курск: ВНИИЗиЗПЭ, 1985. – 167 с.
52. Мицхулава Ц.Е. Размыв русел и методика оценки их устойчивости. – М.: Колос, 1967. – 179 с.
53. Мицхулава Ц.Е. Инженерные методы расчета и прогноза водной эрозии. – М.: Колос, 1970. – 240 с.
54. Мицхулава Ц.Е. Методические рекомендации по прогнозу водной (дождевой) эрозии почв. – М.: ВАСХНИЛ, 1978. – 61 с.

55. *Мирицхулава Ц.Е.* Надежность систем осушения. – М.: Агропромиздат, 1985. – 239 с.
56. *Мирицхулава Ц.Е.* Водная эрозия почв (механизм, прогноз). – Тбилиси: Мецниерба, 2000. – 421 с.
57. *Мудрых Н.М., Самофалова И.А., Чащин А.Н.* Прогнозирование эрозионных потерь почвы с использованием модели RUSLE // АгроЭкоИнфо. – 2020. – №4. – [http://agroecoinfo.narod.ru/journal/СТАТУИ/2020/4/st\\_430.pdf](http://agroecoinfo.narod.ru/journal/СТАТУИ/2020/4/st_430.pdf).
58. *Ольгаренко Г.В., Брыль С.В., Зверьков М.С.* Касательные напряжения в почве при ударе о нее капли искусственного дождя // Экология и строительство. – 2017. – № 4. – С. 27-36.
59. *Прошляков И.В.* Оценка слоя и продолжительности стокообразующих дождей в предгорной части Восточной Грузии // Труды МГМИ. – 1977. – Вып. 51. – С. 117-134.
60. *Прущик А.В., Вытовтов В.А., Сухановский Ю.П., Санжарова С.И.* Содержание общего гумуса в смытой почве // Аграрная наука – сельскому хозяйству: матер. Всеросс. научно-практ. конф. – Курск, 27-28 янв. 2009 г. – Курск: КГСХА, 2009. – Ч.3 – С. 264-266.
61. *Рабинович Е.З.* Гидравлика. – М: Недра, 1977. – 304 с.
62. *Самарский А.А.* Теория разностных схем. – М.: Наука, 1977. – 656 с.
63. *Санжарова С.И., Сухановский Ю.П., Прущик А.В.* Статистический анализ влияния эродированности почвы на урожайность сельскохозяйственных культур // Плодородие. – 2009. – № 5. – С. 39-40.
64. *Седов Л.И.* Методы подобия и размерности в механике. – М.: Наука, 1977. – 440 с.
65. Система земледелия Курской области. – Курск: Курская правда, 1982. – 204 с.
66. *Сластухин В.В., Богданов Х.П.* Эрозионная работа дождя и энергетические характеристики естественных осадков // Третий делегатский съезд почвоведов. – М.: Наука, 1968. – С. 283-286.
67. *Соболь И.М.* Численные методы Монте-Карло. – М.: Наука, 1973. – 312 с.
68. Стратегия научно-технологического развития Российской Федерации. Указ Президента Российской Федерации № 642 от 1.12.2016 г. <https://reestr.extech.ru/docs/sntr.pdf> (дата обращения 13.03.2023)
69. *Сурмач Г.П.* Опыт расчета смыва почв для построения комплекса противоэрозионных мероприятий // Почвоведение. – 1979. – № 4. – С. 92-104.
70. *Сурмач Г.П., Барабанов А.Т.* Роль микрорельефа пашни на серых лесных почвах Центральной лесостепи // Водная эрозия почвы. – М.: Колос, 1977. – С. 93-102.
71. *Сухановский Ю.П.* Гидродинамическая модель капельной эрозии почвы // Теоретические и практические вопросы почвозащитного земледелия: научн. техн. бюлл. ВНИИЗиЗПЭ. – 1981. – Вып.1(28)-81. – С. 29-34.
72. *Сухановский Ю.П.* Многофакторные зависимости для дождевого стока // Докл. ВАСХНИЛ. – 1981. – № 1. – С. 40-42.

73. *Сухановский Ю.П.* Физические уравнения ударного действия дождевых капель о почву // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. – М.: МГУ, 1981. – С. 128-129.
74. *Сухановский Ю.П.* Вероятностный подход к прогнозу дождевого смыва почвы // Вопросы повышения эффективности земледелия: научно-техн. бюл. – 1983. – Вып. 3(38)-83. – С. 3-9.
75. *Сухановский Ю.П.* Применение теории Прандтля для описания дождевой эрозии почв // Инженерные методы прогноза и борьбы с эрозией почв: сб. научн. тр. ГрузНИИГиМ. – 1987. – С. 112–119.
76. *Сухановский Ю.П.* Гидромеханическая модель дождевой эрозии почв // Докл. ВАСХНИЛ. – 1988. – № 9. – С. 43-45.
77. *Сухановский Ю.П.* Имитационная модель дождевой эрозии почв // Докл. ВАСХНИЛ. – 1991. – № 1. – С. 55-58.
78. *Сухановский Ю.П.* Методы моделирования эрозионных процессов и основы формирования противоэрозионных комплексов: диссертация на соискание учёной степени доктора с.-х. наук. – Курск: ВНИИ земледелия и защиты почв от эрозии, 2000. – 255 с.
79. *Сухановский Ю.П.* Зависимость инфильтрации от эрозионной характеристики дождя // Почвоведение. – 2003. – № 10. – С. 1248-1257.
80. *Сухановский Ю.П.* Модификация методики дождевания стоковых площадок для исследования эрозии почв // Почвоведение. – 2007. – № 2. – С. 215-222.
81. *Сухановский Ю.П.* Физически обоснованная модель эрозии почвы при снеготаянии // Почвоведение. – 2008. – № 8. – С. 1006-1018.
82. *Сухановский Ю.П.* Модель дождевой эрозии почв // Почвоведение. – 2010. – № 9. – С. 1114-1125.
83. *Сухановский Ю.П.* Вероятностный подход к расчету эрозионных потерь почвы // Почвоведение. – 2013. – № 4. – С. 474-481.
84. *Сухановский Ю.П., Бахирев Г.И., Здоровцов И.П.* Модель управления эрозионными процессами в агроландшафтах. – Курск: ГНУ ВНИИЗиЗПЭ, 2004. – 34 с.
85. *Сухановский Ю.П., Володин В.М., Бирюкова Л.И.* Устройство для изучения интенсивности капельной эрозии. А.с. 1103147 СССР МКИ<sup>5</sup> G 01 №33/24 Опубл. 15.07.1984. – Бюл. № 26. – С. 123.
86. *Сухановский Ю.П., Вытовтов В.А., Прущик А.В., Соловьёва Ю.А., Санжарова С.И.* Оценка впитывающей способности почвы с использованием портативной дождевальной установки // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. – 2015. – Т. 78. – С. 31-41.
87. *Сухановский Ю.П., Вытовтов В.А., Соловьёва Ю.А., Прущик А.В., Санжарова С.И., Титов А.Г.* Методика определения потерь из почвы биогенных веществ с использованием портативной дождевальной // Достижения науки и техники АПК. – 2016. – Т. 30. – № 6. – С. 68-71.

88. Сухановский Ю.П., Масютенко Н.П., Санжарова С.И., Прущик А.В. Долгосрочное прогнозирование изменения запасов гумуса в почве // Земледелие. – 2010. – № 4. – С.22-25.
89. Сухановский Ю.П., Олlesh Г., Хан К.Ю., Майснер Р., Роде М., Волокитин М.П., Сон Б.К. Применимость универсального уравнения потерь почвы от эрозии (USLE) для условий Европейской территории России // Почвоведение. – 2003. – № 6. – С. 733-739.
90. Сухановский Ю.П., Пискунов А.Н., Санжарова С.И. Компьютерная модель для расчета среднемноголетних потерь почвы, обусловленных дождевой эрозией и эрозией почв при весеннем снеготаянии. – Курск: ГНУ ВНИИЗиЗПЭ РАСХН, 2009. – 52 с.
91. Сухановский Ю.П., Прущик А.В., Санжарова С.И. Оценка и динамика ресурсов чернозёмов и серых лесных почв сельскохозяйственных угодий Курской области // Вестник курской государственной сельскохозяйственной академии. – 2013. – № 6. – С. 53-59.
92. Сухановский Ю.П., Прущик А.В., Соловьева Ю.А., Санжарова С.И. Проблема обоснования допустимых эрозионных потерь почвы и подход к её решению // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. – 2015. – Т. 78. – С. 3-19.
93. Сухановский Ю.П., Прущик А.В., Санжарова С.И., Соловьева Ю.А. Модифицированный метод прогнозирования эрозии почвы и её последствий // Земледелие. – 2016. – № 2. – С. 29-32.
94. Сухановский Ю.П., Прущик А.В., Санжарова С.И. Модель для прогнозирования динамики мощности гумусового слоя и запасов гумуса в серых лесных почвах Центрального Черноземья // Земледелие. – 2017. – № 6. – С. 6-10.
95. Сухановский Ю.П., Прущик А.В., Соловьева Ю.А., Санжарова С.И. Оценка трендов эродлируемых черноземов пахотных земель Центрального Черноземья // Земледелие. – 2015. – №6. – С.19-22.
96. Сухановский Ю.П., Прущик А.В., Вытовтов В.А., Титов А.Г. Изучение влияния содержания в дожде биогенных веществ на их потери из почвы с использованием метода дождевания // Агрехимический вестник. – 2019. – № 6. – С. 58-62. – DOI: 10.24411/0235-2516-2019-10092.
97. Сухановский Ю.П., Прущик А.В., Вытовтов В.А., Титов А.Г. Применение метода дождевания для исследования выноса из почвы биогенных веществ и тяжелых металлов // Международный сельскохозяйственный журнал. – 2022. – № 4. – С. 363-366. – DOI: 10.55186/25876740\_2022\_65\_4\_363.
98. Сухановский Ю.П., Прущик А.В., Вытовтов В.А., Титов А.Г., Тарасов С.А. Совершенствование методологии оценки последствий эрозии почвы в полевых экспериментах // Достижения науки и техники АПК. – 2022. – Т. 36. – № 8. – С. 44–48. – DOI: 10.53859/02352451\_2022\_36\_8\_44
99. Сухановский Ю.П., Прущик А.В., Рубаник Ю.О. Прогноз эрозии почвы для полевого эксперимента по контурно-мелиоративному земледелию //

Достижения науки и техники АПК. – 2023. – Т. 37. – № 7. – С. 38-42. – DOI: 10.53859/02352451\_2023\_37\_7\_0.

100. Сухановский Ю.П., Прущик А.В., Тарасов С.А., Вытовтов В.А., Архипов А.С. Оценка содержания гумуса в почве ключевых участков агролесоландшафтного комплекса // Международный сельскохозяйственный журнал. – 2023. – Том 66. – № 5 (395) – С. 502-505. – DOI: 10.55186/25876740\_2023\_66\_5\_502

101. Сухановский Ю.П., Санжаров А.И. Влияние скорости падения капель на сток и смыв почвы // Почвоведение. – 1995. – № 11. – С. 1425-1427.

102. Сухановский Ю.П., Санжаров А.И., Санжарова С.И., Горин В.Б., Агарков В.А., Чуян Г.А., Карпинец Т.В., Виноградов Ю.А. Метод дождевания в почвенно-эрозионных исследованиях / Под ред. В.М. Володина и Ю.П. Сухановского. Курск: Изд. центр “ЮМЭКС”. 1999. 68 с.

103. Сухановский Ю.П., Санжарова С.И., Прущик А.В. Модель динамики содержания гумуса в эродированном черноземе Центрального Черноземья // Агрохимия. – 2011. – № 12. – С. 45–52.

104. Сухановский Ю.П., Хан К.Ю. Эрозионная характеристика дождя // Почвоведение. – 1983. – № 9. – С. 123-125.

105. Хмельницкий А.В. Отрыв и перенос частиц при ударе капель воды о поверхность почвы // Физические проблемы мелиораций и обработки почв. – Л.: Колос, 1970. – С. 80-87.

106. Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. – М.: Изд-во иностр. лит, 1948. – 156 с.

107. Цытович Н.А. Механика грунтов. – М.: Госстрой-издат, 1963. – 636 с.

108. Чайлдс Э. Физические основы гидрологии почв. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 427 с.

109. Читшивили Г.Ш. Расчет интенсивности плоскостной эрозии с учетом влияния кривизны склона // Труды ВНИИГиМ. – 1974. – Вып. 3. – С. 171-179.

110. Швобс Г.И. Материалы к изучению эродирующего действия капель воды // Почвоведение. – 1968. – № 2. – С. 133-144.

111. Швобс Г.И. Формирование водной эрозии стока наносов и их оценка. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 184 с.

112. Швобс Г.И. Теоретические основы эрозиоведения. – Киев; Одесса: Вища школа, 1981. – 212 с.

113. Штомпель Ю.А., Лишецкий Ф.Н., Сухановский Ю.П., Стрельникова А.В. Предельно допустимый уровень эрозии бурых лесных почв Северо-Западного Кавказа в условиях интенсивного земледелия // Почвоведение. – 1998. – № 2. – С. 200-206.

114. Эберт Г. Краткий справочник по физике. – М.: Физматгиз, 1963. – 552 с.

115. Brandford J.M., Ferris J.E., Remley P.A. Interrill Soil Erosion Processes: II. Relationship of Splash Detachment to Soil Properties // Soil Sci. Soc. – 1987. – Vol. 51. – P. 1571-1575.

116. *Bubbenzer G.D., Jones B.A., jr.* Drope size and impact velocity effects on the detachment of soil under simulated rainfall // *Trans. of the ASAE.* – 1971. – Vol. 14. – No 4. – P. 625-628.
117. *Chen Y. et al.* Scanning electron microscope observation on soil crusts and their formation // *Soil Sci.* – 1980. – Vol.130. – P.49-55.
118. Conceptnote / Global Symposium on Soil Erosion (GSER19), 15-17 May 2019, FAO headquarters. – Rome, Italy. – URL: <http://www.fao.org/3/CA3232EN/ca3232en.pdf> (дата обращения 24.09.2023).
119. *Ekern P.C.* Problem of Raindrop Impact Erosion // *Agriculture Engineering.* – 1953. – Vol. 34. – No 1. – P. 23-25.
120. *Ellison W. D.* Studies of raindrop erosion // *Agriculture engineering.* – 1944. – Vol. 25. – No 4. – P. 131-135.
121. *Ellison W.D.* Soil erosion studies. Part 3. Soil detachment hazard by raindrop splash // *Agriculture engineering.* – 1947. – Vol. 28. – No 5. – P. 197-201.
122. *Epstein E., Grant W.J.* Soil crust formation as affected by raindrop impact // *Ecol. Stud.* – 1973. – Vol.4. – P. 195-201.
123. *Farmer E.E.* Relative Datachability of Soil Particles by Simulated Rainfall // *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* – 1973. – Vol. 37. – No 4. – P. 629-633.
124. *Farrell D.A., Moldenhauer W.C., Larson W.E.* Splash correction factors for Soil Erosion Studies // *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* – 1974. – Vol. 38. – P. 510-514.
125. *Flanagan D.C., Nearing M.A.* (editors). USDA – Water Erosion Prediction Project: Hillslope Profile and Watershed Model Documentation / NSERL Report № 10, USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, IN. 1995.
126. *Foster G.R., Wischmeier W.H.* Evaluating Irregular Slopes for Soil Loss Prediction // *Trans. of the ASAE.* – 1974. – Vol. 17. – No 2. – P. 305-309.
127. *Gatto L.W.* Soil freeze–thaw-induced changes to a simulated rill: potential impacts on soil erosion. *Geomorphology.* 2000. 32. P. 147-160.
128. *Ghadiri H., Payne D.* Raindrop Impact Stress // *Soil Science.* – 1981. – Vol. 32. – No 1. – P. 41-49.
129. *Ghadiri H., Payne D.* Raindrop Impact Stress and the Breakdown of Soil Crumbs // *Soil Science.* – 1977. – Vol. 28. – No 2. – P. 247-258.
130. *Ghadiri H., Payne D.* The formation and chracteristics of splash following raindrop impact on soil // *Soil Science.* – 1988. – Vol. 39. – No 4. – P. 563-575.
131. *Helalia A.M., Letey J., Graham R.C.* Crust formation and clay migration effect on infiltration rate // *Soil Sci. Soc.* – 1988. – Vol.52. – P.251-255.
132. *Hirschi M.C., Barfield B.J.* KYERMO-A physically based research erosion model // *ASAE.* – Paper № 86-2047. – 1986. – 34 pp.
133. Impacts of land use land cover and soil property changes on soil erosion in the black soil region, China / *Shuai Ma, Liang-Jie Wang, Hui-Yong Wang, et al.* // *Journal of Environmental Management.* – 2023. – Vol. 328. – P. 117024. – URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S030147972202597X?via%3Dihub> (дата обращения: 10.01.2023). – DOI: 10.1016/j.jenvman.2022.115130.

134. *Kibler D.F., Woolhiser D.A.* The kinematic cascade as hydrologic model // Hydrology Paper. Colorado St. Univ. – 1970. – No 39. – 27 pp.
135. *Knisel W.G.*, editor. CREAMS: A Field scale model for Chemical, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems. – USDA, 1980. – Conservation Research Report № 26. – 640 pp.
136. *Larionov G.A., Krasnov C.F.* A Hydrophysical Model of Erosion and its Potential for Application // International Workshop on Soil Erosion. – Moscow, Russia. September 20-24, 1993. – P. 1-15.
137. *Lighthill M.I., Whitham C.B.* On kinematic waves. I. Flood movement in long rivers // Proc. Roy. Soc. London. A. – 1955. – Vol. 229. – No 1178. – P. 281-316.
138. *McInyre D.S.* Permeability measurement of soil crust formed by impact // Soil Sci. – 1958. – Vol. 85. – P. 185-489.
139. *Moss A.J., Green P.* Movement of Solids in Air and Water by Raindrop Impact. Effects of Drop-Size and Water-Depth Variations // Soil Res. – 1983. – Vol. 21. – No 3. – P. 257-269.
140. *Neiring M.A., Brandford J.M., Holtz R.D.* Measurement of force vs. Time relations for waterdrop impact // Soil Sci. – 1986. – Vol. 50. – No 6. – P. 1532-1536.
141. *Onofriok O., Singer M.J.* Scanning electron microscope studies of surface crust formed by simulation rainfall // Soil Sci. Amer. Proc. – 1984. – Vol.48. – P. 1137-1143.
142. *Palmer R.S.* Water drop impact forces //Transaction of the ASAE. – 1965. – Vol. 8. – No 1. – P. 63-72.
143. *Papaiordanidis S., Gitas I.Z., Katagis T.* Soil erosion prediction using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) in Google Earth Engine (GEE) cloud-based platform // Dokuchaev Soil Bulletin. – 2019. – Vol. 100. – P. 36-52.
144. *Quansah C.* The effect of soil type, slope, rain intensity and their interactions on splash detachment and transport // Soil Science. – 1981. – Vol. 32. – No 2. – P. 215-224.
145. *Rahmati M., Weihermuller L., Vanderborght J. et al.* Development and analysis of the Soil Water Infiltration Global database // Earth System Science Data. – 2018. – Vol.10. – P. 1237-1263. – DOI: 10.5194/essd-10-1237-2018.
146. *Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., MacCool D.K., Yoder D.C.* (coordinators) Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). U.S. Department of Agriculture, 1997. – Handbook № 703. – 404 p.
147. Science Documentation. Revised Universal Soil Loss Equation Version 2 (RUSLE2). – USDA-Agricultural Research Service. – Washington-D.C., 2013. – 355 p.
148. Soil erosion and its control. New York: Van Nostrand Reinhold, 1986. – 311 pp.
149. Status of the World's Soil Resources (SWSR) – Main Report. Food and Agriculture Organization of the United Nations and Intergovernmental Technical

- Panel on Soils, Rome, Italy. – 2015. – 650 p. URL: <http://www.fao.org/3/i5199e/I5199E.pdf> (дата обращения 15.05.2023).
150. *Sukhanovsky Yu.P.* A Rainfall Erosion Model Based on Fundamental Principles of Mechanics // International Workshop on Soil Erosion. – Moscow, Russia. September 20-24. – 1993. – P.35-44.
151. *Sukhanovski Yu.P., Demidov V.V., Ollesch G.* A model of rill erosion by snowmelt // Sediment Transfer through the Fluvial System (Proceedings of a symposium held in Moscow, August 2004). – IAHS Publ. 288, 2004. – P. 354-360.
152. *Sukhanovskii Y.P., Prushchik A.V., Dubovik E.V.* Application of rainfall simulator methods for the study of soil processes // The VIII Congress of the Dokuchaev Soil Science Society. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. – 2021/ – 862. –No 012111 – IOP Publishing. – DOI:10.1088/1755-1315/862/1/012111.
153. *Sukhanovski Y.P., Ollesch G., Khan K.Y., Meisner R.* A new index for rainfall erosivity on a physical basis // Plant Nutrition and Soil Science. – 2002. – No 165. – P. 51-57.
154. *Swartzendruber D., Hillel D.* The physics of infiltration // Ecol. Stud. – 1973. – Vol. 4. – P. 3-15.
155. *Young R.A., Onstad C.A., Bosch D.D., Anderson W.P.* AGNPS, Agricultural Non-Point-Source Pollution Model. A Watershed Analysis Tool. – U.S. Dept. of Agr. Conservation Research Report 35, 1987. – 80 pp.
156. WEPP'95 (CD-ROM) // The WEPP/WEPS Symposium. Des Moines. Iowa. – USA. August 9-11, 1995.
157. *Wishmeier W.H.* A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation // Soil Science Society of America Proceedings 23. – 1959. – P. 246-249.
158. *Wishmeier W.H., Smith D.D.* Predicting rainfall erosion losses //Agricultural handbook № 537. – Washington, 1978. – 65 p.
159. *Zingg A.W.* Degree and length of land slopes as it affect soilloss in runoff // Agric. Engineers. – 1940. – Vol. 21. – No 2. – P.59-64.



## **СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ**

### **СУХАНОВСКИЙ ЮРИЙ ПЕТРОВИЧ**

Ведущий научный сотрудник лаборатории Моделирования и защиты почв от эрозии ФГБНУ «Курский ФАНЦ»

В 1972 г. окончил факультет Теоретической и экспериментальной ядерной физики Московского инженерно-физического института (МИФИ). С 1975 г. занимается математическим и физическим моделированием процессов водной эрозии почв и прогнозированием их последствий.

В 1983 г. присуждена учёная степень кандидата технических наук по специальности Гидравлика и инженерная гидрология (тема диссертации «Гидравлические исследования и расчёт дождевой эрозии»).

В 2000 г. присуждена учёная степень доктора сельскохозяйственных наук по специальности Агрочвоведение и агрофизика (тема диссертации «Методы моделирования эрозионных процессов и основы формирования противоэрозионных комплексов»).

### **ПРУЩИК АНАСТАСИЯ ВИКТОРОВНА**

Старший научный сотрудник лаборатории Моделирования и защиты почв от эрозии ФГБНУ «Курский ФАНЦ»

В 2005 г. окончила Агротехнологический факультет Курской государственной сельскохозяйственной академии (Курская СХА). С 2005 г. занимается математическим и физическим моделированием процессов водной эрозии почв и прогнозированием их последствий.

В 2009 г. присуждена учёная степень кандидата сельскохозяйственной наук по специальности Агрочвоведение и агрофизика (тема диссертации «Влияние водной эрозии на динамику запасов гумуса в почве и урожайность сельскохозяйственных культур на чернозёмах Центрального Черноземья»).

**Modeling of soils water erosion:** Monograph / Yu.P. Sukhanovskii, A.V. Prushchik. – Kursk: Kursk FARC, 2023. – 175 P.

The monograph summarizes the results of many years of research in the field of mathematical, physical modeling and forecasting of water erosion of soils and its consequences, as well as the possibility of using these methods to solve specific problems. The presented work covers the period of research from the 80s of the last century to the present. Mathematical models of rain erosion of soils are described in detail: drip and surface, and soil erosion during snowmelt: trickle and surface. A model of water erosion of soils for the slope was obtained, including models of rain erosion and snowmelt for the slopes. The proposed model has a high accuracy of calculations and allows us to estimate real soil losses. The presented methods of mathematical and physical modeling are necessary for strategic planning of rational use of the remaining eroded soil resources.

The monograph is intended for a wide range of scientists and specialists in the field of soil erosion, agro-soil science, agriculture, ecology, and other related agricultural and biological disciplines, and will be useful for university teachers, graduate students and researchers.

Field of application – agriculture, agro-soil science, ecology.

#### Reviewers:

*V.V. Demidov* – Doctor of Biological Sciences, Professor of the Department of Erosion and Soil Protection, Faculty of Soil Science, Lomonosov Moscow State University

*F.N. Lisetskii* – Doctor of Geographical Sciences, Professor, Professor of the Department of Nature Management and Land Cadastre of Belgorod State National Research University

*S.V. Yasinskii* – Doctor of Geographical Sciences, Leading Researcher at the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences

The monograph was reviewed and approved by the Academic Council of the Kursk FARC (Protocol No. 11 of October 26, 2023).

The work was carried out in accordance with the topics of the state task No. 0632-2019-0017 and FGZU - 2022-0002 of Kursk FARC for 2019-2023.

© Yu.P. Sukhanovskii, A.V. Pruschik, 2023

© Federal Agricultural Kursk Research Center, 2023

ISBN 978-5-6051166-0-8

## CONTENS

	стр.
Introduction.....	4
<b>Chapter 1. Mathematical models of soil rain erosion.....</b>	<b>5</b>
1.1. Model of drip soil erosion.....	5
1.1.1. Experimental research.....	5
1.1.2. Model equations.....	23
1.2. Models of surface soil erosion .....	49
1.2.1. Criteria for the similarity of rainfall.....	50
1.2.2. Hydro-mechanical model.....	59
1.2.3. Simulation model .....	67
1.2.4. Stochastic model.....	72
1.2.5. Soil absorption capacity.....	78
<b>Chapter 2. Mathematical models of soil erosion during snowmelt.....</b>	<b>96</b>
2.1. Rill erosion of the soil .....	96
2.2. Surface soil erosion .....	103
<b>Chapter 3. Model of water erosion of soil and its verification.....</b>	<b>121</b>
3.1. Model of water erosion of soil.....	121
3.2. Checking the model of water erosion of the soil.....	122
<b>Chapter 4. Application of modeling methods.....</b>	<b>128</b>
4.1. Assessment of soil resources.....	128
4.2. Methods of mathematical modeling.....	135
4.3. Methods of physical modeling.....	142
4.4. Assessment of the effects of soil erosion in field experiments.....	152
Conclusion .....	165
References.....	166

## **INFORMATION ABOUT AUTHORS**

### **YURI SUKHANOVSKII**

Yuri Petrovich Sukhanovskii is a leading research fellow at the Laboratory of Soil Erosion Modeling and Protection, Federal State Budgetary Scientific Institution "Kursk Agricultural Research Center" (FGBNU "Kursk FANC").

Graduated in 1972 from the Faculty of Theoretical and Experimental Nuclear Physics at the Moscow Engineering Physics Institute (MEPhI).

Since 1975, has been involved in mathematical and physical modeling of soil water erosion processes and forecasting their consequences.

Awarded the scientific degree of Candidate of Technical Sciences in 1983, specializing in Hydraulic Engineering and Engineering Hydrology. The dissertation topic was "Hydraulic Studies and Calculation of Rain Erosion."

Awarded the scientific degree of Doctor of Agricultural Sciences in 2000, specializing in Agrosoil Science and Agrophysics. The dissertation topic was "Methods of Modeling Erosion Processes and Principles of Anti-Erosion Complex Formation."

### **ANASTASIA PRUSHCHIK**

Anastasia Viktorovna Prushchik is a Senior Research Fellow at the Laboratory of Soil Erosion Modeling and Protection, Federal State Budgetary Scientific Institution "Kursk Agricultural Research Center" (FGBNU "Kursk FANC").

Graduated from the Agrotechnological Faculty of Kursk State Agricultural Academy in 2005 (Kursk SAA).

Since 2005, has been engaged in mathematical and physical modeling of soil water erosion processes and forecasting their consequences.

Awarded the scientific degree of Candidate of Agricultural Sciences in 2009, specializing in Agrosoil Science and Agrophysics. The dissertation topic was "The Influence of Water Erosion on the Dynamics of Humus Reserves in Soil and Crop Yield of Agricultural Crops in Chernozems of the Central Chernozem Region."

**Научное издание**

Сухановский Юрий Петрович

**Моделирование водной эрозии почв** [Текст]: монография / Ю.П. Сухановский, А.В. Прущик. – Курск: Курский федеральный аграрный научный центр, 2023. – 175 с.

Сдано в набор 05.12.23 г. Подписано в печать 10.12.23 г.

Формат 60x84 1/16. Бумага офсетная. Печать цифровая.

Усл. печ. л. 10.17. Тираж 500 экз. Заказ № 641.

Отпечатано: «Деловая полиграфия»

ИП Бескровный Александр Васильевич

г. Курск, ул. К.Маркса, 61 Б.

E-mail: zakaz-zachetka@mail.ru