

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Красноярский государственный аграрный университет»
(ФГБОУ ВО Красноярский ГАУ)

На правах рукописи



Голубев Игорь Александрович

ЭРОЗИЯ ПОЧВ ОТ ТАЛЫХ ВОД НА СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ЗЕМЛЯХ
КРАСНОЯРСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ

25.00.27 – гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель –
доктор географических наук,
профессор Д. А. Бураков

Красноярск - 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

Наименование	стр.
Введение	6
Глава 1. Эрозия почв от талых вод (состояние изученности)	12
1.1. История исследования эрозии почв	12
1.1.1. Исторический обзор	12
1.1.2. Развитие методов расчета эрозии.....	12
1.1.3. Обзор результатов натурных наблюдений и лабораторных опытов, посвященных исследованию эрозионно-русловых процессов	16
1.1.3.1. Исследование процессов формирования русел	16
1.1.3.2. Распределение скоростей течения в потоках	18
1.1.3.3. Характеристика наносов	20
1.1.3.4. Русловые формы	22
1.2. Проявления склоновой эрозии в различных ландшафтах..	23
1.2.1. Эрозия на обрабатываемых землях	23
1.2.2. Пастбищная эрозия	26
1.2.3. Эрозия на лесохозяйственных землях.....	28
1.3. Особенности развития водной эрозии почв в Сибири.....	29
1.3.1. Эрозионные процессы в Западной Сибири.....	30
1.3.2. Эрозионные процессы в Средней и Восточной Сибири.....	32
1.4. Последствия развития современной эрозии почв.....	34
Глава 2. Природные условия территории Красноярской лесостепи ..	39
2.1. Рельеф и геологическое строение	39
2.1.1. Характеристика рельефа	39

2.1.2. Геологическое строение	41
2.1.3. Подземные воды	47
2.2. Климат	48
2.3. Почвы	53
2.4. Растительный покров	57
2.5. Промерзание почв.....	58
2.6. Гидрография	59
2.6.1. Гидрологическая характеристика территории	60
Глава 3. Развитие экспериментальных и расчетных методов изучения эрозионно-аккумулятивных процессов от талых вод на пашне Красноярской лесостепи	64
3.1. Обзор основных экспериментальных методов исследования смыва почв	64
3.1.1. Методы активного эксперимента в природе.....	65
3.1.2. Физическое моделирование.....	66
3.1.3. Пассивный эксперимент в природе.....	69
3.1.4. Методы маркеров (метод радиоизотопов).....	72
3.2. Обзор методов расчета потенциального смыва почв на сельскохозяйственных землях	73
3.3. Применение экспериментальных методов исследования смыва почв от стока талых вод на пашне Красноярской лесостепи.....	78
3.3.1. Характеристика опытных участков исследуемой территории	78
3.3.1.1. Характеристика ключевого опытного участка	80
3.3.1.2. Характеристика опытных участков центральной части	86

3.3.2.	Развитие экспериментальных методов исследования смыва и аккумуляции почв	89
3.3.2.1.	Применение модернизированного метода шпилек	94
3.3.2.2.	Применение метода обмера водорослей и конусов выноса	104
3.4.	Применение расчетных моделей определения смыва почв от талых вод	114
Глава 4.	Факторы и интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов на территории Красноярской лесостепи	118
4.1.	Величина и распределение снежного покрова	118
4.2.	Интенсивность снеготаяния	131
4.3.	Характеристика стока весеннего половодья в Красноярской лесостепи	145
4.3.1.	Параметры твердого стока в период весеннего половодья	160
4.4.	Увлажнение, промерзание и оттаивание почв	168
4.5.	Эрозионные процессы от талых вод на пашне Красноярской лесостепи	179
4.5.1.	Эрозионно-аккумулятивные процессы в северной части Красноярской лесостепи	179
4.5.2.	Эрозионно-аккумулятивные процессы в центральной части Красноярской лесостепи	196
4.6.	Анализ результатов расчета потенциального смыва в Красноярской лесостепи	198
4.7.	Анализ результатов авторских исследований	205

Заключение	213
Библиографический список	218
Приложения	229

Введение

Актуальность работы. Важность изучения процессов водной эрозии почв обусловлена истощением и деградацией верхних плодородных слоев почвенного покрова, ухудшением его агрохимических и физических свойств в процессе смыва и размыва почв талыми и дождевыми водами. Это приводит к существенному снижению урожайности и серьезному урону для сельского хозяйства.

За последние 40-50 лет на территории Сибири выполнялись детальные исследования флювиальных процессов, в том числе:

- в Западной Сибири (Предсалаирье, Бие-Чумышская возвышенность, Кузнецкая котловина, Томь-Яйское междуречье [35, 36, 37, 50, 51, 68, 71]),
- в Восточной Сибири (Онон-Аргунская степь, Баргузинская и Байкальская котловины [2, 3, 4, 77]),
- в южной части лесостепной и степной зон Средней Сибири (Назаровская и Минусинская котловины [2, 3, 4, 77, 107]).

Результаты исследований смыва почв в Западной Сибири показывают, что влияние талых вод оказывает значительное влияние на развитие эрозионных процессов, во многих случаях имеют первостепенное значение по отношению к ливневым водам [21, 71]. В значительной мере это является следствием одновременного широкого охвата эрозионными процессами больших площадей. Для территории Средней Сибири по причине общей схожести природно-климатических условий это может быть в полной мере актуальным.

Детальные наблюдения за эрозией и аккумуляцией почв в Красноярской лесостепи (северная лесостепь Средней Сибири) выполнялись в советский период, однако основное внимание в них уделялось овражной эрозии [2, 77, 107]. Исследования ручейкового смыва на пашне проводились только эпизодически в ходе других работ, их итоги не публиковались и во многом были утрачены.

Представленные ниже результаты авторских исследований в определенной мере восполняют этот пробел.

Цель работы: определить основные закономерности влияния стока талых вод на эрозионно-аккумулятивные процессы на пахотных землях Красноярской лесостепи.

Объект исследования – территория центральной и северной части Красноярской лесостепи.

Предмет исследования - процессы формирования смыва почв в период снеготаяния на пахотных массивах.

Задачи работы:

1. Выполнить адаптацию используемых полевых методов исследования эрозии почв от талых вод для их применения на пашне лесостепной зоны Средней Сибири.
2. Определить интенсивность эрозии от талых вод на пашне северных лесостепных участков Приенисейской высокой равнины (Красноярская лесостепь).
3. Оценить степень воздействия основных гидрометеорологических факторов и условий подстилающей поверхности на процессы смыва и аккумуляции от талых вод.
4. На основании результатов полевых исследований, разработать предложения по адаптации методик расчета потенциального смыва для их применения в условиях Красноярской лесостепи.

Методическими основами исследования являются экспериментальные методы натурных наблюдений смыва и аккумуляции, методики расчета поверхностного стока, потенциального смыва почв, отечественные и зарубежные исследования твердого стока и эрозионно-аккумулятивных процессов. [4, 5, 8, 14, 15, 24, 38, 39, 41, 48, 50, 52, 60, 66, 81, 88, 94, 100]. В данном диссертационном исследовании при натурных наблюдениях применялись метод шпилек, метод обмеров водороин (метод С.С. Соболева), обмеры конусов выноса.

Исходные данные, положенные в основу выполнения работы:

- авторские полевые исследования в центральной и северной части Красноярской лесостепи;
- материалы метеорологических, агрометеорологических и гидрологических наблюдений Красноярского УГМС.
- отечественные и зарубежные публикации результатов работ, посвященных изучению склоновых делювиальных, эрозионно-аккумулятивных процессов [5, 24, 34, 54, 60, 62, 72, 81, 88, 98, 110, 112].

Диссертация подводит итог исследований эрозионно-аккумулятивных процессов от талых вод, проведенных автором в период 2009-2011, 2013, 2017 гг.

Научная новизна работы:

1. Впервые применен метод шпилек для оценки интенсивности смыва и аккумуляции почв от талых вод на пашне лесостепной зоны Центральной Сибири; произведена модернизация данного метода, учитывающая местные особенности сезонно-мерзлотного режима почв. Это улучшает точность метода шпилек и делает возможным его применение при оценке смыва и аккумуляции почв от талых вод в условиях Сибири.

2. Получены количественные показатели эрозионно-аккумулятивных процессов на пахотных землях исследуемой территории.

3. Выполнен анализ преобладающих гидрометеорологических факторов смыва почв от талых вод в Красноярской лесостепи, установлено значительное влияние предшествующего осеннего увлажнения почв и поступления воды на поверхность почвы на интенсивность эрозии в районе исследований.

4. Сформулированы предложения по адаптации методик расчета потенциального смыва для Красноярской лесостепи, учитывающие местные природно-климатические особенности.

Защищаемые положения:

1. Адаптированные к условиям лесостепи Средней Сибири методические подходы к экспериментальным наблюдениям за смывом почв на

пашне, учитывающие их сезонно-мерзлотный режим и специфику формирования конусов выноса в нижних частях микроводосборов.

2. Выявленные особенности пространственного распределения смыва почв от действия талых вод. Установлено, что в северной части Красноярской лесостепи вследствие различий гидрометеорологических условий, рельефа и растительности интенсивность смыва почв в среднем в 1,9 раза выше, чем в центральной.

3. Результаты региональной оценки влияния гидрометеорологических факторов на эрозионно-аккумулятивные процессы. Установлено, что на исследуемой территории предшествующее осеннее увлажнение почв является значимым гидрометеорологическим фактором, заметно влияющим на интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов в период снеготаяния.

4. Результаты расчета потенциального смыва почв в Красноярской лесостепи, полученные на основе адаптации существующих методик к местным природно-климатическим условиям с учетом показателей предшествующего осеннего увлажнения почвенного покрова и интенсивности поступления воды на поверхность почвы в период снеготаяния показывают значения, близкие к измеренным величинам.

Практическая значимость:

1. Модернизация экспериментальных методик измерения смыва, учитывающая местные особенности сезонно-мерзлотного режима почв. В частности, модернизация метода шпилек позволяет зафиксировать величины мерзлотного пучения-опускания почв и исключить их из показаний шпилек. Это улучшает точность данного метода и делает возможным его применение при измерении смыва и аккумуляции почв от талых вод в условиях Средней Сибири.
2. Адаптация методик расчета потенциального смыва для их применения в условиях Средней Сибири, позволяющая уточнить расчетные величины эрозии от талых вод и в дальнейшем на их основе более эффективно и

рационально планировать комплекс противоэрозионных мероприятий. Это приведет к снижению деградации пахотных земель от эрозии и увеличения урожайности сельскохозяйственных культур.

Апробация работы. Ключевые положения диссертации докладывались и обсуждались на совместных семинарах Лабораторий Гидрологии, Климатологии, отдела Гляциологии Института Географии РАН; семинаре кафедры Гидрологии Суши и НИЛ Эрозии почв и Русловых процессов им. Н.И. Маккавеева Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова; IV Международной конференции «Агробизнес, экологический инжиниринг и биотехнологии» - AGRITECH IV - 2020 (г. Красноярск, 2020 г.), Всероссийской конференции «Процессы самоорганизации в эрозионно-русловых системах и динамике речных долин» (г. Томск, 2012 г.), IX региональной научно-практической конференции молодых ученых СФО «Инновации молодых учёных аграрных вузов - агропромышленному комплексу Сибирского региона» (г. Омск, 2011 г.), III Международной (заочной) научно-практической конференции молодых ученых «Инновационные тенденции развития Российской науки» (г. Красноярск, 2010 г.), Международной научно-практической конференции «Актуальные проблемы экологии, защиты растений и экологического земледелия» (г. Саратов, 2009 г.). Материалы данной работы использованы в учебном процессе при проведении практических занятий в ФГБОУ ВО "Красноярский государственный аграрный университет" на кафедре Природообустройства по курсам "Эрозия почв", "Климат почв".

Публикации. По теме диссертации опубликовано двенадцать работ, в том числе одна – в изданиях *Scopus*, две – в изданиях *Web of Science ESCI/RSCI*, две – в изданиях из перечня рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из 4 глав, введения, заключения, списка литературы и приложений. Текст диссертации

представляет собой рукопись, изложенную на 247 страницах машинописного текста, включает 59 рисунков и 45 таблиц. Список литературных источников включает в себя 115 наименований. Приведенные в тексте диссертации таблицы, графики, рисунки и фотографии, если это не оговорено, разработаны автором диссертации.

Автор выражает глубокую благодарность д-ру геогр. наук Д.А. Буракову за руководство научной работой на всех этапах исследования, д-ру геогр. наук Р.С. Чалову, д-ру геогр. наук Л.Ф. Литвину, д-ру геогр. наук Г.А. Ларионову, д-ру геогр. наук Н.С. Евсеевой, д-ру геогр. наук О.И. Баженовой, д-ру геогр. наук Ю.В. Рыжову, д-ру с.-х. наук Едигеичеву Ю.Ф., канд. геогр. наук Кожуховскому А.В., сотрудникам отдела гидрологических прогнозов Красноярского Гидрометцентра.

Глава 1. Эрозия почв от талых вод (состояние изученности)

1.1. История исследования эрозии почв

1.1.1. Исторический обзор

В России исследование эрозии почв началось в XVIII веке. В дальнейшем изучению данного явления уделялось все большее внимание. В XIX веке этими исследованиями занимались такие ученые, как А. И. Войсков (1884), П. А. Костычев (1886, 1893), В. В. Докучаев (1892), и др. [57].

В XX столетии существенный вклад в изучение гидрологических и эрозионных процессов сделали Я. В. Корнев (1937), С.С. Соболев (1948, 1950), Н. И. Маккавеев (1955) и др. В данный период было основано большое количество научно-исследовательских институтов и опытных станций, где произведены многие стационарные и лабораторные исследования процессов смыва, что дало возможность получить значительные данные и сделать многие открытия в области эрозиоведения. Начиная с 1967 года, в СССР было проделано огромное количество работ, направленных на борьбу с эрозионными процессами, в т. ч. по составлению региональных схем противоэрозионных мероприятий, рекомендаций по борьбе с эрозией и т.д. [57, 81, 82]. В Сибири в XX веке всплеск усиления эрозионных процессов произошел в связи с освоением целинных земель (1954 г.), особенно высокий смыв наблюдался на территории Тувы, Хакасии, и Забайкалья [77, 42, 69].

1.1.2. Развитие методов расчета эрозии

В процессе сельскохозяйственного освоения земель, по мере увеличения площадей распашки стали ярче проявляться негативные последствия эрозии почв. В связи с этим были разработаны первые расчетные модели для прогнозирования величины эрозии, ее количественной оценки, для обоснования методов предупреждения [59, 67, 113].

Значительные исследования эрозии почв для целей разработки расчетных моделей начались в США в 1915 г. Были проведены эксперименты по изучению влияния различных типов севооборотов на величину поверхностного стока и интенсивность смыва почв. В 1920-1930-х годах эрозионные исследования расширяются. В этот период были изучены большинство факторов смыва и их влияние на величину эрозии [67].

Одно из первых уравнений (разработанное А. В. Цингом, 1940), было основано на зависимости величины потерь почвы от длины и крутизны склона, установленной в результате проведения эксперимента по искусственному дождеванию в полевых условиях. По данным Цинга, при двукратном увеличении крутизны склона потери почвы возрастают в 2,61 – 2,8 раза.

В дальнейшем это уравнение изменялось и совершенствовалось; были учтены факторы почвозащитных свойств сельскохозяйственных культур, эродированности почвы, обоснован коэффициент влияния агротехники на величину смыва и др. [60, 67, 110]. Г. Масгрейвом (1947) была установлена зависимость между параметрами осадков и количеством смытой почвы. За основу брался слой дождя 30-ти минутной продолжительности и 50-ти процентной обеспеченности.

Г. Масгрейв предложил уравнение расчета потерь почвы с учетом уклона, длины склона, растительного покрова и количества осадков [67, 110, 113]. Как показали последующие исследования, предложенный Масгрейвом показатель эродирующей способности осадков не учитывает региональные различия в величине выпадающих осадков и их внутригодовом распределении [60, 67].

С целью обобщения результатов региональных исследований с середины 1950-х годов были начаты исследования по прогнозу развития эрозии. Были проанализированы и обобщены результаты более чем на 8000 участков на территории 21 штата. В итоге этих работ получено *Универсальное уравнение смыва* (USLE) для расчета величины потерь почвы, называемое также *формулой Уишмейера-Смита* [59, 67, 112], согласно которой величина смыва рассчитывается как произведение факторов, характеризующих осадки,

эродируемость почвы, длину и крутизну склона, хозяйственное использование и применение противоэрозионных мероприятий [14, 60].

Создание Универсального уравнения стало большим успехом в области эрозиоведения. Формула Уишмейера-Смита дает возможность расчета смыва с учетом основных факторов процесса эрозии. Однако, анализируя Универсальное уравнение, Г. А Ларионов показал, что на его основании невозможно получить результат для склонов длиной более 90 м и крутизной свыше 15-20 % [60].

Следует уделить внимание развитию расчетных моделей эрозии от талых вод за рубежом. В процессе дальнейших исследований, проводимых западными учеными, Универсальное уравнение дорабатывалось и усовершенствовалось, в результате чего появились компьютерные модели, которые, являясь развитием USLE, дают возможность оценки не только от дождей, но и от талых вод. Рассмотрим некоторые из них.

Существенный прогресс в развитии моделирования эрозионных процессов был достигнут в США и Канаде. На основе Универсального уравнения были разработаны модели, получившие название RUSLE и WEPP. Для оценки эрозии от талых вод в этих моделях применяется уравнение расчета смыва от ливней; но принимается, что эрозия от талых вод происходит только в виде ручейкового смыва. При этом в уравнениях используются показатели, характеризующие промерзание и оттаивание почвенного покрова [103, 111].

Модель USLE в западных странах также периодически используется для определения снеготалой эрозии, но только для приближенных, грубых оценок. В модели RUSLE оценка смыва от талых вод основывается на модели ручейковой эрозии, в которой приведены параметры условий снеготаяния, промерзания почв, а эрозионный индекс ливневых дождей заменен на величину стока, которая зависит от годовых осадков. Уравнение эрозии имеет такой же вид, как USLE, но расчетные формулы всех шести его параметров были переработаны и уточнены.

В модели WEPP предусмотрена возможность расчета эрозии как с отдельного склона, так и с водосбора в целом. Она дает возможность оценить

процессы отрыва и перемещения почвенных частиц, что позволяет определить величину эрозионно-аккумулятивных процессов как в зоне смыва, так и за ее пределами, в местах формирования аккумулятивных отложений [103, 111].

Кроме модели RUSLE, в процессе доработки Универсального уравнения появилась еще одна модель, которая может применяться для оценки эрозии от талых вод, и получившая наименование MUSLE. В своей структуре параметры этой модели включают данные о весеннем стоке. Отметим, что модели RUSLE и MUSLE наибольшее распространение получили в США и Канаде [108, 111].

В Европе моделирование процессов смыва от талых вод производилось на территории Германии, Дании и в скандинавских странах с использованием модели EUROSEM, разработанной в Италии (Сислоу). Эта модель имеет модульную структуру и позволяет спрогнозировать величины потерь почвы на малых микроводосборах и отдельных полях. Наиболее сложной задачей при использовании данной модели оказалась оценка изначальных условий района моделирования. Таким образом, полученные результаты требуют уточнения [102].

Следует отметить работы по изучению эрозии талых вод, проводимые в последние годы на территории Китая. Так, в северо-восточной части страны, в регионе Моллисоль, проводились долгосрочные непрерывные наблюдения эрозионно-аккумулятивных процессов и изменениями величин талого стока с применением модели оценки почвы и воды (SWAT). Применялись комплексные подходы, сочетающие проведение полевых исследований и моделирования величин стока и смыва, а также лабораторных экспериментов по оценке величины водопроницаемости почв в период весеннего снеготаяния и выпадения ливневых дождей. Результаты применения такого комплексного подхода позволили лучше оценить динамику и взаимосвязь величин поверхностного стока, интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов и степени инфильтративности почвенного покрова. Было установлено, что максимальные величины эрозии почв отмечены в апреле, июле и августе, их интенсивность коррелирует с поверхностным стоком.

Отмечено, что потери почвы в весенний период были выше, чем в период дождей, по причине более высоких величин поверхностного стока [114].

В разработку отечественных моделей расчета существенный вклад внесли Н. Н. Бобровицкая (1977), В. Д. Иванов (1975) и Г. П. Сурмач (1979). В основе моделей данных авторов положена зависимость между величиной поверхностного стока и смывом почв. В качестве исходных данных для разработок послужили исследования смыва почв на стоковых площадках [60]. Помимо этого, Г. А. Ларионовым (1993) произведено усовершенствование Универсального уравнения и предложены новые варианты расчета.

Результаты исследований Н. Н. Бобровицкой (*Государственный гидрологический институт*), учитывают зависимость между слоем стока и величиной смыва почв, установленной в результате натурных наблюдений [14, 60]. Г. А. Ларионов (МГУ) переработал данную модель, введя фактор смываемости почв и фактор уклона [60]. Модель была адаптирована для отрезков линий тока на склонах.

В *Методических указаниях* по проектированию противоэрозионной организации территории при внутрихозяйственном землеустройстве в зонах проявления водной эрозии (1989) [66] предусматривается, что потенциальный смыв от *талых вод* в условиях чистого пара и зяби зависит от параметров эрозионного потенциала талого стока, эрозионного потенциала рельефа и смываемости почв. При размещении севооборотов сельскохозяйственных культур вводятся коэффициенты защитной роли севооборота и агротехники [14, 66].

1.1.3. Обзор результатов натурных наблюдений и лабораторных опытов, посвященных исследованию эрозионно-русловых процессов

1.1.3.1. Исследование процессов формирования русел

Для исследования формирования русла при исключении влияния осложняющих факторов (например, первичного рельефа), М. А. Великановым и Н. С. Шарашкиной в 1948-1955 гг были поставлены специальные эксперименты в

Лаборатории русловых процессов МГУ. Суть их заключалась в том, что в специальный лоток длиной 16 м и шириной 2 м насыпался грубо просеянный песок. Лотку придавался уклон. На поверхности песка пускался поток воды с заданной постоянной величиной расхода и велись непрерывные наблюдения над процессом образования русла (рисунок 1.1). В ходе всего эксперимента производились измерения, зарисовки, применялись фотографирование и замедленная видеосъемка. Продолжительность экспериментов измерялась сотнями часов [15, 16].

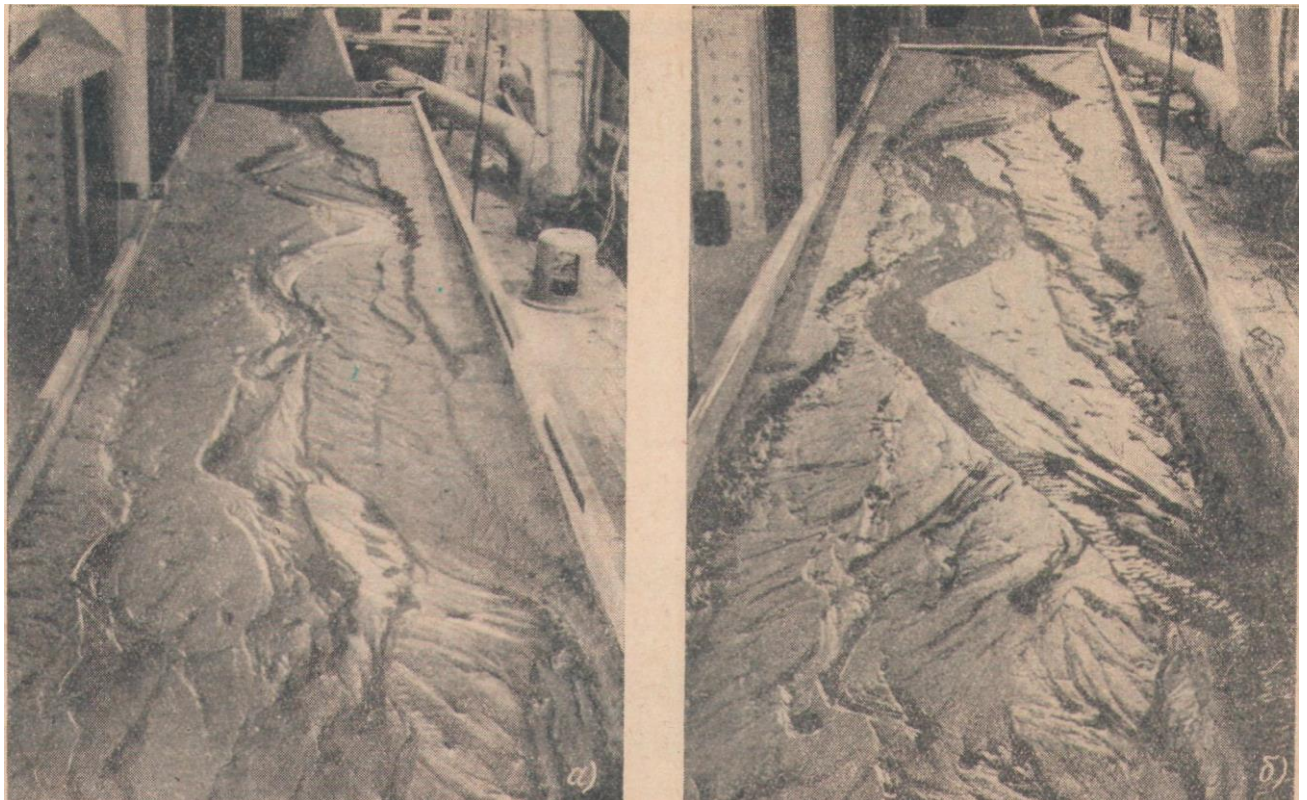


Рис. 1.1. Фотографии русел микрореки; *а* – через 442 часа, *б* – 1008 часов (М.А. Великанов, 1955, [15])

В начале эксперимента равномерный поток воды поступал широкой полосой при малой (3-4 мм) глубине, в основном сохраняя прямолинейное направление. Но очень быстро в данном потоке выделилось динамическое ядро в виде узкой извилистой струи, скорость которой была выше, чем остального потока. Образовавшаяся струя вымывала под собой дно, создавая извилистое

русло, которое постепенно увеличивалось в размерах и концентрировало в себе живую силу потока. Этот процесс продолжался до тех пор, пока размеры русла не оказались достаточными для того, чтобы полностью уместить в себе весь поданный расход, а прежнее дно первоначального потока превратилось в «пойму» водотока (рисунок 1.1.).

В результате дальнейшего хода эксперимента смываемые частицы, влекаемые потоком, выносятся вниз по течению и в тех местах, где их количество превышало эрозионную способность потока, наносы нагромождались, образуя местный базис эрозии. При продвижении эрозии вниз по течению образуются новые извилистые врезы и террасы, пока в конечном итоге микрорека не принимала окончательную динамически устойчивую форму, которая в природных условиях сохраняется неопределенно долгое время [15, с. 273-276]. На рис. 1.1 представлены фотографии эксперимента. На первом опыте (рис. 1.1, а) величина равномерного расхода воды составила 0,6 л/с, уклон – 0,02, средняя глубина в конце опыта – 1 см, средняя ширина – 26 см, продолжительность опыта – 442 часа. На втором опыте величина расхода была меньше – 0,3 л/с. Первичный уклон, средняя ширина и глубина те же, что и при первом опыте [15, 16].

Из результатов данного эксперимента видно, что, меандрирование русла является следствием динамической структуры самого потока [15]. Моделирование формирования русла в лабораторных условиях дает результаты, аналогичные естественным природным условиям. Очевидно, что в естественных условиях особенности проявления русловых процессов существенно более разнообразны, чем в лаборатории, вследствие особенностей водного режима, рельефа, геологического строения, почвенного и растительного покрова.

1.1.3.2. Распределение скоростей течения в потоках

Рассмотрим распределение скоростей на различных участках потока.

Прямые участки. Как указывает М. А. Великанов, распределение скоростей

на прямых участках турбулентного потока удобней рассматривать отдельно в вертикальном и горизонтальном направлениях, т. е. в профиле и в плане [15].

Предложено много эмпирических кривых распределения скоростей по вертикали – гипербола, эллипс, синусоида, параболы высших порядков и т. д. По мнению М. А. Великанова, наиболее надежными формулами для расчетов вертикального вида скоростей являются логарифмическая и парабола дробного порядка [15, 16].

Как указывает М. А. Великанов, если исключить случаи резкого очертания профиля потока и участки крутых поворотов русла, то при постоянном уклоне скорость зависит только от глубины в данной точке [15].

Течение на закруглениях. Извилистость потока создает характерное распределение скоростей. На изогнутых участках поверхностные струи воды под влиянием центробежной силы и силы инерции отклоняются к вогнутому берегу, размывая его. Отражаясь от берега, они отклоняется вниз, образуя придонное течение, направленное к противоположному выпуклому берегу, где аккумулируются продукты размыва. Распределение продольных осредненных скоростей на изогнутом участке потока имеет характер, близкий к винтообразному (поперечная циркуляция).

Русло потока, как правило, имеет извилистый характер. Как показали лабораторные опыты М.А. Великанова, поперечная циркуляция способна сама создавать изгибы русла [15, 16]. Это связано с циркуляционным характером потока. Первоначальные небольшие искривления русла, вызванные неравномерностью воздействия турбулентных струй на размываемые берега, в дальнейшем превращаются в излучины вследствие возникновения поперечных циркуляций и связанного с ними размыва вогнутых и намыва выпуклых берегов [12, 14].

Подчеркнем, что для микроручейковой сети характерны все описанные выше особенности скоростного поля потока.

1.1.3.3. Характеристика наносов

Движение твердых частиц осуществляется в форме *взвешенных* (распределенных в толще потока) и *донных* (влекомых по дну) наносов. Влекомые наносы перемещаются в потоке либо влечением по поверхности дна (крупный песок, галька), или *сальтацией* – скачкообразным движением частиц в придонном слое, происходящим в результате подхвата их восходящими вихрями [94].

Взвешенные частицы вовлекаются в поток за счет действия вертикальной составляющей скорости, т.е. в результате ее превышения над *гидравлической крупностью* частиц (скоростью их гравитационного падения). Наиболее крупные частицы перемещаются преимущественно в нижних слоях потока, а мелкие – по всей толще [12]. Концентрация взвешенных частиц (мутность) увеличивается от поверхности водотока в направлении дна.

На мутность оказывают влияние уклон, гранулометрический состав почв, а на пашне – и состояние агрофона (стерня, пар, состояние растительности) [29]. Наибольшая мутность наблюдается на крутых распаханых склонах. По данным полевых наблюдений, концентрация взвешенных частиц в микроручьях на пашне в зависимости от состояния поверхности может изменяться от 0,1 до 100 г/л [35].

Отрыв отдельных частиц от поверхности дна происходит при достижении пульсирующими скоростями значения так называемой *срывающей* скорости. При увеличении средней скорости потока возрастает число одновременно срываемых зерен. В процессе транспорта наносов поток теряет часть своей энергии (*«работа взвешивания»*) [30].

В процессе *транспортировки* наносов основную роль играют вихревые возмущения разных частот и размеров. Решающее значение в формировании профиля концентрации имеют возмущения, обладающие достаточными для придания наносам взвешенного состояния вертикальными скоростями. Наиболее крупные низкочастотные вихреотделения определяют высоту «потолка» взвешивания. Вихреотделения средних и высоких частот играют значительную роль в формировании поля скоростей [30].

Скорость осаждения твердых частиц в стоячей воде называется *гидравлической крупностью наносов*. Она пропорциональна их геометрическим размерам: частицы с диаметром свыше 1,5 мм осаждаются при турбулентном режиме по извилистым траекториям, частицы мельче 0,15 мм осаждаются при ламинарном режиме обтекания практически вертикально. В диапазоне диаметра 0,15 – 1,5 мм имеет место переходной режим осаждения наносов [15, 30].

Осаждение наносов происходит по-разному в стоячей и движущейся воде. В первом случае скорость осаждения равна их гидравлической крупности. Скорость падения при очень малых размерах наносов зависит от вязкости воды (ламинарный режим обтекания). При осаждении наносов большими скоплениями скорость их падения уменьшается с увеличением их концентрации.

В движущейся воде осаждение представляет собой сложный процесс, связанный с распределением пульсационных скоростей в потоке. На участках с меньшей средней скоростью потока уменьшаются вертикальные составляющие пульсационных скоростей и осаждение наносов происходит более интенсивно, чем на участках с высокой скоростью. Этим объясняется интенсивная аккумуляция наносов в дельтах [15, 16].

Формирование и перемещение донных гряд. Результаты лабораторных опытов В.Н. Гончарова показали, что до достижения потоком некоторой критической скорости происходит захват частиц в толщу и их возврат на всю поверхность дна в равных количествах. Если скорость потока увеличивать, то частицы по-прежнему будут захватываться и осаждаться, но на поверхности дна начинают образовываться рубежи, на которых отсутствует захват, но происходит только остановка движения частиц [30, с. 253-258]. Таким образом, при критических скоростях на дне формируются вихревые барьеры с расположенными на одинаковом расстоянии друг от друга осями. Из остающихся в этих вихревых барьерах частиц возникают гряды небольшой высоты с пологим верхом и крутым нижним откосом.

Многочисленные исследования [34, 77, 95, 96, 98 и др.] показывают, что в

пределах речных бассейнов в процессе отрыва и транспортировки смытых частиц происходит переотложение вещества по профилю склонов, это проявляется в устойчивой аккумуляции смытого материала в различных микроразделах гидрологической сети, на различных элементах склонов в процессе разгрузки водных потоков. Только малая часть (от 2% до 20%) смытых частиц может достигать русла реки. Однако в русле потока, кроме доставленных с поверхности водосбора продуктов смыва, содержатся доля частиц, которые являются следствием размыва самого русла. [96, 98].

1.1.3.4. Русловые формы

Выделяются три основные формы русел [95].

1. *Микроформы*. Представляют собой систему донных гряд небольшого размера (меньше глубины потока). Высота гряд составляет от нескольких сантиметров и выше, а скорость их смещения достигает нескольких метров в сутки. Гряды образуются в потоке в процессе отрыва частиц от поверхности дна и их осадения при увеличении скорости потока [12, с. 209].
2. *Мезоформы*. К данной форме относятся более крупные и однородные участки русла, а также его глубокие участки (перекаты, плесы). Помимо этого, к мезоформам относят осередки – подвижный вид отмелей, не занятый растительностью и не соединенный с берегами [97; 12, с. 209]. *Перекатом* называется крупная гряда, пересекающая русло потока под острым углом – 20-30°. Нижний склон данной гряды достаточно крутой, верхний – более пологий. Перекат сопрягает прибрежные отмели, называемые побочными [15, 16]. *Плес* – это понижения дна, расположенные между перекатами. Чередование плесов и перекатов в русле формирует системы (плес – перекат), которые, аналогично другим формам, могут смещаться вниз по течению. Для постоянных водотоков скорость смещения может достигать нескольких метров в год [14, 15]. На слабоизвилистых

руслах происходит смещение перекатов вниз по течению. В извилистых руслах перекааты расположены на прямых участках между изгибами. В самих излучинах располагаются плесовые лощины, участки с максимальной глубиной вблизи вогнутого берега.

3. *Макроформы* представляют собой крупные участки русла: излучины (меандры), систему разветвлений и участки разбросанного русла [15, 16, 78].

1.2. Проявления склоновой эрозии в различных ландшафтах

Антропогенная эрозия проявляется как на сельскохозяйственных землях, так и на тех, которые не используются для сельскохозяйственного производства. В некоторых случаях эрозию почв подразделяют на сельскохозяйственную (смыв с пашни, пастбища), лесную и т.д. [41]. Рассмотрим проявления эрозии почв в различных условиях агрофона и использования земель.

1.2.1. Эрозия на обрабатываемых землях

Смыв на пашне зависит от природных и антропогенных факторов. С одной стороны, природные факторы – это рельеф, климат, состояние агрофона, почвенно-геологические условия, увлажнение территории и т. д., с другой – применяемая система земледелия, в т. ч. агротехника, система севооборотов, обработка почвы и др. [60, 109].

Л. Ф. Литвин (2002) указывает, что основными активизирующими развитие эрозии антропогенными факторами являются периодическая обработка почвы, вызывающая разрушение естественного дерново-растительного слоя на пахотных склонах и изменение нано- и микрорельефа. Различную почвозащитную роль оказывает возделываемая растительность. Л.Ф. Литвин выделяет общие отличительные черты эрозии на обрабатываемых землях:

- изменяющаяся водопроницаемость почв с выраженной пространственной и внутригодовой динамикой, связанной с периодичностью обработки, а также процессами набухания, усыхания, уплотнения и разуплотнения грунта;
- пониженная противоэрозионная устойчивость почв, связанная с их обработкой, разрыхлением и распылением, уменьшением количества водопрочных почвенных агрегатов;
- различная почвозащитная способность сельскохозяйственных культур;
- специфический, особо упорядоченный микро- и нанорельеф;
- периодическое заравнивание неровностей пашни в результате обработки, в том числе и микроручейковых размывов;
- планирование территории под размещение полей, ограничивающее амплитуду уклонов и длин склонов в зависимости от свойств и возможностей сельскохозяйственной техники, культуры и пригодности земель для обработки;
- преобладание склоновых водосборов с рубежами стока антропогенного происхождения [62].

При массовом снеготаянии на склонах пашни талыми водами формируется сеть струйчатых размывов. При стоке талых вод смыв в приводораздельных частях склона чаще всего отсутствует, поскольку скорость потоков недостаточна для отрыва и перемещения почвенных частиц. Эрозия начинается после образования ручейков с достаточной величиной расхода воды. Микроручьи часто образуются в параллельных бороздах, оставленных после обработки пашни сельскохозяйственными орудиями. Число микроручьев на пашне зависит от интенсивности снеготаяния, а также от микро- и мезорельефа пашни. Крупные водотоки в промоинах возникают в основном на дне ложбин и лощин [37, 60].

Скорость потоков талых вод зависит от длины и крутизны склонов, периода снеготаяния и времени производимых замеров. Как показали наблюдения Н. С.

Евсеевой (2009), скорости потоков достигают максимальных значений в период времени с 15 00 до 17 00 часов [37].

По достижении водными потоками размывающих скоростей начинается ручейковый смыв, усиливающийся при слиянии водотоков и по мере концентрации стока в сети ложбин и лощин. Верхние звенья ручейковой сети в данном случае транспортируют смытый пластовыми потоками материал вниз по склону. По мере уменьшения уклона гидрографической сети эрозия может смениться аккумуляцией [60].

В период снеготаяния наблюдаются случаи выпадения интенсивных дождей и ливней. Смыв от ливневых вод осуществляется за счет ударных волн в пластовых потоках воды, возникающих при падении капель дождя. В таких случаях, талые и дождевые воды оказывают суммарное влияние на процессы смыва и размыва почв. Периодическое обнажение на пашне почвенного покрова от растительности определяет сочетание размыва и эрозии разбрызгивания. Как указывает Л. Ф. Литвин (2002), отсутствие растительности совпадает с состоянием наибольшей распыленности почвы, и в этом случае важнейшее значение приобретает эрозия разбрызгивания. В результате при выпадении ливневых дождей даже небольшие потоки получают почвенный материал, готовый к транспортировке. Вследствие этого эрозия может охватывать склон полностью, начиная от линии водораздела [62].

Стоит отметить, что обработка пашни сельскохозяйственными орудиями, в зависимости от вида и периодичности вызывает резкую дифференциацию и общее снижение водопроницаемости почвы. Культивация влияет на противозэрозионную стойкость почвы (ПСП), т.е. на ее способность противостоять размыву. Сразу после обработки данная величина минимальна; затем, по мере роста сцепления агрегатов почвы, значение ПСП увеличивается. Главным фактором, влияющим на величину ПСП, является наличие и количество корней в почвенном покрове. Содержание в почве корней улучшает межагрегативное

сцепление и структурность почвы и, как следствие, увеличивает сопротивляемость почвенного покрова размыву [19, 21, 62].

Главной задачей всех противоэрозионных мероприятий на обрабатываемых землях является предотвращение разрушительного воздействия ускоренной эрозии путем уменьшения ее до величины *допустимого смыва*, т.е. той предельной интенсивности эрозии, которая компенсируется почвообразованием.

Определение темпа почвообразования является сложной задачей. Как указывает М. Н. Заславский (1983), на сельскохозяйственных землях этот процесс зависит от влияния ряда факторов, таких как длительность использования почвы под пашню, состав возделываемых культур, чередование культур в севообороте, виды, дозы и способы внесения удобрений, проявления водной эрозии и дефляции, системы обработки почв и т.д. [7, 40, 109].

1.2.2. Пастбищная эрозия

Эрозия на пастбищах развивается при совокупности тех же факторов, что и на пахотных землях, но имеет ряд особенностей [60].

В развитии пастбищной эрозии, как правило, выделяют две основные стадии [41]:

- разрушение поверхности почвы и дернины при чрезмерном выпасе скота;
- смыв и размыв почвенного покрова поверхностным стоком ливневых и талых вод.

При этом, как отмечает М. Н. Заславский (1979), разрушение дернины и поверхности почвы при чрезмерной пастбищной нагрузке не является эрозионным в общепринятом понимании этого термина, но при этом оно создает условия для проявления эрозионных процессов на склонах пастбищ. Непосредственно эрозионной является вторая стадия [41].

Г. А. Ларионовом (1993) исследованы отличительные черты образования и развития пастбищной эрозии. Рассмотрим их подробнее.

Очаговый характер распространения. Пастбищная эрозия в основном приурочена к выпасаемым склонам. Естественный растительный покров защищает почву от смыва, и в связи с этим ускоренная эрозия проявляется, как правило, при чрезмерном выпасе скота. При высоких нагрузках на склоны пастбищ начинается постепенная деградация растительности, разрушение дернины, уплотнение и обесструктурирование верхнего слоя почвы. Кроме этого, в процессе выпаса образуются микротеррасы – лишённые растительности, поперечные склону скотобойные тропы [60, 62].

Уплотнение почвы и ее распыление приводят к резкому снижению водопроницаемости, величина ее снижения может достигать десятков раз. Дифференцируется растительный покров, – запасы фитомассы на сбитых скотом участках в несколько раз меньше, чем на несбитых [62].

Сохранение борозд. Одной из особенностей смыва на пастбищах является сохранение в течение длительного времени возникших эрозионных борозд. Это является следствием большего, по сравнению с пахотными землями, влияния на процессы эрозии щебнистости почвы. По мере накопления щебня на поверхности почвы интенсивность эрозионных процессов снижается и с образованием отмокотки почти полностью прекращается [60].

Зональность. Как показали исследования Г. А. Ларионова (1993), по сравнению с пахотными землями, для эрозии на пастбищах более характерны зональные черты. Например, значения эрозии наиболее высоки в *горно-степном поясе*. Это связано со склонностью растительного покрова к изреживанию при чрезмерной нагрузке и высоких значениях эрозионного потенциала осадков. В *горно-луговом и горно-лесном поясах* растительность более устойчива и существенного изреживания при перегрузке пастбищ не происходит. В зоне пустынь и полупустынь по сравнению со степями растительный покров более подвержен разрушению, интенсивность эрозии ограничивается низким значением эрозионного потенциала осадков [60].

1.2.3. Эрозия на лесохозяйственных землях

Уничтожение лесов вызывает ряд негативных последствий для народного хозяйства и окружающей среды, к которым относятся усиление водно-эрозионных процессов, снижение качества воды в водотоках и водоемах, нарушение водного режима и баланса. Рассмотрим, следуя [62, 70], особенности развития эрозионных процессов при нарушении почвенно-растительного покрова – на вырубках, гарях, при наземной *трелевке* леса (сборе и транспортировки поваленных деревьев, очищенных от сучьев стволов и бревен).

В процессе наземной трелевки происходит нарушение (уничтожение) растительного покрова на лесных дорогах и волоках, сдирание и уплотнение верхних слоев почвы. После выпадения осадков на указанных участках образуются потоки воды, размывающие почву. Рисунок сформировавшейся сети струйчатых размывов определяется расположением путей вывоза лесоматериалов.

Свежие вырубки оказывают большое влияние на сток наносов. Как показывают наблюдения, при достижении значения площади свежих вырубок 5 % от площади водосбора, сток наносов возрастает примерно в 9 раз [61, 70]. Как показали исследования, на склонах крутизной до 5° величина эрозии может достигать 2400 т/км² в год, более 5° – 6500 т/км² и выше. Стоит отметить, что интенсивность смыва на вырубках всех типов леса тесно связана с технологией лесосечных работ. Наивысших значений эрозия достигает в случае, если доля поврежденной почвы и растительного покрова на лесосеках превышает 50 % от ее площади [55, 70].

Существенную роль в развитии эрозионных процессов на вырубках могут оказывать пожары. Такие вырубки могут быть эрозионно-опасными на протяжении более продолжительного времени вследствие увеличения минерализованной поверхности из-за уничтожения живого надпочвенного покрова. Сроки прекращения эрозии, по данным наблюдений, могут быть сдвинуты с 3-5 летнего до 9-10 летнего возраста [55].

Гари оказывают меньшее влияние на модуль стока наносов, чем вырубки. Это связано с тем, что на них, как правило, отсутствуют дороги, и на границе с лесом поверхностный сток переходит во внутрисочвенный. Продукты эрозии осаждаются преимущественно на поверхности склонов, и меньшая их часть достигает гидрографической сети [70].

1.3. Особенности развития водной эрозии почв в Сибири

Развитие эрозии почв на сельскохозяйственных землях в Сибири имеет ряд особенностей, обусловленных естественно-историческими условиями территории. Наиболее весомую роль, как правило, играет смыв от талых вод, так как эрозионные процессы развиваются преимущественно при весеннем снеготаянии, охватывающем одновременно большие площади. При этом необходимо отметить, что большинство исследований эрозии почв проводились на территории европейской части России, которая отличается от Сибири природно-климатическими условиями, и прежде всего, глубиной промерзания почвы [71, 88, 101].

А.Д. Орлов (1988) и А.А. Танасиенко (2003) выделяют следующие общие отличительные черты эрозионных процессов в условиях Сибири:

- изрезанный холмисто-увалистый рельеф;
- максимальные величины выпадения осадков во второй половине лета и их неравномерное распределение в течение года;
- глубокое и сильное промерзание почвы;
- накопление высоких запасов холода в толще почвенного покрова [88, 101].

В зимний период при воздействии вышеназванных факторов в годы с высоким осенним увлажнением в верхней части почвенного покрова формируется мерзлотный экран, который существенно снижает водопроницаемость почв и в период снеготаяния повышает величину талого стока [72, 88, 101].

Накоплению запасов холода в почвенном покрове способствуют количество осадков, сумма отрицательных температур воздуха, неравномерный характер распределения снежного покрова. При неравномерном распределении снега на участках с наибольшим снегонакоплением смыв в местах скоплений снега может достигать высоких величин [29].

В Сибирском регионе большинство исследований эрозии почв на обрабатываемых землях проведено в пределах Западной Сибири (Предсалаирье, Бие-Чумышская возвышенность, Томь-Яйское междуречье, Кузнецкой котловины) [51, 68, 71].

В Центральной и Восточной Сибири полевых исследований эрозии недостаточно. Необходимо отметить исследования Института Географии СО РАН, сотрудники которого изучали эрозионные процессы на территории Назаровской и Минусинской котловин в Красноярском крае, в Прибайкалье и Западном Забайкалье [2, 50, 73]. Рассмотрим основные результаты исследований эрозии почв Сибири.

1.3.1. Эрозионные процессы в Западной Сибири

Глубокое промерзание почвы на территории Сибири является важным фактором смыва почв. Как показал В.Д. Комаров [52], в связи с тем, что глубина промерзания почвы на полевых участках, как правило, здесь превышает 70 см, изменчивость глубины промерзания по годам, практически не влияет на объем поверхностного стока, и, следовательно, на величину смыва. На это обстоятельство указывает и А. Д. Орлов (1971).

Осеннее увлажнение почвы в лесостепной и степной зонах Сибири в широких пределах изменяется от года к году, поэтому содержание льда в почве из года в год оказывается различным. Именно этот фактор обуславливает изменчивость талого стока и смыва почв в Сибири [88, 29, 52].

В степной и лесостепной зонах европейской части России глубина промерзания почв очень мала, а в некоторые годы она бывает настолько

незначительной, что при повышении температуры воздуха почва оттаивает практически полностью еще до начала интенсивного снеготаяния [71]. Следовательно, в Европейской России изменчивость глубины промерзания и осеннее увлажнение влияют совместно [52, 72].

В лесостепной зоне Западной Сибири наиболее характерен адвективно-радиационный тип снеготаяния и затяжная весна. Период снеготаяния и стока прерывается похолоданиями продолжительностью до 7 дней. Как показали исследования в Приобском плато, величина поверхностного стока и смыва почв определяется при прочих равных условиях запасами воды в снеге, солнечной радиацией и температурным режимом в период снеготаяния [72, 101].

Исследования показывают, что в лесостепной зоне на северных склонах величина талого стока и смыва равна или выше, чем на склонах других экспозиций, что связано с повышенным снегонакоплением, значительной глубиной промерзания (свыше 1 м) и более поздним началом весеннего стока. На южных склонах значение смыва в несколько раз меньше [101].

В Предсалаирье и на склонах Бие-Чумышской возвышенности максимальная величина талого стока образуется на склонах северной экспозиции в многоснежные морозные зимы. Существенное влияние на смыв оказывает низкая водопроницаемость почвенного покрова, обуславливающая высокую величину поверхностного стока. На пахотных склонах при использовании отвальной вспашки величина смыва составляет 1,5 – 9 т/га. На угодьях с ненарушенным дерново-растительным покровом смыв практически отсутствует. Максимальных значений эрозия достигает при неравномерном распределении снежного покрова [71, 72].

Н. С. Евсеевой и Р. В. Кнаубом проведены исследования поверхностной эрозии почв на территории *Томь-Яйского междуречья*, расположенного в юго-восточной части таежной зоны Западно-Сибирской равнины (Томская область) [51]. В структуре рельефа присутствуют прямые, выпуклые, сложные и вогнутые склоны, преобладают прямые и сложные формы. Почвенный покров

разнообразен, присутствуют темно-серые, серые, светло серые лесные, дерново-подзолистые. В целом почвы обладают слабой противозэрозионной устойчивостью. Климат континентальный, среднегодовая сумма осадков составляет около 450-500 мм. Период снеготаяния длится в среднем 26 дней [38]. В Томь-Яйском междуречье развита эрозия почв как от талых вод, так и от интенсивных дождей и ливней. Смыв почв, как показали рассматриваемые исследования, во многом зависят от условий рельефа, длины и крутизны склонов. Величина суммарного смыва достаточно велика. Так, например, за 1988 г. эрозия составила от 30 до 80 м³/га [38].

1.3.2. Эрозионные процессы в Средней и Восточной Сибири

Стационарные исследования процессов эрозии в Юго-Восточном Забайкалье (Онон-Аргунской степь) были организованы в 1963 году З. А. Титовой. С конца 1970-х годов начаты исследования на юге Лесостепной зоны Восточной Сибири – на территории Назаровской котловины (Средняя Сибирь). Помимо этого, проведены исследования процессов плоскостной денудации (в частности, плоскостного смыва) на склонах Баргузинской, Торской, Мондинской котловин в Прибайкалье [77]. Рассмотрим некоторые результаты этих исследований.

Назаровская котловина. Исследования О. И. Баженовой подтвердили значение состояния дерново-растительного слоя почвы. В ненарушенном состоянии величина смыва зависит преимущественно от крутизны склона, а при воздействии хозяйственной деятельности человека существенную роль оказывает почвозащитная способность сельскохозяйственных культур. На пологих задернованных склонах интенсивность смыва не превышает 0,1 мм/год, с увеличением крутизны и протяженности величина эрозии увеличивается до 0,8 мм/год; на более крутых склонах (свыше 20%) значение эрозии составляет до 1,5 мм/год. В случае выпадения интенсивных ливней эрозия может достигать катастрофических размеров – 14-22 мм. Для Назаровской котловины характерно

множество проявлений склоновых процессов – смыв, смещение почвенного материала, дефляция и др. По данным наблюдений, талыми водами сносится около 30 % годовой величины твердого стока, аналогичное соотношение установлено для лесостепной части Приангарья [3, 4].

По данным Института леса СО РАН, на территории *Минусинской впадины* (юг Средней Сибири) водная эрозия в целом проявляется слабее ветровой, преобладает дефляция. Главным фактором, стимулирующим водную эрозию, являются ливни во время июля-августа, которые вместе с нарушениями агротехники приводят к смыву почвы. Отдельные сильные ливни могут вызывать катастрофические проявления эрозии – до 220 т/га [77].

Сравнение результатов исследований эрозии с данными по степной и лесной зоне показывает, что в умеренном поясе Средней и Восточной Сибири эрозия достигает наибольших значений в лесостепи [2, 3, 4, 77].

На территории юга Средней Сибири талые и ливневые воды оказывают неодинаковое влияние на величину склонового стока и смыва почв на склонах. В северо-западной части территории преобладает роль талых вод, в южном и восточном направлении талый сток уменьшается, а ливневый увеличивается.

В *Прибайкалье* (Восточная Сибирь) на сельскохозяйственных землях развиваются как водно-эрозионные процессы, так и дефляция. В структуре сельскохозяйственных земель доминируют пастбища, присутствуют также пашня и сенокосы. В наибольшей степени эрозия проявляется на пахотных землях и пастбищах. Рассмотрим некоторые аспекты эрозионных процессов в Баргузинской и Байкальской котловинах [20].

Баргузинская котловина. Основные площади пашни расположены на возвышенных степных равнинах и предгорных шлейфах. Под пастбища используются участки с разнообразным рельефом. Почвы подвергаются разрушению в основном по причине дефляции, в меньшей степени – из-за водной эрозии. Смыв почвы развивается в основном на склонах с большой крутизной, при этом на территории котловины преобладают пологие формы рельефа (свыше

70 % от всей территории). Земли, подверженные водной эрозии, по классификации М. Н. Заславского в основном относятся к средне- и сильноэродируемым (0,5 – 2 мм/год). На степных склонах смыв часто протекает совместно с эоловыми процессами [20].

Байкальская котловина. Сельскохозяйственные угодья на данной территории располагаются и подвергаются воздействию эрозии в Усть-Селенгинской впадине, а Приольхонье и острове Ольхон [20].

В Приольхонье и о. Ольхон в структуре сельскохозяйственных угодий преобладают пастбища. Развиваются и оказывают влияние на процессы рельефообразования как эрозионные, так и эоловые процессы. Степные склоны, нарушаемые деятельностью человека, сильно подвержены воздействию поверхностного смыва. В целом процессы смыва доминируют над эоловыми [20].

При формировании рельефа Усть-Селенгинской впадины важную роль играют эоловые процессы, распространенные на 47% площади. Рельеф равнинный, присутствуют большие участки песчаных отложений. Распространение водно-эрозионных процессов на данной территории ограничивается малым количеством склоновых пахотных земель. Водная эрозия протекает в основном на распаханых склонах крутизной 3-5° в северо-восточной части впадины, интенсивность невелика [20].

1.4. Последствия развития современной эрозии почв

Антропогенная эрозия на пашне началась с началом хозяйственного использования земель. С того времени, как была осознана опасность эрозионных процессов, возникла необходимость их исследования для разработки методов защиты от эрозии.

Современная водная эрозия на склонах сельскохозяйственных земель может происходить от ливневых и талых вод, а также при орошении земель («ирригационная эрозия»).

Одна из самых распространенных форм водной эрозии – плоскостная, которая проявляется в виде образования сети струйчатых размывов на поверхности почвы. В связи с этим М. Н. Заславским (1979) был предложен термин «струйчатая эрозия» [41]. Развитие струйчатой эрозии обусловлено влиянием большого количества факторов. Важную роль играют климат, расчлененность рельефа, длина и крутизна склонов, тип и механический состав почвы, направление обработки, состояние агрофона и др. [23, 25, 34, 45 и др].

В естественных условиях смыв почвы частично или полностью компенсируется почвообразованием [60, 109]. Хозяйственная деятельность нарушила естественные природные процессы, при этом большое значение имеет распашка земель, лишаящая почву защитного дернового слоя.

Вмешательство человека, осуществляющего хозяйственное использование земель, вызвало многократное увеличение интенсивности смыва, причиняя вред, связанный с потерей почвенного плодородия. Ежегодно из-за этого выбывает из сельскохозяйственного использования около 3% эксплуатируемой пашни [41, 48, 60].

Эрозия почв является существенной составляющей величины уменьшения площади пашни в России, масштабы потерь составляют 566,2 млн.т. ежегодно [62]. При этом увеличивается перевод пахотных земель для несельскохозяйственных целей. Вследствие высоких величин смыва, обширного ареала пахотных земель и большого территориального распространения эрозия является важным фактором загрязнения окружающей среды, вызывая заиление водоемов, загрязнение и отравление воды смываемыми с полей вместе с частицами почвы ядохимикатами. В связи с этим ряд исследователей высказывают мнение, что эрозия на сельскохозяйственных землях является природно-антропогенным образованием, для которого хозяйственное использование земель играет не меньшую роль, чем природные факторы [7, 62]. В данной работе акцентируется внимание на плоскостной (струйчатой) эрозии от

талых вод на склонах пахотных земель (рисунок 1.2). Смыв от талых вод имеет ряд особенностей.

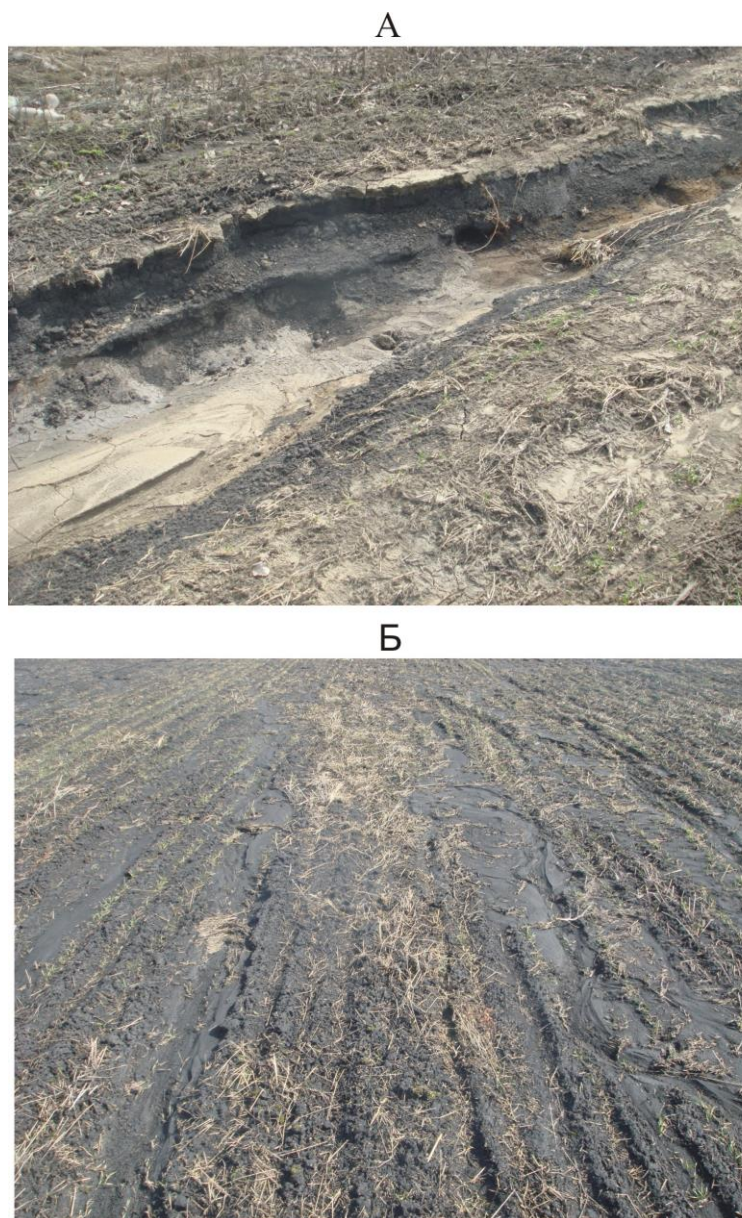


Рис. 1.2. Современная эрозия на пашне Красноярской лесостепи, урочище Долгий Лог, апрель 2011 г: А – крупная промоина в нижней части склона у кромки леса; Б – струйчатые размывы при вспашке вдоль склона.

Важную роль, при прочих равных условиях влияющую на величину смыва от талых вод, имеют климатические факторы. Большое влияние на опасность и интенсивность эрозионных процессов оказывают величина максимального запаса воды в снеге в сумме с выпавшими за период снеготаяния осадками, дружность

(интенсивность) снеготаяния, величина предшествующего осеннего увлажнения и глубина промерзания почвенного покрова [21, 24, 63, 64]. Эрозия от талых вод характеризуется следующими особенностями, отличающими ее от ливневой эрозии:

- Одновременный охват больших территорий, занятых снежным покровом. Ливневая эрозия проявляется на ограниченных участках.
- Приуроченность смыва к периоду снеготаяния, происходящему ежегодно примерно в одно и то же время. Ливневая эрозия может наблюдаться эпизодически в течение теплого времени года.
- Невысокая, по сравнению ливневой эрозией, концентрация взвешенных частиц в потоках, поскольку смыв в основном происходит по мерзлой почве.
- Эрозия от талых вод под яровыми зерновыми и овощными культурами и на паровых полях происходит на почвах, еще не занятых растительностью [35, 39].

Уместно привести сравнительный анализ интенсивности талой и дождевой эрозии, выполненный Г.П. Сурмачем [86] по результатам эксперимента, произведенного на территории правобережья Нижней Волги. В весенний период производился искусственный подток воды на заранее подготовленную с осени полевою площадку с оттаивающим верхнем слоем почвы, занятую зябью. По итогам эксперимента мутность воды была в 1,5-3 раза выше, чем при выпадении ливня: 20,6-43,7 г/л при весеннем искусственном подтоке; 14,8 г/л – при ливне. Значения расходов воды в обоих случаях были одинаковыми. На полынной залежи результаты были другими: при выпадении ливня интенсивность смыва и мутность воды были в 1,5-2 раза большими, чем весной (15,1 г/л – при ливне; 7,5 г/л – при весеннем подтоке) [86]. Из этого следует, что при прочих равных условиях состояние агрофона может оказывать существенное влияние на величину доли ливневой и снеготалой эрозии в ее среднегодовом значении.

Таким образом, смыв почв от талых вод является одним из важнейших факторов разрушения почвенного покрова, его истощения и потери почвенного плодородия. Следует отметить, что данный вид эрозии нуждается в детальном изучении: так, в западных странах при разработке расчетных моделей основное внимание изначально уделялось смыву от ливневых дождей. Возможность оценки смыва от талых вод появилась позже в процессе развития данных методик. Масштабные комплексные исследования этой проблемы проводятся в последние годы в некоторых регионах Китая. На территории Центральной России сотрудниками МГУ, Института Географии РАН проводились многочисленные исследования склонового стока и эрозии от талых вод на стационарах и опытных участках Поволжья, в Московской, Калужской, Курской, Волгоградской областях и др [6, 24, 25, 54, 86, 98]. Проблема изучения смыва от талых вод стоит наиболее остро на значительной территории в зонах с резко-континентальным климатом, длительными суровыми зимами и мерзлотным режимом почв. Детальное изучение процессов эрозии от талых вод производилось в Западной Сибири [71, 72, 88 и др.] на территории Томской и Новосибирской областях. Результаты показали, что в данных регионах наибольшую долю в суммарной величине плоскостной эрозии составляет смыв от талых вод. Однако, в Средней (Приенисейская высокая равнина) и Восточной Сибири подобных исследований в необходимом объеме не производилось; ранее выполненные исследования преимущественно затрагивали процессы овражной, ливневой, зоогенной эрозии и дефляции почв [2, 3, 4, 77, 107]. Таким образом, вопрос детального изучения процессов плоскостной эрозии от талых вод в настоящее время остается актуальным.

Глава 2. Природные условия территории Красноярской лесостепи

Исследуемая территория (Красноярская лесостепь) по условиям рельефа и климата занимает срединное положение в лесостепной зоне Красноярского края (рисунок 2.1), протяженность ее с запада на восток составляет 80 км, с севера на юг – 110 км. Площадь рассматриваемой территории составляет около 770 тыс. га [76, 92].

Красноярская лесостепь занимает территорию трех административных районов – северо-восточную часть Емельяновского, западную часть Сухобузимского и Большемуртинского районов. Естественными границами территории являются:

- на юго-западе – Кемчугское нагорье;
- на юге – Восточный Саян;
- на востоке – Енисейский кряж (рисунок 2.1.).

В северной и северо-западной частях Красноярской лесостепи орографическая граница отсутствует. Здесь происходит постепенный переход от лесостепной зоны к подзоне южной тайги [92].

2.1. Рельеф и геологическое строение

2.1.1. Характеристика рельефа

Красноярская лесостепь, как и вся территория земледельческой части Красноярского края, расположена в сложных геоморфологических условиях. Значительную роль в формировании рельефа исследуемой территории играет долина Енисея с большим количеством террас [76, 92].

Территория Красноярской лесостепи располагается на Кеть-Енисейской высокой, наклонной, всхолмленной аллювиальной равнине, расчлененной

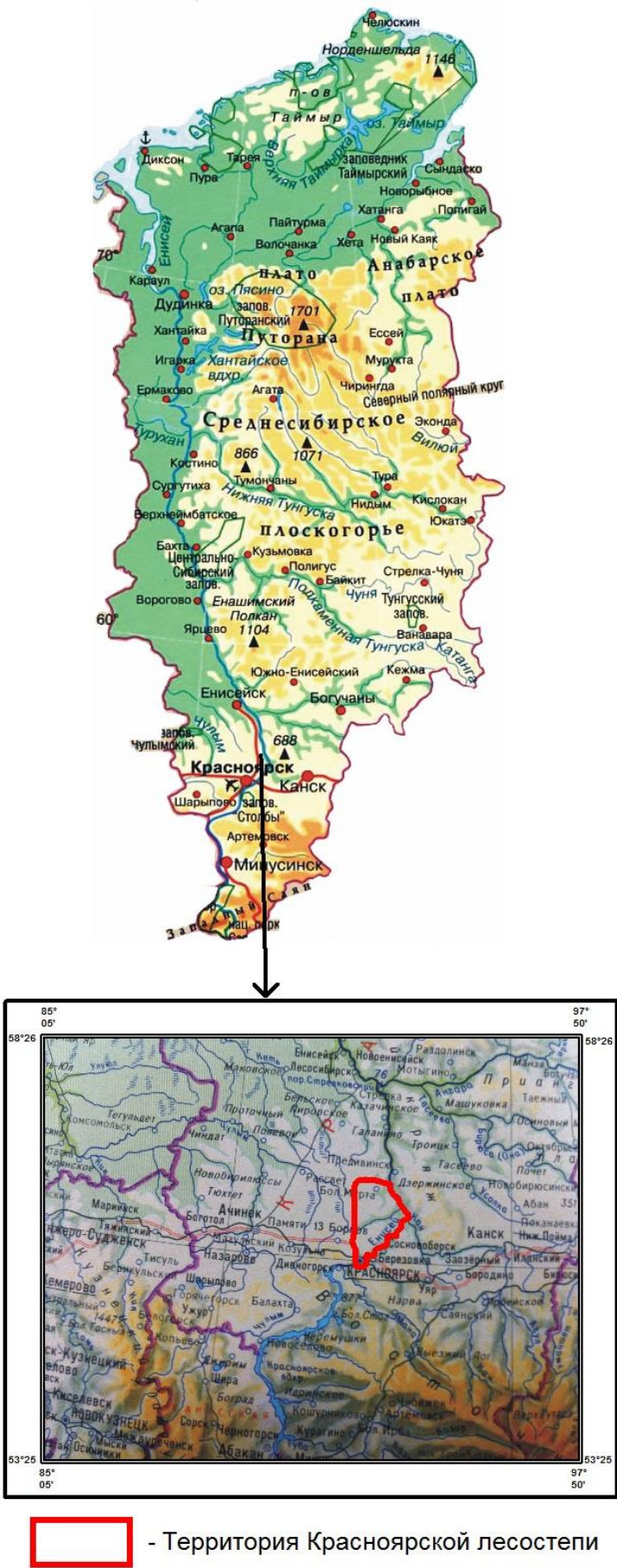


Рис. 2.1. Красноярский край и местоположение Красноярской лесостепи

эрозионной деятельностью рек – левых притоков р. Енисей, и представляет собой полузамкнутую впадину с открытым северо-западным краем. [76, 92]. Представлена двумя типами равнинных ландшафтов - аккумулятивным и денудационным (рисунок 2.2.).

Абсолютные отметки возвышенностей и горных высот по периферии Красноярской лесостепи изменяются от 400 м (Кемчугское нагорье) до 600 м и более (отроги Восточного Саяна). Непосредственно на территории Красноярской лесостепи наибольшие высоты располагаются на юго-востоке, вблизи гор – до 370 м над уровнем моря. По направлению от периферии к центральной части лесостепи, а также с юга на север происходит понижение высот. Наибольшие уклоны приурочены к южной части описываемой территории [92, с. 87].

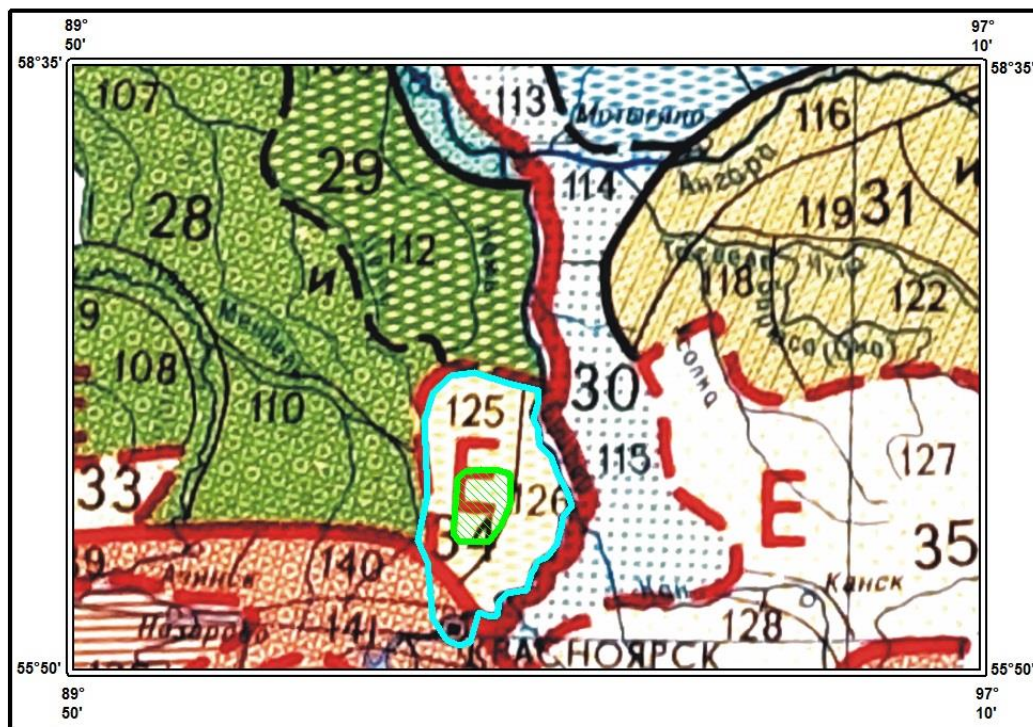
Красноярская лесостепь по степени расчленения подразделяется на два геоморфологических района – юго-западный и северо-восточный.

Юго-западный район располагается на территории междуречья рек Большого Бузима и Качи и характеризуется значительными высотами (до 400 м) и глубоко расчлененным, высокоувалистым рельефом. Рельеф северо-восточного района более широкоувалистый, местами ступенчатый, характеризуется меньшими высотами [92, рисунок 2.3].

Важными геоморфологическими элементами на всей территории Красноярской лесостепи являются долины р. Енисей с притоками и междуречья. Особенностью рельефа является наличие речных террас, сложенных рыхлыми отложениями. Мезорельеф Красноярской лесостепи в большинстве случаев представлен в виде древних эрозионных неглубоких ложбин.

2.1.2. Геологическое строение

Коренные породы Красноярской лесостепи сложены отложениями девона, юрского и мелового периода. Помимо этого, широкое распространение имеют четвертичные отложения. [79, с. 42; рисунок 2.4]. Четвертичные отложения



Условные обозначения

II ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ РАВНИНА

- 26 Кас-Кетские равнины с южнотаежными светловыми и темнохвойными лесами (78–80)
- 28 Кет-Чулымские возвышенные равнины с южнотаежными мелколиственными и темнохвойными лесами (107–110)
- 29 Среднеенисейские высокие равнины с южнотаежными темнохвойными и светловыми лесами (111, 112)
- Е ЗОНА ПОДТАЙГИ, ЛЕСОСТЕПЕЙ И СТЕПЕЙ
- 33 Чулымско-Четские равнины с лесостепями, степями и подтаежными мелколиственными и светловыми лесами (124)
- 34 Кет-Енисейские высокие равнины с лесостепями, степями и подтаежными мелколиственными и светловыми лесами (125, 126)

III СРЕДНЕСИБИРСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ

- 30 Южная часть Енисейского края с горнотаежными мелколиственными, светловыми и темнохвойными лесами (113–115)
- и Южная тайга
- 31 Приангарское плато с южнотаежными мелколиственными и светловыми лесами (116–122)
- Е ЗОНА ПОДТАЙГИ, ЛЕСОСТЕПЕЙ И СТЕПЕЙ
- 35 Канско-Рыбинская котловина с лесостепями, степями и подтаежными мелколиственными и светловыми лесами (127–129)

- II Границы и номера физико-географических стран
- А Границы и индексы зон
- а Границы и индексы подзон (равнинных зональных и горных)
- 12 Границы и номера ландшафтных областей
- 12 Границы и номера ландшафтов

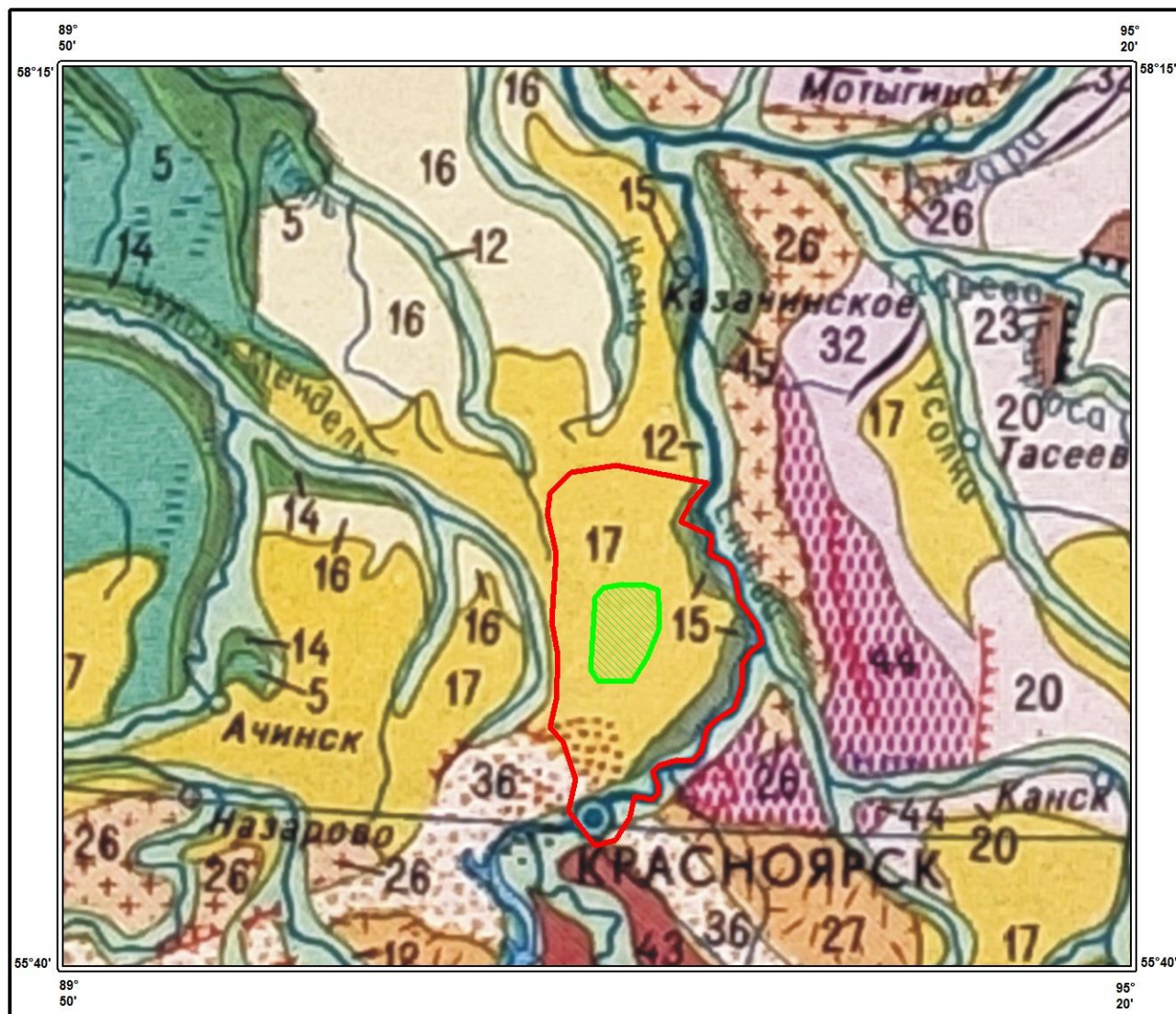
ГРУППИРОВКА ЛАНДШАФТОВ

РАВНИННЫЕ			ГОРНЫЕ		
Аккумулятивные	Аккумулятивно-денудационные	Денудационные	Экзарационные	Денудационно-эрозийные	Денудационные
Т а е ж н ы е			Т а е ж н о - р е д к о л е с н о - т у н д р о в ы е		
42, 43, 47–53, 61–64, 69–78, 106–109	79, 80	110–114		20, 22, 24, 27, 31–34, 39	21, 25, 28–30, 35, 40, 41
Лесостепные и подтаежные			Т а е ж н ы е и т а е ж н о - т у н д р о в ы е		
126	127–129, 135, 136	124, 125, 137, 138	высокогорные 147, 150, 153	среднегорные 131, 145, 146, 148, 149, 151	низкогорные 44, 46, 54–60, 65, 66, 81–90, 95, 67, 68, 91, 96, 92–95, 97, 104, 105, 115–120, 98–103, 121, 122, 123, 130, 132, 133, 139–144, 152, 154

— территория Красноярской лесостепи;

— район авторских полевых исследований (2009–2011 гг.)

Рис. 2.2. Ландшафты центральных зон Средней Сибири [1]



(условные обозначения см. ниже)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

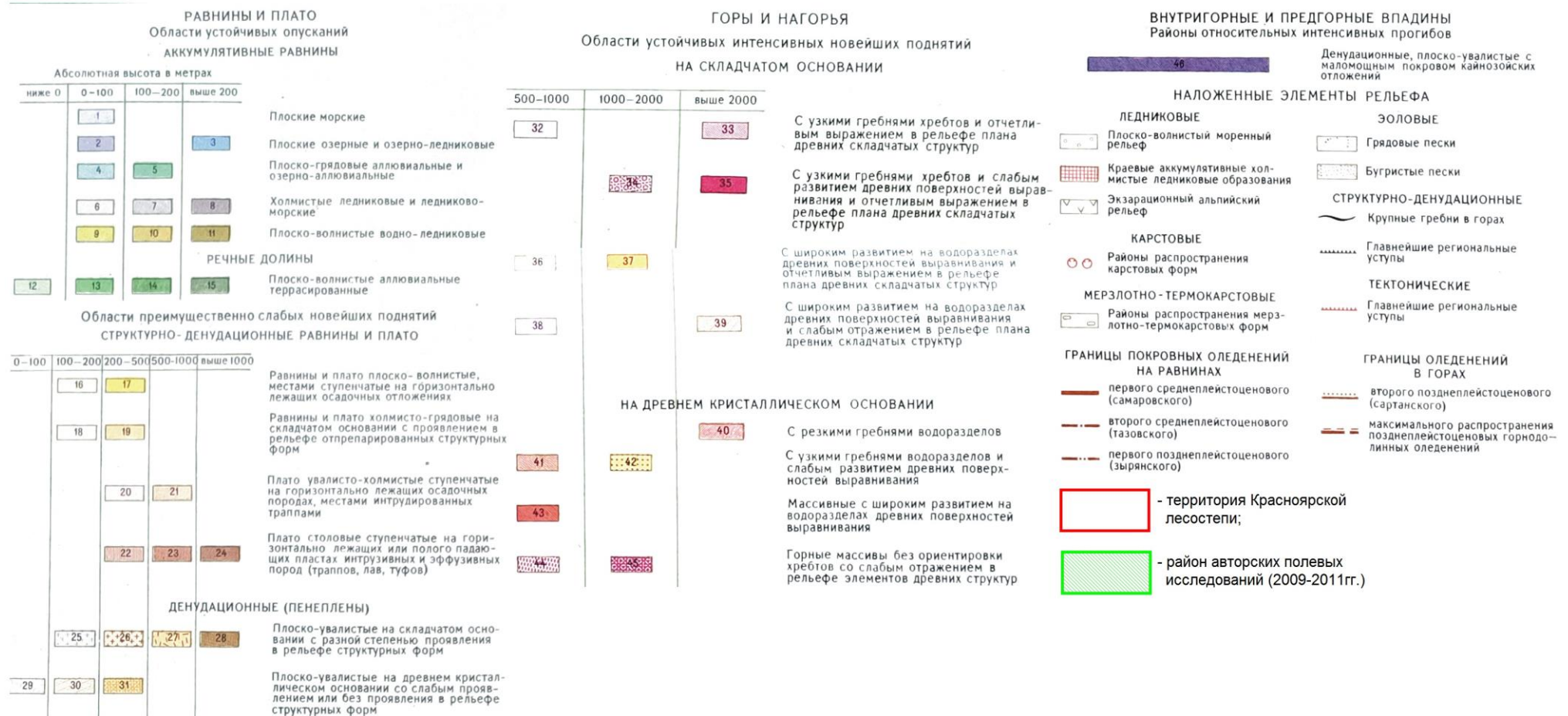


Рис. 2.3. Геоморфологическое строение лесостепи Средней Сибири [1]

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

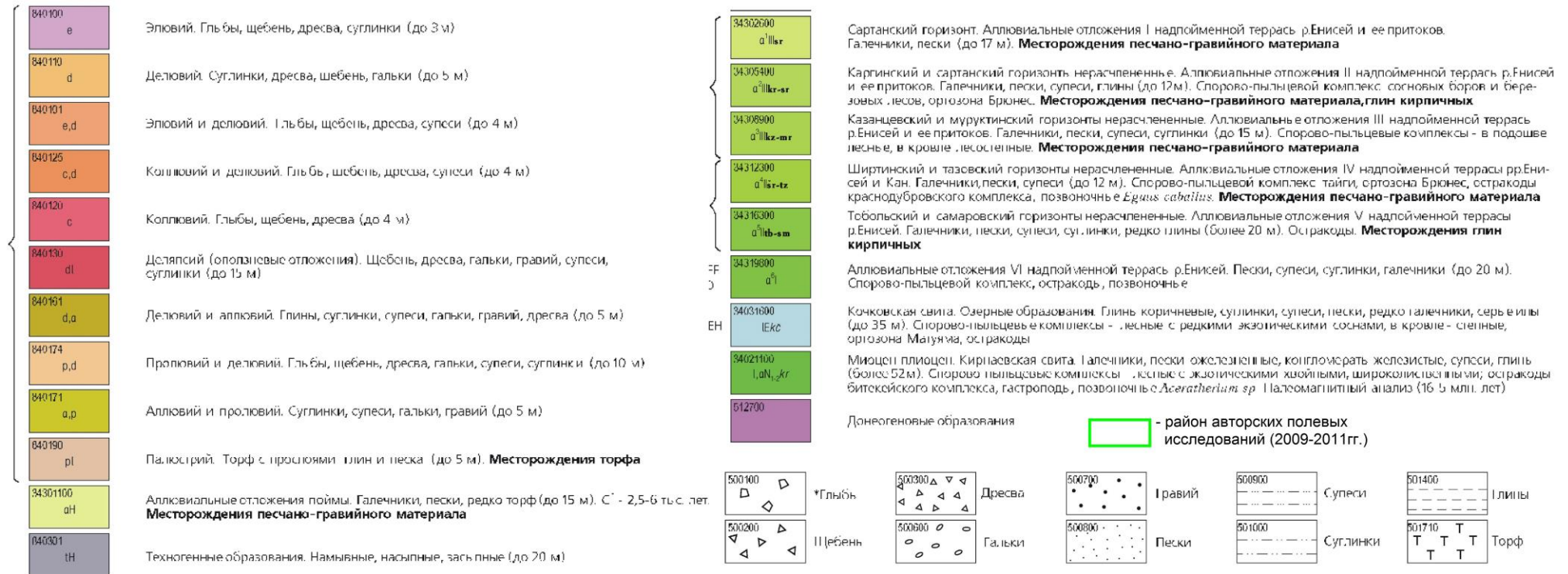


Рис. 2.4. Четвертичные отложения Красноярской лесостепи [31]

распространены на большей части исследуемой территории. Они состоят из элювиальных, аллювиальных, и делювиальных образований и являются основными почвообразующими породами. Рассмотрим подробнее структуру четвертичных отложений [92, 79].

Среди четвертичных пород наиболее распространены *светло-бурые* карбонатные иловатые и пылеватые суглинки и глины. Они занимают в основном водораздельные территории и верхние террасы. На этих породах сформированы черноземы оподзоленные и выщелоченные, серые лесные почвы.

Палево-бурые лессовидные суглинки и глины присутствуют в большом количестве на территории средних аккумулятивных террас Енисея и его притоков. Часто эти породы рыхло сложены и обладают большей водопроницаемостью по сравнению со светло-бурыми породами.

Темно-бурые породы характеризуются большими по сравнению с остальными породами плотностью, содержанием ила и меньшей водопроницаемостью. В пределах Красноярской лесостепи распространяются в основном в ее северной части. Являются материнскими породами для светло-серых оглеенных почв.

Коричнево-бурые и *красно-бурые* делювиальные глины располагаются в южной и юго-западной частях Красноярской лесостепи. Подстилающими породами являются красноватые девонские отложения. Цвет данных пород – следствие содержания в них валового железа. На коричнево- и красно-бурых делювиальных глинах развиваются бурые лесные почвы [92].

На территории пойм и нижних террас Енисея и его притоков, получили распространение *супесчаные* и *песчано-галечниковые* отложения, на которых формируются лугово-черноземные и аллювиально-луговые почвы [92].

2.1.3. Подземные воды

Таежные и лесостепные районы западного побережья Енисея относятся к крупнейшим областям и артезианским бассейнам Сибири. В настоящее время

режим подземных вод в них еще недостаточно изучен [79].

Территория Красноярской лесостепи относится к Чулымскому артезианскому бассейну Западно-Сибирской артезианской области. Воды данного бассейна выделяются содержанием гидрокарбонатов, соединений кальция и натрия. В гидрологическом разрезе Чулымский артезианский бассейн отличается расположением водоносных горизонтов, имеющем поэтажный вид.

Верхний горизонт является интенсивно дренируемым. В его состав входят песчано-галечные маломощные отложения периодов неогена, палеогена, а также четвертичной системы, содержащие порово-пластовые воды со свободной поверхностью.

Нижний этаж образован мощными отложениями юрского периода. Они включают в себя ряд напорных водоносных горизонтов в песчаных породах, их мощность изменяется от нескольких метров до 150 м. Водоносные горизонты разделены твердыми водоупорными породами, такими как аргиллиты и алевролиты.

Кроме вышеназванных, присутствуют меловые породы, занимающие промежуточное положение и местами формирующие горизонты слабонапорных или грунтовых вод.

Движение подземного стока происходит по направлению к зонам максимального прогибания артезианского бассейна, а также в террасовых и русловых отложениях речных долин. Наибольшая водообильность характерна для низких террас долины р. Енисей, дебиты скважин в них достигают 10 л/сек. Прочие горизонты менее водообильны, дебиты скважин составляют до нескольких литров в секунду [79].

2.2. Климат

На территории Красноярской лесостепи располагаются 4 метеорологических станции (таблица 2.1). Наиболее близкой к району

исследования является метеорологическая станция Сухобузимо, расположенная примерно в 10-20 км от опытных участков.

Таблица 2.1

Метеорологические станции на территории Красноярской лесостепи

п/п	Наименование станции	Район	Координаты		Высота станции над уровнем моря (м)	Год открытия станции
			Широта (°с.ш.)	Долгота (°в.д.)		
1	Бол. Мурта	Большемуртинский	56,9	93,1	180	1928
2	Красноярск оп.	г. Красноярск	56	92,7	274	1914
3	Минино	Емельяновский	56,1	92,7	234	1983
4	Сухобузимское	Сухобузимский	56,5	93,3	164	1936

Солнечная радиация. Разница между поглощенной радиацией и эффективным излучением называется радиационным балансом территории. Величина годового радиационного баланса для лесостепной зоны вблизи г. Красноярска составляет 35-50 ккал/см² год, в зоне подтайги и южной тайги – около 34 ккал/см² год. При возрастании абсолютных высот происходит уменьшение величины радиационного баланса на 1,5 – 2 ккал/см² год на 100 м подъема [79].

Температура воздуха. Климат исследуемой территории резко континентальный, что выражается в контрастах температуры воздуха между зимним и летним периодами, а также дневными и ночными часами.

Среднегодовая температура воздуха на территории Красноярской лесостепи составляет на юге +0,6°С (в Красноярске, где прослеживается отопляющее влияние города), понижаясь на севере до -1,4°С (п. Большая Мурта).

Амплитуда годового хода температуры воздуха составляет 34-38°С. Самый холодный месяц года – январь, его средняя температура понижается с юга на север от -17,1° до -21,4°С (таблица 2.2).

Таблица 2.2.

**Основные показатели климата Красноярской лесостепи
([89], данные Среднесибирского УГМС)**

Метеостанция, метеопост	Средняя температура воздуха тсп, °С	Длина периода с температурой, дни			Сумма температур			Безморозный период, дни	Осадки, мм			ГТК	Осадки, мм	
		> 0°С	+5°С	> +10°С	> 0°С	> +5°С	> +10°С		за год	май-июнь	в период с температурой > +10°С		XI - III	IV - X
Большая Мурта	-1,4	182	146	104	2015	1924	610	83	426	88	200	1,24	90	293 - 307
Сухо-Бузимское	-1,3	183	149	104	2058	1968	627	82	373	84	191	1,12	73	267 - 300
Красноярск оп.	+0,6	194	157	117	2309	2215	913	120	349	86-95	213	1,11	55	276 - 294

В зимнее время в редких случаях притока масс арктического воздуха температура может опускаться до -35° С. Часто происходит поступление масс полярного воздуха, которые в условиях зимы быстро охлаждаются. В этих условиях возникают температурные инверсии. При поддержке антициклона они могут сохраняться продолжительное время.

Самый теплый месяц года – июль. Его средние температуры изменяются от +18,1°С на севере до +18,6°С на юге, максимальная достигает 37° С (таблица 2.3).

Осадки. Распределение осадков, как правило, зависит от расположения ландшафтов. На описываемой территории, как правило, максимальное количество осадков выпадает в июле-августе, наименьшее – в феврале-марте. Годовое количество осадков изменяется от 349 (ст. Минино) до 459 мм (ст. Красноярск). Распределение среднемесячной величины осадков представлено в таблице 2.4.

Таблица 2.3.

**Распределение среднемесячных и среднегодовых температур
на территории Красноярской лесостепи**

Наименование станции	Средняя температура воздуха (в °С)												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Б. Мурта	-20,1	-18,2	-9,7	0,3	8,2	15,2	18,1	14,7	8,1	0,4	10,4	-18,2	-1,0
Красноярск оп.	-16,5	-14,8	-7,2	1,6	9,2	15,7	18,5	15,2	8,9	1,6	8,5	-15,1	0,7
Минино	-14,9	-14,5	-6,3	0,9	9,5	15,1	18,6	15,6	8,6	2,4	7,0	-13,8	1,2
Сухобузимское	-20,4	-19,0	-10,2	0,8	8,7	15,5	18,3	14,9	8,3	0,6	-10,3	-18,2	-0,9

Таблица 2.4.

**Величина среднемесячного количества осадков на
территории Красноярской лесостепи**

Наименование станции	Среднее количество осадков (мм)												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Б. Мурта	20	14,4	12,5	21,9	37,4	51,8	7,8	66,9	44,9	34,5	31,8	24,9	428,8
Красноярск оп.	14,2	11,1	12,6	26,1	44,3	59	80,5	73,8	47,1	39,7	30,3	20	458,7
Минино	11,7	7,2	6,6	19,1	32,1	48,9	63	64,3	36,9	25,8	18,6	14,9	349,1
Сухобузимское	13,7	10	8,5	17,9	34,7	46,8	64,5	58,6	42,5	25,9	20,4	17,6	361,1

По теплообеспеченности в Красноярской лесостепи можно выделить три района:

- Прохладный район севернее п. Большая Мурта, сумма температур в диапазоне 1400 - 1600°С;
- Умеренно-прохладный район на территории от п. Большая Мурта до п. Сухобузимское, сумма температур составляет 1600 - 1800°С;
- Недостаточно-теплый район, располагающийся севернее г. Красноярска до линии Сухобузимское - Емельяново, с суммами температур 1800 - 2000°С [92].

Снежный покров образуется в конце октября – начале ноября. Для исследуемой территории в период предзимья снежный покров может устанавливаться несколько раз. Зима характеризуется устойчивым во времени залеганием снега.

Сход снежного покрова происходит в марте-апреле, ориентировочно с 23 марта по 27 апреля. Самое раннее время образования снежного покрова – первая декада октября, позднее – начало декабря (ст. Сухобузимское). Для схода снега аналогичное время – вторая декада марта и третья декада мая.

Снег залегает неравномерно по территории. Запасы снега в конкретных условиях зависят от количества выпавших осадков, рельефа местности и ветра. В среднем высота снежного покрова составляет: в зоне подтайги 60 – 70 см, в лесостепи – 50 см. Средние многолетние значения запаса воды в снеге составляют от 58 мм (ст. Сухобузимское) до 104 мм (ст. Большая Мурта). Величины снегонакопления на территории Красноярской лесостепи представлены в таблице 2.5.

Таблица 2.5.

Высота снежного покрова на территории Красноярской лесостепи (см).

Наименование станции (характер участка)	Месяцы														
	XI	XII	I			II			III			IV			V
	Декады														
	2	2	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1
Б. Мурта (лес)	16	30		42	44	46	48	49	50	49	45	35	14	•	
Минино (поле)	5	8	11	10	10	9	10	10	7	6	•	•	•	•	
Сухобузимское (поле)	8	14	17	18	19	19	20	19	19	18	11	•	•	•	

Примечание: (•) означает, что величина снегонакопления в данной декаде измерялась менее чем в 50% зим.

Заморозки, как правило, заканчиваются в конце мая – начале июня, возобновляются в начале сентября. Продолжительность и даты наступления заморозков из года в год меняются.

Ветер. Ветровой режим на большей части Красноярской лесостепи умеренный, среднегодовые скорости составляют 2-3 м/с. Большие скорости ветра чаще наблюдаются весной и в первую половину зимы, что связано с активизацией деятельности циклонов. Направление ветра преимущественно западное и юго-западное. Общее направление поля ветра может нарушаться в связи с орографическими особенностями описываемой территории.

Для метеорологических пунктов и станций, расположенных в долине р. Енисей, направление ветра зависит от ориентации долины. Величины повторяемости направления ветров по данным метеостанций в Красноярской лесостепи представлены в таблице 2.6.

Таблица 2.6.

Повторяемость направления ветра и штилей
на территории Красноярской лесостепи, %

Наименование станции	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	штиль
Бол. Мурта	3	5	9	9	16	21	25	12	32
Красноярск о.п.	1	2	1	1	18	56	19	2	36
Минино	9	6	7	5	10	27	24	12	9
Сухобузимское	4	6	8	3	9	26	35	9	29

2.3. Почвы

Почвенный покров Красноярской лесостепи отличаются пестротой и многообразием. В его структуре преобладают серые лесные почвы (39%) и черноземы (35,6%). В составе черноземов доминируют выщелоченные и обыкновенные, среди серых лесных – темно-серые и серые. Кроме этого, распространенными являются дерново-подзолистые (10,8%) и светло-серые

лесные (7,5%) (рисунок 2.5). Среди интразональных почв присутствуют пойменные, луговые, лугово-черноземные и болотные [92].

В состав пахотных земель вовлечены наиболее плодородные и удобные для обработки земли. В структуре пашни преобладают черноземы выщелоченные (38,9%), темно-серые лесные (15,9%) и черноземы обыкновенные (11%) [92].

Наибольшее распространение на территории Красноярской лесостепи получили черноземы выщелоченные и серые лесные почвы (рисунок 2.5.). В сельском хозяйстве на них располагается большая часть обрабатываемых земель [79, 92]. Рассмотрим подробнее свойства данных почв.

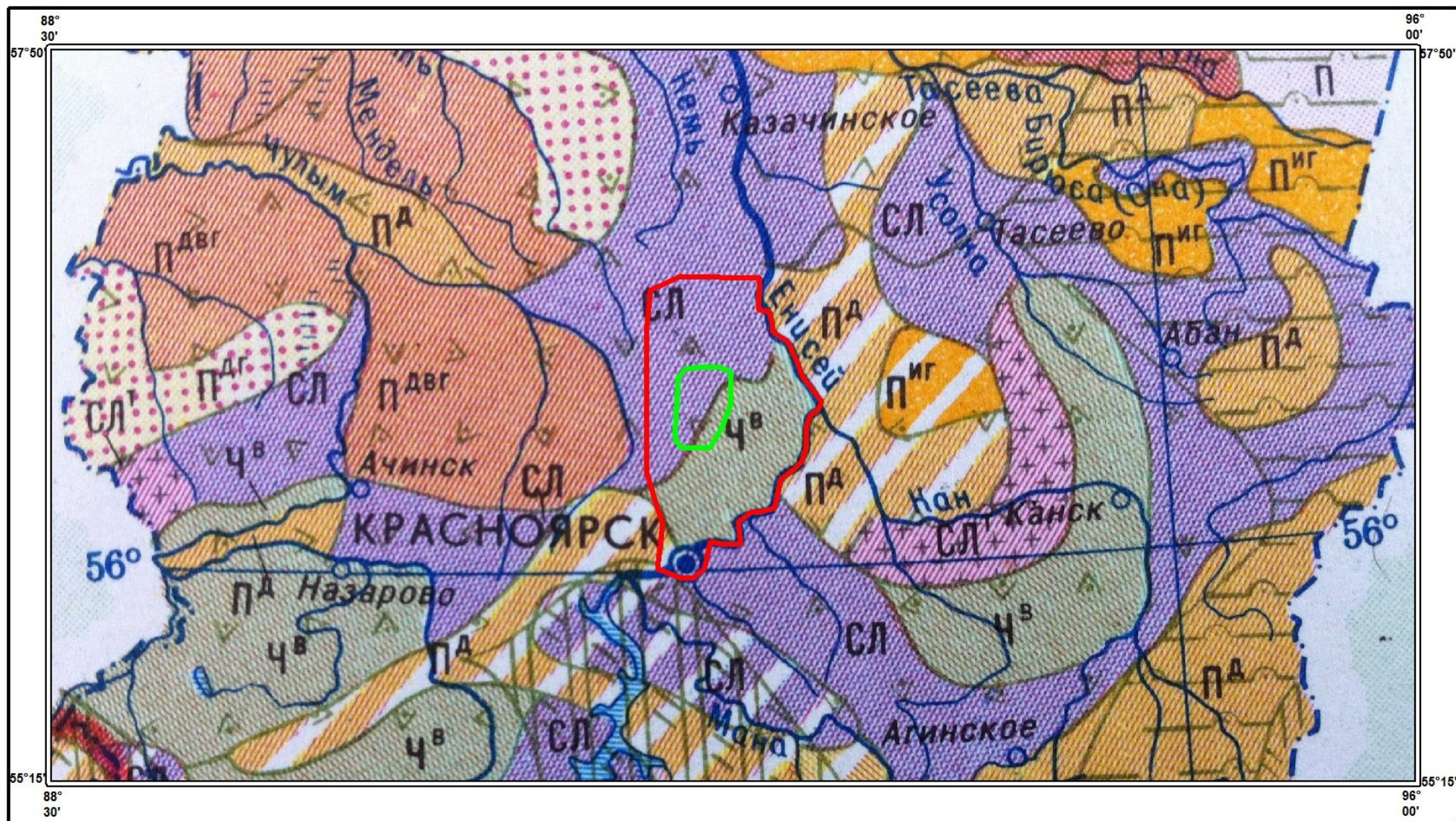
Выщелоченные черноземы чаще всего имеют суглинистый механический состав. Верхние горизонты почвы содержат около 34 % пылеватых частиц и 40 % илистых. Средняя величина запаса влаги в почве (толщина 1м) в различных районах лесостепи к началу весны составляет:

- в северном и западном – до 210 мм;
- в восточном – до 160 мм;
- в южном – до 130 мм [79].

Серые лесные почвы имеют в основном иловато-пылеватый суглинистый и тяжелосуглинистый механический состав, содержание ила – до 30%. На их развитие оказывает значительное влияние сезонная мерзлота. Данные почвы обладают комковато-зернистой структурой, обуславливающей благоприятные для растениеводства водно-физические свойства.

По структуре почвенного покрова и распространенности типов почв территория Красноярской лесостепи делится на три подзоны – южная, типичная и северная [92].

Подзона южной лесостепи включает в себя всю южную часть исследуемой территории. Доминирующим типом почв являются черноземы обыкновенные. В районе г. Красноярска они представляют собой самостоятельную почвенную зону. Серых лесных почв мало, встречаются они в основном под



(условные обозначения см. ниже)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

КОМПЛЕКСЫ ПОЧВ И ПОЧВЫ РАВНИННЫХ И НИЗКОГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ	
АРКТИЧЕСКИЕ ПУСТЫНИ И ТУНДРЫ	
Ар	Арктические, почвы пятен и мерзлотных трещин
Г ^{ст}	Арктотундровые и тундровые слабооглеенные гумусовые, почвы пятен и мерзлотных трещин
ПП	Почвы пятен, арктотундровые слабооглеенные гумусовые, почвы мерзлотных трещин
Г ^{ст}	Арктотундровые перегнойно-глеевые, почвы пятен и мерзлотных трещин
Г ^т	Тундровые глеевые торфянистые и торфяные, торфянисто-и торфяно-глеевые болотные, почвы пятен
Г ^т	Тундровые глеевые торфянисто-перегнойные, торфянистые и торфяные
Пкт	Тундровые перегнойно-карбонатные
Пбт	Подбуры тундровые
Тт	Тундровые торфянисто-и торфяно-глеевые болотные, почвы мерзлотных трещин
Г ^т	Тундровые поверхностно-глеевые дифференцированные, торфянисто-перегнойные, почвы пятен
ТАЙГА И ХВОЙНО-ЛИСТВЕННЫЕ ЛЕСА	
Г ^т	Тайжные глеевые торфянисто-перегнойные
Тж	Тайжные торфянисто-перегнойные высокогумусовые неоглеенные
Г ^т	Тайжные глеевые и глееватые недифференцированные, почвы пятен
Г ^т	Тайжные глеевые торфянисто-перегнойные и торфянистые, торфяно-глеевые болотные
Гр	Грануземы
Пб	Подбуры
Пк	Перегнойно-карбонатные
Г ^т	Тайжные глеевые торфянисто-перегнойные, перегнойно-карбонатные, торфяно-глеевые болотные
П ^т	Подзолистые иллювиально-гумусовые, подзолы глеевые торфяные и торфянистые
П ^т	Торфяно-и торфянисто-подзолистые глеевые
Бр ^т	Буро-таежные иллювиально-гумусовые
Бр ^т	Буро-таежные
Бр ^т	Буро-таежные иллювиально-гумусовые, тайжные торфянисто-перегнойные высокогумусовые неоглеенные
Бр ^т	Дерново-таежные насыщенные
Бр ^т	Дерново-таежные железистые
Бр ^т	Дерново-таежные глеевые и глееватые
П	Подзолистые
П ^т	Подзолистые поверхностно-глееватые, подзолистые глубоко-глееватые
П ^т	Дерново-подзолистые
П ^т	Дерново-подзолистые глееватые
П ^т	Дерново-подзолистые глееватые со вторым гумусовым горизонтом
Дк	Дерново-карбонатные
	- территория Красноярской лесостепи;
	- район авторских полевых исследований (2009-2011гг.)

ЛЕСОСТЕПЬ И СТЕПИ	
СЛ	Серые лесные
СЛ ^т	Темно-серые лесные
Ч ^т	Черноземы выщелоченные и обыкновенные
Ч ^т	Черноземы южные
К ^т	Темно-каштановые и каштановые
К ^т	Каштановые солонцеватые и солонцы
ГИДРОМОРФНЫЕ ПОЧВЫ	
Т ^т	Торфянисто-и торфяно-глеевые болотные
Т ^т	Торфяные болотные (верховые, переходные)
ПОЙМЕННЫЕ ПОЧВЫ	
А	Пойменные, пойменные заболоченные
М	Маршевые засоленные и солонцеватые
КОМПЛЕКСЫ ПОЧВ И ПОЧВЫ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ	
Гпр	Горные примитивные
Пбт	Подбуры тундровые
Тж	Тайжные торфянисто-перегнойные
Пкт	Тундровые перегнойно-карбонатные
П ^т	Подзолистые иллювиально-гумусовые
Бр ^т	Буро-таежные иллювиально-гумусовые
Бр ^т	Буро-таежные
Бр ^т	Бурые лесные кислые
П ^т	Дерново-подзолистые
П ^т	Дерново-подзолистые глееватые
П ^т	Дерново-карбонатные
СЛ	Серые лесные
Пб	Подбуры
Гл	Горно-луговые дерновые
НЕПОЧВЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ	
СТРУКТУРА ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА	
РАВНИННЫЕ И НИЗКОГОРНЫЕ ТЕРРИТОРИИ	
☆	Криогенные комплексы и микромозаики
☆	Трещино-полигональные и бугорково-пятнистые слабо дренированных равнин
☆	Эрозионные сочетания и сочетания мозаики
☆	Крупноконтурные древовидные умеренно дренированных слабо расчлененных равнин
☆	Крупно-и среднеконтурные древовидные хорошо дренированных расчлененных равнин
☆	Среднеконтурные остаточно-пятнистые, наложенно-древовидных волнистых расчлененных равнин
☆	Мелкоконтурные остаточно-округлые наложенно-древовидных холмистых расчлененных равнин
☆	Денудационные мозаики и сочетания мозаики (с широким участием каменистых почв)
☆	Средне-и мелкоконтурные пятнистые неупорядоченные холмистых низкогорий
☆	Средне-и мелкоконтурные неупорядоченные пятнистые и полосчатые холмисто-грядовых низкогорий
ГОРНЫЕ ТЕРРИТОРИИ	
☆	Переходные вертикально-и экспозиционно-дифференцированные
☆	Северные вертикально-и экспозиционно-дифференцированные

Рис.2.5. Почвенная карта [1]

лиственными лесами на вершинах холмов. В долине р. Енисей формируются пойменные почвы.

Среднюю часть района исследования занимает *подзона типичной лесостепи*. В почвенном покрове этой территории преобладают черноземы выщелоченные (примерно 50%), при этом доля черноземов обыкновенных

уменьшается, а серых лесных – увеличивается. Серые лесные почвы формируются преимущественно на вершинах склонов под редкостойными березовыми лесами, преобладающая доля их – темно-серые лесные.

Подзона северной лесостепи характерна большим распространением черноземов выщелоченных и серых лесных почв, которые составляют основную часть почвенного покрова. По сравнению с другими подзонами значительно чаще встречаются пойменные и заболоченные почвы [92].

2.4. Растительный покров

Протяженность Красноярской лесостепи обуславливает широтную зональность растительного покрова, который представляет собой сочетание лесной и лугово-лесной растительных формаций. Кроме этого, местами в южной части лесостепи в речных долинах присутствует солончаковая и болотная растительность [79, 92].

По типам растительности и характеру ее распространения в Красноярской лесостепи выделяют три части – южная, центральная и северная [92].

Южная часть лесостепи простирается с юга на север от г. Красноярска и п. Емельяново до с. Сухобузимское. Эта часть является наиболее остепненной, преобладает травянистая растительность, среди которой наибольшую долю занимают полынь сизая, ковыль и др.

В *центральной* части древесной растительности больше, она представлена небольшими лесными массивами и колками. Присутствуют хвойные и лиственные породы деревьев, преобладающий вид – береза. Хвойные деревья представлены в значительной степени сосной в виде смешанных лесов и чистых боров. Травянистые растения представлены лугово-степной растительностью, такой как пырей, костер безостый, клевер луговой, тимopheевка степная и др.

В *северной* части лесостепи содержание древесной растительности выше, чем в центральной – до 30 %. Лесные массивы чередуются с безлесыми

участками, занятыми луговым травянистым покровом. Содержание густой травянистой растительности (герань, огонек, василистник, вейник и др.) характерно и для лесных участков.

На распространение растительности значительное влияние оказала хозяйственная деятельность. Значительная часть района распахана. Дернисто-луговые формации с дерновинными злаками и разнотравьем в настоящее время сохранилась только на отдельных участках территории [76, 79, 92].

2.5. Промерзание почв

Мерзлой является почва, имеющая нулевую или отрицательную температуру, и содержащая часть воды в состоянии льда. Температура, при которой почвенная влага переходит в мерзлое состояние, различается для каждого типа почвы. Она зависит от следующих факторов:

- концентрация солей;
- прочность связи воды со скелетом почвы.

Лёд образуется в почвах при понижении температуры последовательно – начиная от свободных форм влаги и заканчивая связанными формами. Так, гравитационная вода замерзает в незасоленных почвах практически при 0 °С, а максимально гигроскопическая – только при –78 °С [47].

На глубину сезонного промерзания оказывают существенное влияние такие факторы, как залесенность, увлажнение почв, высота и распределение снежного покрова, экспозиция склона. Чем больше высота снежного покрова и выше влажность почвенного профиля, тем глубина промерзания меньше.

Следует отметить, что температура и глубина промерзания оказывают непосредственное влияние на величину поверхностного стока и смыва почв. С переходом почвы в мерзлое состояние снижается величина водопроницаемости почвы вследствие закупорки пор льдом. Эрозия почвы начинается по мере ее оттаивания. Подробнее эти вопросы будут рассмотрены ниже (глава 4) [46].

Территория Красноярской лесостепи располагается в зоне сезонной мерзлоты. Климатические условия данной территории обуславливают глубокое и сильное промерзание почвенного покрова [79, 88].

Промерзание начинается с наступлением стабильных отрицательных температур воздуха в первой декаде ноября. Средняя глубина промерзания в Красноярской лесостепи составляет к началу декабря 40-50 см, далее постепенно увеличивается и достигает максимальных значений к началу мая (170-220 см). После этого происходит постепенное уменьшение до полного оттаивания почвенного покрова. По данным метеостанции Красноярск опытное поле, на ровных открытых участках, при отсутствии скоплений метелевого снега, средняя дата полного оттаивания – 14 июня, самая ранняя – 23 мая, поздняя – 7 июля. Средняя многолетняя глубина промерзания в указанных условиях в конце зимы составляет 172 см, максимальная – 253 см, минимальная – 127 см [79].

2.6. Гидрография

Гидрографическая сеть представлена рекой Енисей и его притоками (р. Кача, Кеть, Бузим и др.).

Енисей протекает по восточной границе Красноярской лесостепи. Ширина его долины достигает 2 км. Величина среднегодового расхода воды Енисея (в районе г. Красноярска) составляет около 4000 м³/сек. Расход воды подвержен существенным колебаниям по временам года. Так, после пуска Красноярской ГЭС в летнее время его величина может достигать 10000 и более м³/сек, зимой – 1500 м³/сек. В настоящее время, вследствие регулирования стока водохранилищем Красноярской ГЭС, пойма Енисея в исследуемом районе затопляется эпизодически, в случаях аварийных сбросов ГЭС.

Левые притоки Енисея на территории Красноярской лесостепи, как правило, равнинного типа, с ярко выраженным весенним половодьем. В пределах

рассматриваемой территории наиболее крупные притоки - среднее и нижнее течение р. Качи, *Бузим*, *Нижняя Подъемная* и др.

Поймы в естественном состоянии лесные, местами заболочены. Из общей площади пойменных земель под сельское хозяйство освоено примерно 5% (пастбища, огороды, сенокосы и др).

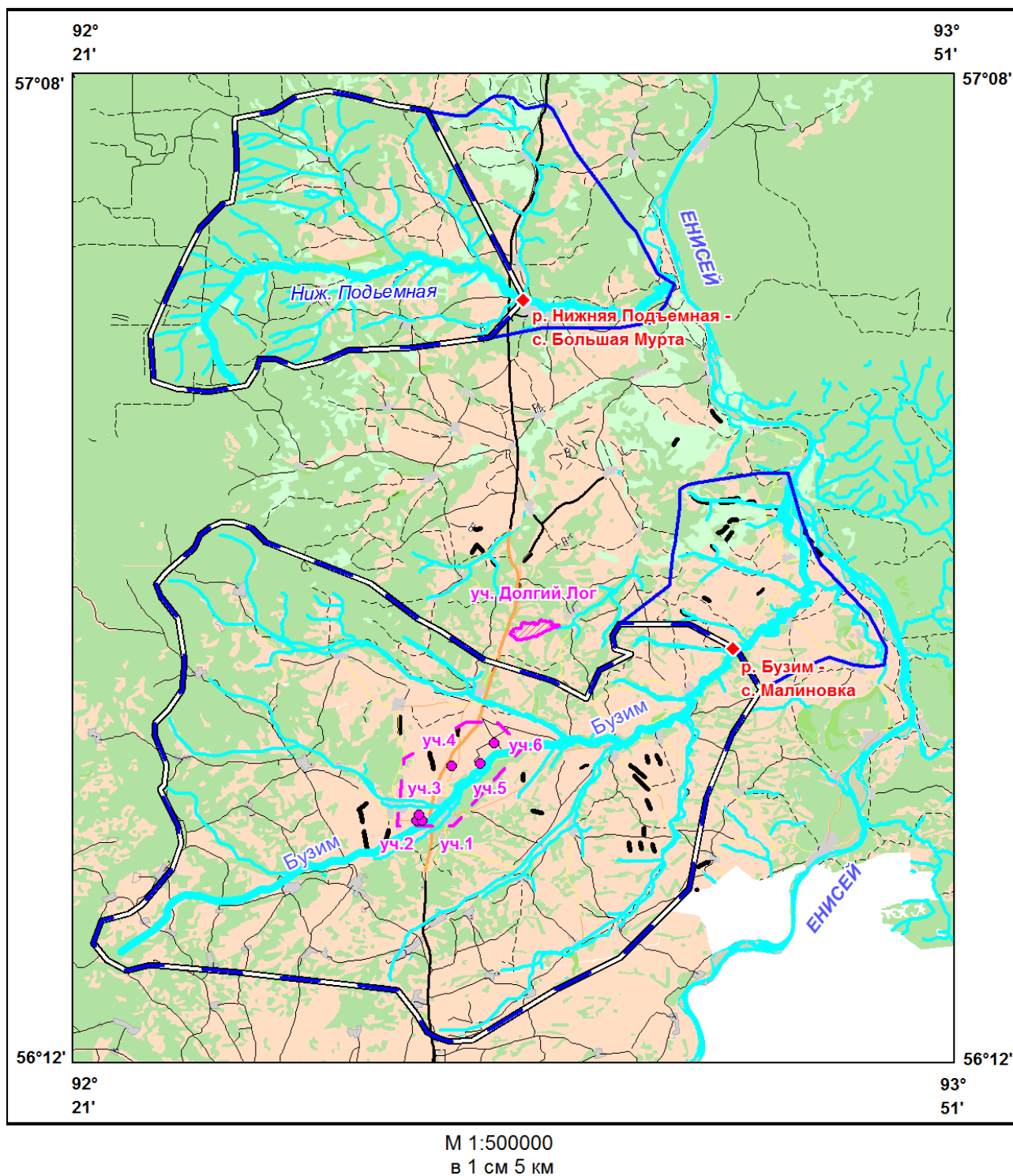
2.6.1. Гидрологическая характеристика территории

Для гидрологической характеристики Красноярской лесостепи использованы данные наблюдений на гидрологических постах (рр. Бузим и Нижняя Подъемная). Рассмотрим их характеристики подробнее.

Река *Нижняя Подъемная* (гидрологический пост Большая Мурта, рисунок 2.6), протекает в северной части Красноярской лесостепи. Протяженность ее составляет около 98 км, площадь бассейна – 1120 км², на створе гидропоста – 788 км². Средняя значение высоты водосбора – 258 м. Питание реки – снеговое и дождевое. Среднемноголетнее значение модуля годового стока $M_{cp.год} = 4,2$ л/с×км², максимального весеннего стока $M_{max.ср.сут} = 60,8$ л/с×км², слоя весеннего стока $y = 62,4$ мм.

Река *Бузим* (гидрологический пост Малиновка, рисунок 2.6) располагается в центральной части Красноярской лесостепи. Берет свое начало в Кемчугской тайге. Протяженность реки составляет около 124 км. Площадь ее бассейна – 2550 км², на створе гидропоста – 2230 км², средняя высота – 259 м. Среднемноголетнее значение модуля годового стока $M_{cp.год} = 1,7$ л/с×км², максимального весеннего стока $M_{max.ср.сут} = 27,6$ л/с×км², слоя весеннего стока $y = 30,5$ мм.

Сток. Рассмотрим такие параметры речного стока, как модуль стока (М, л/с×км²), слой стока (у, мм), уровень воды (Н, см) и амплитуду его колебаний (А, см) за период стационарных наблюдений, проводившихся на постах Малиновка и Большая Мурта в 1964 – 1968 гг. (таблица 2.7, [79]). Модуль и слой стока в



Условные обозначения

- | | | | |
|--|--|-------|--|
| <p>♦
р. Бузим -
с. Малиновка</p> | - гидрологический пост,
его название; | — — — | - район исследований в
центральной части (методом
обмера конусов выноса) |
| — — — | - границы общей водосборной площади рек; | уч.3 | - местоположение опытных
участков (микроводосборов)
центральной части, их номер. |
| — — — | - границы водосборной площади рек до
гидрологического поста; | — — — | - полевые дороги; |
| ▨ | - граница ключевого опытного участка
Долгий Лог (северная часть); | — — — | - грунтовые дороги |

Рис. 2.6. Гидрологические посты и водосборы рр. Бузим и Нижняя Подъемная

северной части Красноярской лесостепи (р. Нижняя Подъемная) существенно выше, чем на остальной территории.

Амплитуда колебаний уровня воды существенно выше у реки Нижняя Подъемная (таблица 2.7).

Таблица 2.7.

Параметры водного режима
(Ресурсы поверхностных вод СССР., 1973 г.)

Пункт наблюдений (река)	Средние за период наблюдений (1965 - 1968)				
	М, л/с×км ²	у, мм	Уровни воды Н, см		
			Н _{max}	Н _{min}	А
Большая Мурта (Нижняя Подъемная)	4,38	138	245,5	61,75	183,75
Малиновка (Бузим)	1,9	60	527,5	156,5	371

Примечание: обозначения в тексте.

Приведенные в таблице значения слоя и модуля стока свидетельствуют о заметных различиях метеорологических условий (осадки, испарение) в пределах исследуемой территории, переходной от лесной зоны к степной.

Приведем общую характеристику значений поверхностного стока рр. Бузим и Нижняя Подъемная. В связи с тем, что водно-эрозионные процессы происходят в основном при повышенных значениях стока, рассмотрим максимальные значения поверхностного стока вышеуказанных рек за многолетний период.

Величины поверхностного стока достигают максимальных значений в период половодья. По причине с заметной изменчивости гидрометеорологических условий по годам, в многоснежные и дождливые годы значения годового стока могут превышать средние многолетние в 1,5 – 2 раза (таблица 2.8).

Величина максимального расхода воды для р. Бузим существенно выше, чем у Нижней Подъемной, что объясняется значительно большей площадью его водосбора.

Таблица 2.8.

Характеристика максимальных значений слоя поверхностного стока воды (y) за половодье (многолетний период)
(Ресурсы поверхностных вод СССР., 1973)

Река	За период наблюдений			За многолетний период
	Наибольший		Средний	y , мм
	y , мм	год	y , мм	
Бузим	97	1966	50	35
Нижняя Подъемная	161	1966	106	91

Одной из важнейших характеристик эрозии является величина твердого стока. Его распределение в течение года неравномерно. Наибольшая доля твердого стока приходится на весенний период. Для р. Нижняя Подъемная доля твердого стока весной составляет до 97%. Средний расход взвешенных наносов достигает максимальной величины в мае – 8,7 кг/сек, минимальной – в ноябре и декабре – 0,001 кг/сек. Характеристики средней многолетней величины твердого годового стока для р. Нижняя Подъемная представлены в таблице 2.9.

Таблица 2.9

Характеристика стока взвешенных наносов
(Ресурсы поверхностных вод СССР., 1973)

Название реки	Годы	За период наблюдений		Средние многолетние		
		Расход наносов, кг/сек	Мутность, г/м ³	Расход наносов, кг/сек	Модуль стока наносов, т/км ² год	Мутность, г/м ³
Нижняя Подъемная	1966 - 1968	0,83	250	0,92	37	250

Характеристики поверхностного стока на малых водотоках (ручьях) в Красноярской лесостепи, выполненная с помощью методики А.В. Петенкова, представлена в Главе 4, раздел 4.3.

Глава 3. Развитие экспериментальных и расчетных методов изучения эрозионно-аккумулятивных процессов от талых вод на пашне Красноярской лесостепи

В настоящее время накоплено недостаточно достоверных данных о величинах водной эрозии, скорости ее развития в земледельческой зоне Края (Средняя Сибирь). Следует отметить исследования для Назаровской и Минусинской котловин, проведенные сотрудниками Института Географии СО РАН (см. глава 1) [2, 3, 77].

В центральной и северной частях земледельческой зоны Средней Сибири (в т. ч. Красноярской лесостепи) детальных исследований процессов эрозии не производилось. В 1980-х годах институтом ВостСибНИИГипрозем при составлении почвенных отчетов и карт проводились обследования территорий хозяйств [89, 90, 91], однако эти обследования не включали непосредственных наблюдений эрозионных процессов. Существующие методики расчета потенциального смыва [14, 60] не достаточно апробированы в условиях Сибири, и для применения на данной территории требуют проверки и уточнения.

3.1. Обзор основных экспериментальных методов исследования смыва почв

Приведем краткую характеристику основных экспериментальных методов изучения эрозионно-аккумулятивных процессов. Данные методы по степени вмешательства исследователя в изучаемый процесс условно подразделяются на следующие три вида [56].

- *Активный эксперимент в природе.* К данной группе относятся методы исследований и наблюдений, которые предполагают вмешательство в

процесс для создания определенных искусственных условий, благоприятных для хода процесса или для его изменения.

- *Физическое моделирование.* К данной группе относится постановка эксперимента в лабораторных (искусственно созданных) условиях. Один из таких экспериментов подробно приведен в разделе 1.1.3.1.
- *Пассивный эксперимент в природе.* К данной группе относятся методы измерений и наблюдений, в которых отсутствует вмешательство в естественный природный процесс и не оказывается влияние на результат.
- *Методы маркеров (метод радиоизотопов).* Данные методы основаны на определении величины изменений концентрации в почве радиоактивных изотопов естественного и искусственного происхождения.

3.1.1. Методы активного эксперимента в природе

Метод стоковых площадок. Как указывает Л.Ф. Литвин (2002) [62], результаты исследований и измерений твердого и жидкого стока на стоковых площадках и малых водосборах являются основой современных количественных моделей эрозии почв. Данные наблюдения максимально соответствуют природным условиям, обладают достаточной технической точностью, но трудоемки и требуют многолетних наблюдений.

Стоковая площадка (рисунок 3.1.) представляет собой часть склона, изолированную от окружающей территории и оснащенную устройством для количественного учета стекающих с его поверхности водных потоков и перемещаемых ими почвенных частиц. Для исследования смыва от талых вод площадка должна охватывать всю территорию склона, в этом случае ее длина может достигать 600 м и более. Оптимальные размеры: длина – 100-150 м, ширина – 20-25 м [56].

Для измерения расходов воды используют гидрометрические лотки, мерные емкости, водосливы с тонкой стенкой. Последние позволяют измерять расходы жидкого стока с большей точностью. Смыв почвы со стоковой площадки

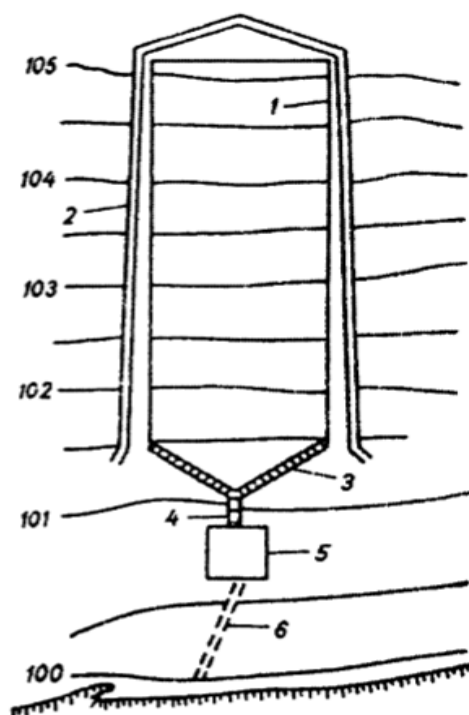


Рис. 3.1. Схема стоковой площадки [57]

1-бортик; 2-водоотводящие каналы; 3-водоприемный лоток; 4-водоотводящий лоток; 5-измерительный павильон; 6-канализационная труба (Кузнецов М. С., Демидов В. В., 2004)

(твердый сток) рассчитывается как сумма стока донных и взвешенных наносов. Содержание взвешенных наносов (мутность) определяется фильтрованием проб воды. Сток донных наносов, оседающих в стокоприемнике, определяется весовым методом [56].

3.1.2. Физическое моделирование

Физическое моделирование применяют в целях исследования не до конца изученных физических процессов в лабораторных условиях. Преимущества методов моделирования заключаются в возможности углубленного и детального изучения процессов и отдельных факторов, на них влияющих; к недостаткам – сложность перенесения результатов лабораторных экспериментов в натуру [56].

Метод подобия. Максимальное подобие физических процессов в модели и природе достигается при соблюдении требований динамического, геометрического и кинематического *подобия*.

Динамическое и кинематическое подобия достигаются только при соблюдении геометрического. Для этого необходимо обеспечение постоянства масштаба всех линейных величин и характеристик в модели и природных условиях. *Масштабом* называется отношение между одноименными величинами в природных условиях и в модели. Он необходим для расчета модели и переноса результатов в натуру. Выбор масштаба ограничен уравнениями, описывающими моделируемое явление [56].

Движение изотермических потоков описывается и характеризуется системой дифференциальных уравнений и соответствующими им граничными и начальными условиями. Переменными в данных уравнениях являются размерные величины, такие как L (размер), T (время); P (давление), V (скорость), F (объемная сила). Два потока называются подобными, если в схожих пространственно-временных точках их движения они различаются между собой только масштабами указанных величин.

Если в дифференциальных уравнениях заменить вышеуказанные переменные соответствующими масштабами, то полученные безразмерные уравнения, начальные и граничные условия станут одинаковыми для подобных потоков. В данные безразмерные уравнения входят безразмерные одночленные характеристики, называемые «числами подобия» - число Эйлера (3.1), которое учитывает силу давления; число Струхала (3.2) учитывает силы, вызывающие процессы автоколебания; число Фруда (3.3) – силу тяжести; число Рейнольдса (3.4) – силу вязкости:

$$Eu = \frac{P}{\rho V^2}, \quad (3.1)$$

$$Sh = \frac{L}{VT}, \quad (3.2)$$

$$Fr = \frac{V^2}{FL}, \quad (3.3)$$

$$Re = \frac{VL}{\nu}, \quad (3.4)$$

Для двух потоков, являющихся подобными, эти числа одинаковы. В общих случаях подобные потоки должны отвечать всем четырем условиям одновременно. Однако на практике удастся добиться только частичного подобия в связи с тем, что не все величины, применяемые при составлении безразмерных уравнений, начальных и граничных условий, могут быть определены и заданы заранее [56].

Таким образом, использование метода подобия при изучении работы водных потоков возможно только в том случае, когда известны дифференциальные уравнения, характеризующие движение потока. При этом полнота подобия зависит от полноты описания потоков с помощью данных дифференциальных уравнений [56].

Эрозионный лоток. Применяется для моделирования эрозионных процессов (рисунок 3.2). Он представляет собой устройство с замкнутым циклом

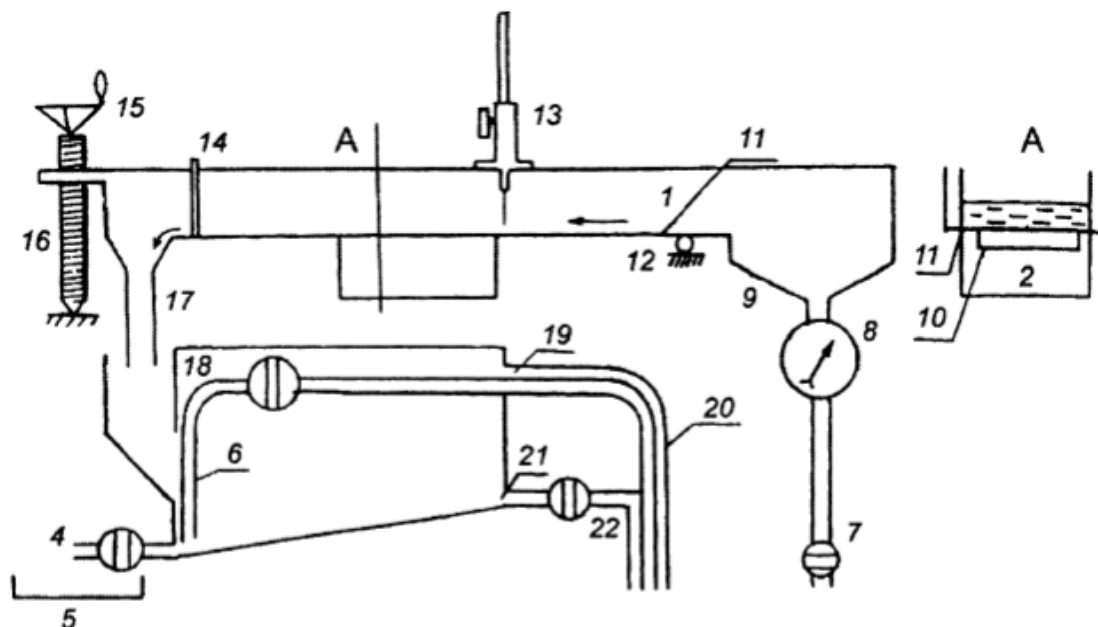


Рис. 3.2. Схема среднего эрозионного лотка

1-лоток; 2-камера; 3,7,22-кран; 4-отверстие в ванночку; 5-ванночка; 6-шланг; 8-расходомер; 9-успокоитель; 10-кассета с образцом почвы; 11-дно лотка; 12-ось; 13-мерная игла; 14-шторка; 15-штурвал; 16-винтовая опора лотка; 17,20-трубопровод; 18-бак-отстойник; 19,21-отверстие бака-отстойника (Кузнецов М. С., Демидов В. В., 2004 [56].)

водопотребления и предназначено для определения величины смыва с поверхности образца почвы при различных характеристиках водного потока. Эрозионный лоток состоит из собственно лотка, имеющего форму прямоугольника в поперечном разрезе, системы подачи чистой воды в лоток, системы отвода и очистки отработанной воды от частиц грунта, вспомогательных систем для измерения и регулировки параметров потоков вод в лотке, учета количества смытой с образца почвы. Общее требование к эрозионным лоткам состоит в том, чтобы его входная часть была в 40 раз больше глубины потока и в 8-10 раз больше ширины лотка. Масштаб моделирования в эрозионном лотке составляет 1:1, коэффициент пересчета на натурные условия получаемой в результате эксперимента размывающей скорости равен 1 [56].

3.1.3. Пассивный эксперимент в природе

Почвенно-геоморфологическое профилирование. Метод впервые описан С.С. Соболевым (1948). Метод получил широкое распространение в России. Основан на сравнении изменений мощности горизонтов почвы в эродированных грунтах с мощностью горизонтов в эталонном, ненарушенном процессах смыва и аккумуляции почвенном профиле [25]. Анализ данного метода, проведенный Г.А. Ларионовым (1993) [56], показал, что, несмотря на некоторые ограничения, он применим для почв, распахиваемых продолжительное время при высокой интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов. Метод почвенно-геоморфологического профилирования не применим для маломощных почв и в условиях смены почвообразующих пород на исследуемом склоне [25].

Метод повторных микронивелировок. Суть данного метода заключается в тщательном измерении поверхности склона, подверженной процессам эрозии, специальным прибором, установленным на специально закрепленных реперах. Измерения проводятся через установленные интервалы времени, после чего производится сопоставление их результатов. Это позволяет достаточно точно определять характер трансформации склонов под воздействием эрозионно-

аккумулятивных процессов и получать данные по балансу вещества на исследуемых участках. Данный метод наиболее применим для естественных угодий и слабонарушенных склонов [25].

Дистанционные методы исследований смыва. Основаны на дистанционном зондировании поверхности земли, используются космические и аэрофотоснимки. На первых этапах использовались в основном для изучения темпов развития линейной эрозии. С усовершенствованием и модернизацией снимающей аппаратуры и, соответственно, улучшением качества снимков появилась возможность выявлять зоны с различной интенсивностью поверхностного смыва. Они устанавливаются по изменению цвета поверхности распаханых участков в зависимости от степени их эродированности. Важным условием использования дистанционного метода является однородность почвообразующих пород на исследуемой местности. Количественные оценки темпов эрозии при использовании данного метода получают путем проведения синхронных наземных исследований по ключевым водосборам [25].

Методы коррелятных отложений. Использование данных методов подразумевает определение величины выноса смываемого материала за пределы склона, которая определяется как разница между эрозией и аккумуляцией. Наиболее точные данные об объеме смытых почвенных частиц могут быть получены с помощью измерения площади и объема делювиальных отложений, образовавшихся перед водозадерживающими валами, расположенными в вершинах оврагов. Необходимым показателем корректности полученных результатов является отсутствие следов прорыва и перелива валов. В наших исследованиях на опытных участках в центральной части Красноярской лесостепи использовался метод коррелятных отложений в виде обмеров конусов выноса (раздел 3.3.2).

Метод обмера водороин (Метод С.С. Соболева). Является одним из наиболее простых и доступных способов определения величины эрозии почв. Он используется для измерения величины смыва почвы на пашне после ливневых

дождей или снеготаяния, и основан на измерениях и расчетах объема струйчатых размывов на пахотных склонах [25, 56, 60, 81].

Суть метода обмера водоросин состоит в следующем. Сначала выявлялись микроводосборы на опытных участках, которые, представляют собой выраженные ложбины на территории пашни (см. глава I). Далее с помощью геодезических измерений определялась их площадь. Для измерения объема смытой почвы выявляются все русла струйчатых размывов на микроводосборе, после чего производится их обмер. В процессе этого через каждые 10 м измеряются длина, ширина и средняя глубина основного русла и всех его притоков. Значение длины суммируется нарастающим итогом. Перемножением средних значений ширины и глубины русла определяется средняя площадь его сечения. Объем определяется как умножение длины русла ручья на среднюю площадь сечения. Величина суммарного объема русел принимается за объем смытой почвы [56].

Метод шпилек. Разработан и впервые применен Г. А. Баляном и Л. Г. Раменским (1954) [5, 25] для измерения величины смыва почв от ливневых дождей на естественных кормовых угодьях (пастбищах). Суть метода состоит в следующем.

В многочисленных заданных точках вертикально устанавливаются *шпильки* – прямые отрезки жесткой проволоки толщиной 1-2 мм и длиной 6-8 см. Они вставляются в грунт полностью, или таким образом, чтобы выделялись над поверхностью грунта на одинаковую величину. После дождей или искусственного орошения производится осмотр шпилек, измерение их надземной части с точностью до 0,5 мм.

Данный метод позволяет определить величину и смыва, и аккумуляции наносов. Шпильки, как правило, устанавливаются по профилям вдоль всего склона – от водораздела до низины. Смыв (аккумуляция) определяется по уровню обнажения шпильки. В местах смыва почвы длина надземной части шпильки

увеличится, а на участках отложения наносов, соответственно, уменьшится [5].

Метод шпилек позволяет установить следующее:

- баланс наносов на различных участках склона;
- наличие эродирующих обтекающих струй, с участками затишья, с отложениями наносов в дерновинах и вокруг них;
- неодинаковое противоэрозионное действие различных видов агрофона (растений);
- влияние на смыв величины разреженности растительного покрова [5, 25].

При этом авторы указывают на ряд недостатков метода шпилек, таких как:

- отсутствие учета гранулометрического и химического состава продуктов смыва;
 - неприменимость метода в период сезонного замерзания-оттаивания почв из-за подверженности шпилек выпиранию;
 - уязвимость установленных шпилек при выпасе скота;
- задерживание шпильками сносимых остатков растительности [5].

3.1.4. Методы маркеров (метод радиоизотопов)

Важным отличием данных методов является потребность в высокочувствительной спектрометрической аппаратуре, что препятствует их широкому распространению. Тот факт, что период полураспада различных изотопов изменяется от десятков дней до миллиардов лет, дает возможность фиксировать перемещение вещества как в геологическом масштабе времени, так и для современных процессов эрозии [25].

Для исследования эрозионно-аккумулятивных процессов наиболее широко применяется цезий-137 – изотоп искусственного происхождения, образовавшийся в результате проведения атмосферных ядерных взрывов с конца 1940-х годов. Его глобальные выпадения в период ядерных испытаний в атмосфере носили характер равномерного распределения по суше. Цезий-137, попадая на поверхность грунта,

прочно и быстро сорбируется с почвенными частицами, и в процессе смыва перемещается только вместе с ними. Он плохо растворяется (доля растворимого цезия-137 не более 5 %, за исключением случаев аномально высокой кислотности почв), мало потребляется растениями [25, 62].

Преимущества методов радиоизотопов следующие:

- возможность оценки скорости протекания эрозионно-аккумулятивных процессов в различных звеньях эрозионной сети с 1954 года до момента измерений содержания изотопа;
- возможность сбора всей необходимой информации за один полевой выезд;
- выполнение полевых работ не вызывает сильных нарушений почвенного слоя;
- возможность составления карт эрозии и аккумуляции почв по результатам выполнения анализов.

Также имеется ряд недостатков, ограничивающих применение данных методов при оценке величины эрозионно-аккумулятивных процессов [25]:

- повышенное растворение цезия-137 в кислых почвах;
- зависимость концентрации изотопа от гранулометрического состава почв;
- потребность в информации о выпадении цезия-137 на ненарушенную почвенную поверхность;
- потребность в специальном оборудовании для измерения его количества;
- методы позволяют оценить суммарные потери почвы при делювиальных процессах, отдельно выделить вклад ливневой, снеготалой, механической или ветровой эрозии не всегда представляется возможным.

3.2. Обзор методов расчета потенциального смыва почв на сельскохозяйственных землях

Рассмотрим упомянутые выше методики расчета потенциального смыва на

пахотных землях, применяемые в России, в т.ч. на территории Сибири:

- модель ГГИ-Ларионова;
- методические указания по проектированию организации территории при внутрихозяйственном землеустройстве в зонах проявления водной эрозии (1989);
- региональная методика, разработанная для Красноярского края [8, 14, 59, 60, 65, 66].

Модель ГГИ, основана на результатах натурных наблюдений. Существенный вклад в нее был произведен Н.Н. Бобровицкой. Данная методика основана на зависимости между смывом и слоем талого стока [8, 14, 44, 65]:

$$\overline{W}_{sp\%} = h_{p\%}^n abk_1; \quad (3.5)$$

где $\overline{W}$ - величина модуля смыва с заданной вероятностью превышения за период снеготаяния ($p, \%$), т/га; h – слой стока с заданной вероятностью превышения, мм; a и n – параметры, характеризующие тип почв, агротехнику и тип ручьев на склонах; b – коэффициент, характеризующий влияние состояния агрофона на величину смыва; k_1 – коэффициент, учитывающий уклон.

По мнению Г. А. Ларионова, данная модель имеет ряд недостатков, к которым относится расчет величины смыва по звеньям ручейковой сети, что затрудняет ее использование для проектирования противоэрозионных мероприятий, и, помимо этого, достаточно грубое деление почв на группы по величине смываемости, а также учет фактора уклона при расчете смыва начиная с 10 %, хотя большинство площади пашни имеет уклон ниже данной величины [60].

С целью их устранения Г. А. Ларионовым была адаптирована модель ГГИ для отрезков смыва. Для этой цели использованы данные о величине протяженности ручьев различного типа. Была рассчитана длина склона по линиям тока, величина смыва для ручьев I, II, III порядка и ее распределение по отрезкам, выстроены графики распределения смыва по склону для всех групп почв. Также при адаптации данной модели была определена зависимость величины смыва от

порядкового номера 100-метрового отрезка, нумерация склонов проставляется сверху вниз по склону в связи с увеличением на каждом отрезке расходов воды, скоростей водных потоков и смыва почв [14, 60]. Помимо этого, в расчетах произведена замена слоя речного стока на слой склонового [60], для данных целей была взята за основу одна из работ Н. Н. Бобровицкой [8], в которой указывается зависимость величины смыва от слоя стока талых вод для ручьев II типа (таблица 3.1).

Таблица 3.1.

Смыв почв со склонов, распаханых под зябь, длиной 200 м (II типа ручьев) в зависимости от типа почв за период снеготаяния, т/га
(по данным Н. Н. Бобровицкой, 1977 [8])

Тип почв	Слой стока, мм								
	10	20	40	60	80	100	120	140	150
Мощные и обыкновенные черноземы	0,05	0,10	0,40	0,80	1,50	2,40	3,60	5,15	6,00
Оподзоленные лесостепные, выщелоченные и темно - каштановые	0,10	0,35	1,50	2,70	3,90	5,15	(6,35)	(7,60)	8,20
Подзолистые светло-каштановые и светлые лесостепные	0,75	1,20	3,40	5,20	7,00	8,80	(10,7)	-	-

Далее было выполнено определение величины склонового стока и произведено построение кривых зависимости величины смыва от длины склона для слоя стока с интервалом в 10 мм. Слой стока рассчитывается как произведение коэффициента стока на сумму запаса воды в снеге и осадков за период снеготаяния [14]:

$$Y = (S + x)K_c; \quad (3.6)$$

где Y – слой стока, мм; S – запас воды в снеге, мм; x – слой выпавших осадков за период снеготаяния, мм; K_c – коэффициент стока.

Величина коэффициента стока при отсутствии наблюдений может определяться по данным В. Е Водогрецкого (1979), основанным на многолетних исследованиях на опытных площадках [17]. По этим данным, коэффициент стока зависит от величины уклона, природной зоны и механического состава почвенного покрова.

В рассматриваемой методике был учтен и фактор смываемости почв. Данный показатель выводится исходя из гранулометрического состава и содержания гумуса в почве. В модели ГГИ все почвы разбиты на три группы [44, 60], величина смыва по каждой группе привязана к определенной величине смываемости [14]. В результате анализа и обобщения данных при адаптации модели ГГИ был составлен график определения смыва от талых вод (рисунок 3.3).

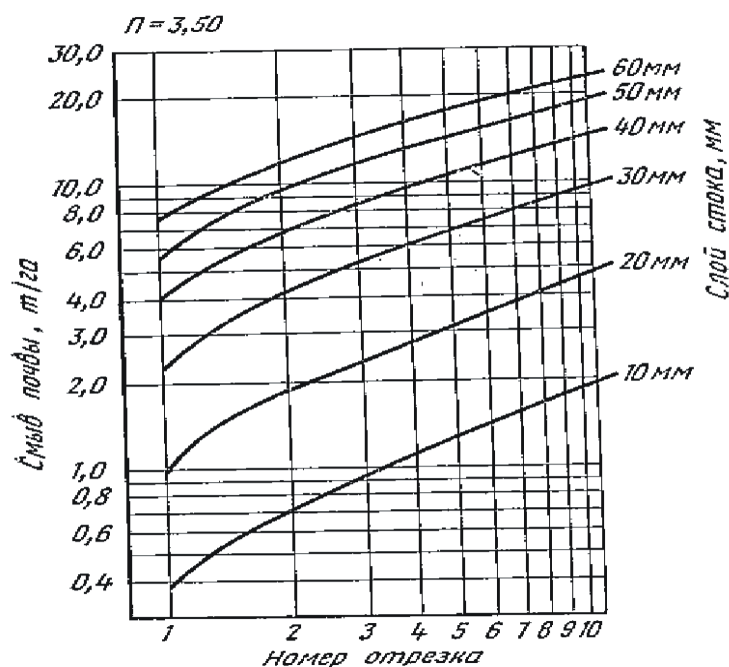


Рис. 3.3. Смыв почв от талых вод в зависимости от обусловливающих факторов – слоя стока, смываемости (Π) и порядкового номера отрезка на склоне (по Г. А. Ларионову [60])

Следующая методика, по которой производился расчет потенциального смыва, представлена в Методических указаниях по проектированию противоэрозионной организации территории при внутрихозяйственном землеустройстве в зонах проявления водной эрозии (1989) [66].

Уравнение для расчета потерь почвы от талых вод в данном случае имеет следующий вид:

$$\mathcal{E}_T = ПП_o P; \quad (3.7)$$

где $\mathcal{E}_T$ – величина потенциального смыва от талых вод, т/га; $П$ – смываемость почвы; $П_o$ – коэффициент относительной смываемости почв; P – эрозионный потенциал рельефа.

Для определения величины эрозионного потенциала рельефа учитываются длина отрезков на склоне и их число, а также уклон последнего отрезка, формула для расчета имеет следующий вид:

$$P = \left(\frac{L}{25} \right)^m \left[n^{1+m} - (n-1)^{1+m} \left(\frac{i_n}{10} \right)^{1,45} \right]; \quad (3.8)$$

где P – эрозионный потенциал рельефа; L – длина отрезка (100 м); n – число отрезков; i_n – уклон последнего отрезка, %. Данная формула дает величину $P=1,0$ для стандартной площадки длиной 100 м и шириной 25 м.

Смываемость в данной методике рассчитывается как частное от деления среднего многолетнего смыва на значение эрозионного индекса талых вод. Смыв учитывается на эталонном участке под чистым паром длиной 25 м и крутизной 10 % [14, 66].

Региональная методика. Помимо вышеуказанных расчетных моделей, мы использовали методику Д. А. Буракова для земледельческой зоны Красноярского края [14]. Она основана на Универсальном уравнении с использованием, отечественных нормативов вычисления смываемости почв, региональных особенностей, и рекомендаций по измерению эрозионного потенциала талых вод.

Коэффициенты (параметры) адаптированы к условиям рассматриваемой территории. Уравнение региональной методики имеет следующий вид:

$$\mathcal{E}_m = 4 \times K_m \times \Pi \times \Pi_0 \times P \times F; \quad (3.9)$$

где $\mathcal{E}_m$ - потенциальный смыв от талых вод, т/га в год; K_m - эрозионный потенциал талых вод; Π - величина смываемости для стандартной почвы (чернозем выщелоченный, развитый на лессовидных суглинках и лессах, сильно эродированный), Π_0 - коэффициент относительной смываемости почв (зависит от механического состава, типа почв и степени их смытости), P - эрозионный потенциал рельефа; F - коэффициент формы склона.

Смываемость почв рассчитывается согласно методическим указаниям по проектированию и организации территории при внутрихозяйственном землеустройстве в зонах проявления водной эрозии [66]. Величина эрозионного потенциала рельефа определяется по формуле (4.5). Коэффициент F , учитывающий форму склона, рассчитывается следующим образом:

$$F = 1.0 + 0.3 \times \ln \left(\frac{i_j}{i_{j-1}} \right); \quad (3.10)$$

где i_j и i_{j-1} - уклоны j -го и $(j-1)$ -го участков склона, %.

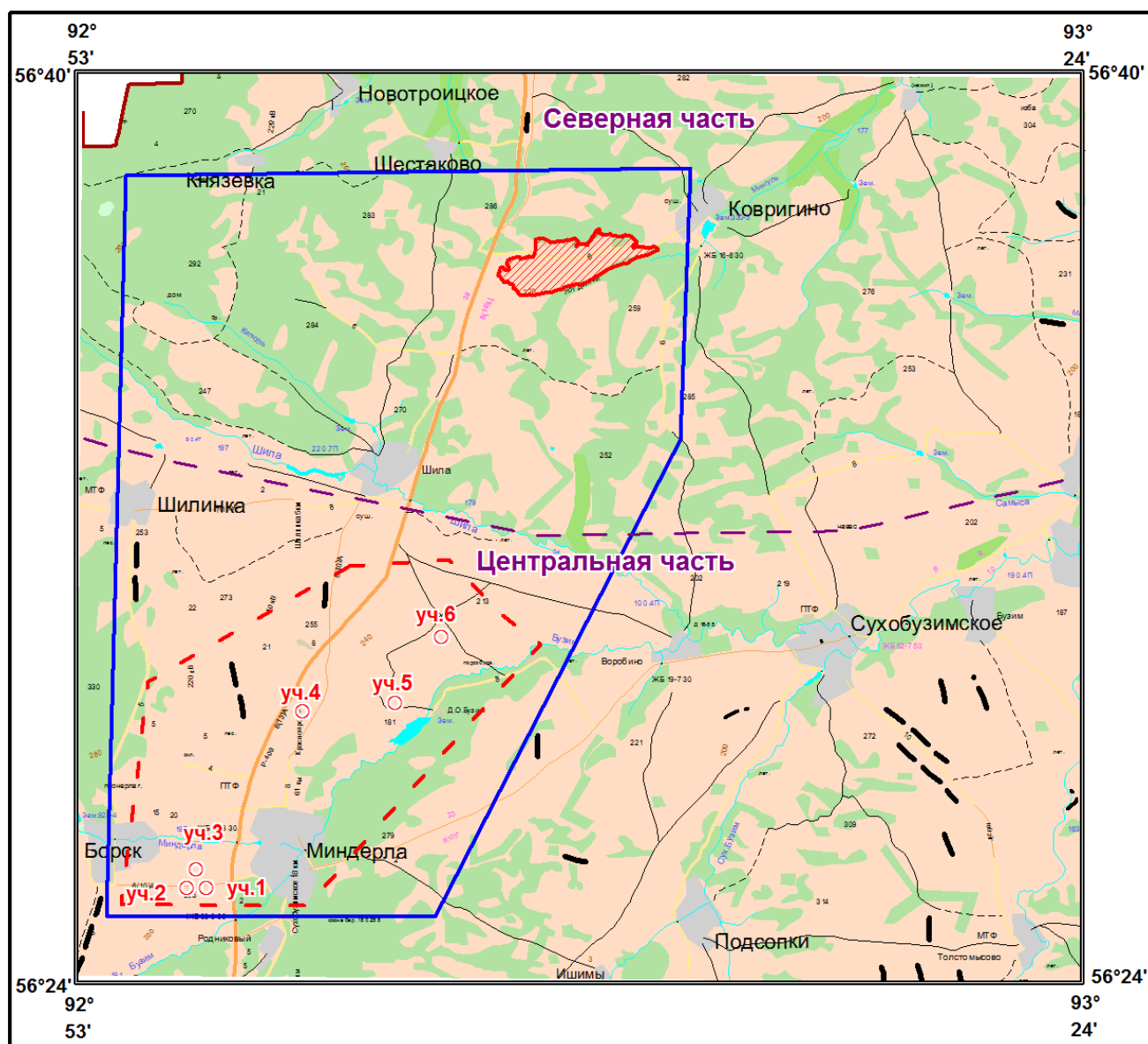
Коэффициент F характеризует различия в проявлении эрозионно-аккумулятивных процессов на склонах различной формы. Если уклон i_j участка j больше, чем уклон предыдущего участка i_{j-1} , то участок j считается выпуклым, если присутствует обратное соотношение - вогнутым. В случае, если уклоны равны, участок считается прямым.

3.3. Применение экспериментальных методов исследования смыва почв от стока талых вод на пашне Красноярской лесостепи

3.3.1. Характеристика опытных участков исследуемой территории

Полевые исследования смыва почв проводились в центральной и северной

частях Красноярской лесостепи (рисунок 3.4):



Условные обозначения

- | | | | |
|-----------|---|-------------|--|
| — — — — — | - граница Центральной и Северной части Красноярской Лесостепи (нанесена автором условно); | — — — — — | - район исследований в центральной части (методом обмера конусов выноса) |
| | - граница ключевого опытного участка Долгий Лог (северная часть); | уч.3 | - местоположение опытных участков (микроводосборов) центральной части, их номер. |
| | - район авторских полевых исследований (2009-2011гг.); | ○ | |
| | | — — — — — | - полевые дороги |
| | | ————— | - грунтовые дороги |

Рис. 3.4. Схема расположения опытных участков в центральной и северной частях Красноярской лесостепи

- северная часть – простирается примерно на 40 км с юга от р. Шила на север до постепенного перехода в зону подтайги, доля пахотных земель 21%;
- центральная часть – проходит от границы г. Красноярска на юге до р. Шила на севере, протяженность составляет примерно 20 км, доля пашни составляет 45%.

На сельскохозяйственных землях исследуемой территории были выделены несколько опытных участков – основной (ключевой) и шесть дополнительных (далее по тексту – участки центральной части). Местоположение всех опытных участков отображено на рисунке 3.4.

3.3.1.1. Характеристика ключевого опытного участка

Основной опытный (ключевой) участок – *урочище Долгий Лог* (рисунок 3.5.), площадью 520 га, средней абсолютной высотой 230 м, располагается в

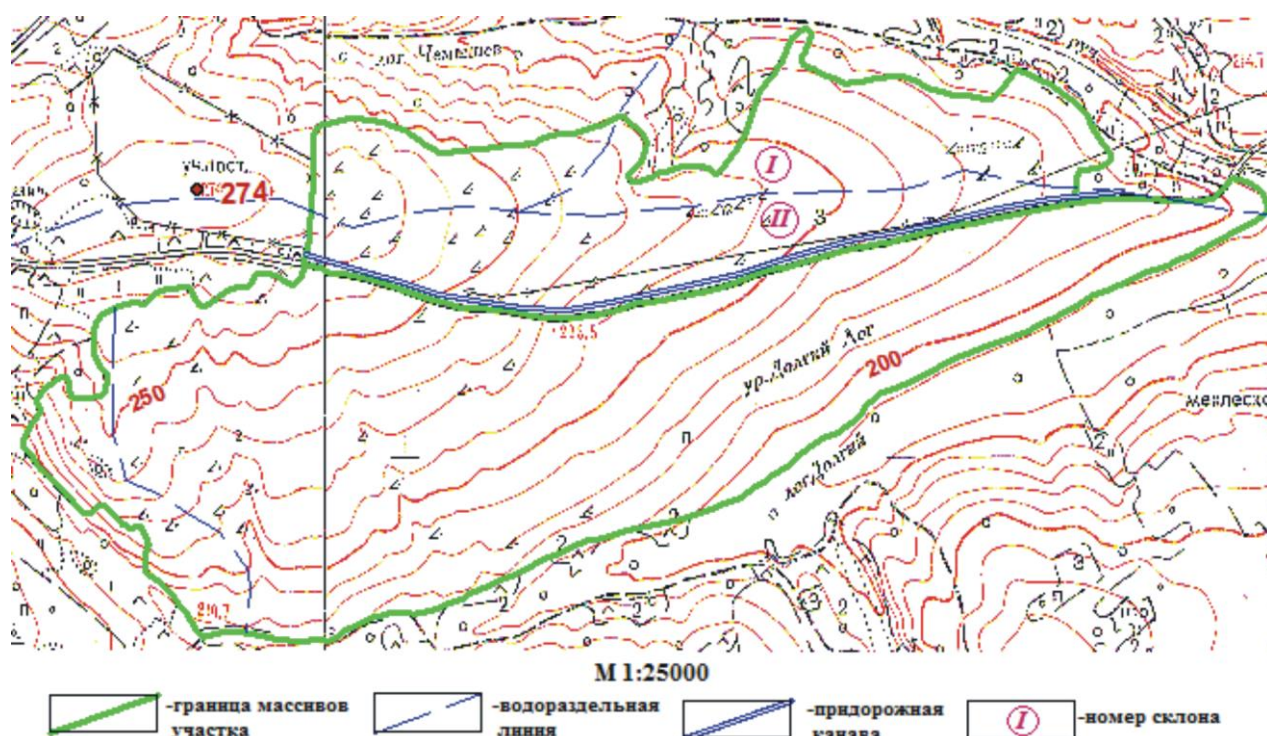


Рис. 3.5. Схема участка Долгий Лог

северной части Красноярской лесостепи, на территории СПК «Шилинский», 8 км

северо-восточнее центральной усадьбы хозяйства (с. Ши́ла), и в 75 км севернее г. Красноярска. Является типичным для данной подзоны. Свыше 99 % территории участка занято под обрабатываемые земли. На долю остальных угодий (колки, кустарники, пастбища) приходится менее 1 % от площади участка. На данном опытном участке проводились исследования эрозии методом шпилек и методом обмера водороев.

Рассматриваемый ключевой участок, как и многие пахотные массивы в северной части Красноярской лесостепи, по всему периметру окружен лесом. В направлении с запада на восток участок делится грунтовой дорогой на два массива – северный (170 га) и южный (350 га).

Северный массив представляет собой слабовыпуклое водораздельное плато протяженностью около 3000 м. Водораздельная вершина (высота 274,0) располагается на его западной окраине. Общий наклон плато следует вдоль его водораздельной линии, по направлению от вышеуказанной вершины с запада на восток. Водораздельная линия делит массив на два обширных склона – северо-восточной (склон *I*) и юго-восточной (склон *II*) экспозиций. В южной части северного массива, вдоль грунтовой дороги проходит искусственная водоотводящая канава шириной 80 – 120 см и глубиной 0,5 – 1 м.

Склон *I*, выпуклой формы, северо-восточной экспозиции, имеет среднюю длину 400 м, ширину 3150 м. Склон *II*, выпуклой формы, юго-восточной экспозиции, имеет среднюю длину 300 м, ширину 3140 м. Оба склона смежные и имеют общую вершину, представляя собой северную и южную части водораздельного плато.

Южный массив представляет обширный склон от дороги в сторону ручья (лог Долгий, рисунок 3.2.). Основная часть данного массива имеет наклон к юго-востоку. В западной части проходит водораздельная линия, которая формирует небольшой склон юго-западной экспозиции. Склон юго-восточной экспозиции – прямой формы, его длина изменяется от 250 до 1400 м, средняя длина составляет

670 м. Склон юго-западной экспозиции – слабовыпуклый, имеет среднюю длину 290 м, ширину 1170 м.

Рельеф участка Долгий Лог преимущественно пологий (рисунок 3.6). Преобладают склоны крутизной от 1° до 3° , их доля от общей площади территории составляет 76%. Доля склонов крутизной свыше 8° не превышает 0,5% (таблица 3.2).

Рассмотрим особенности рельефа каждого из массивов участка Долгий Лог. Рельеф северного массива характеризуется наличием сети ложбин шириной 50-100 м и длиной до 200 м в приопушечных зонах, в северной части. На остальной территории рельеф пологий, склоны преимущественно прямые и слабовыпуклые, средняя крутизна $1,1^\circ$.

Южный массив отличается более высокой крутизной (средний уклон $2,3^\circ$) и

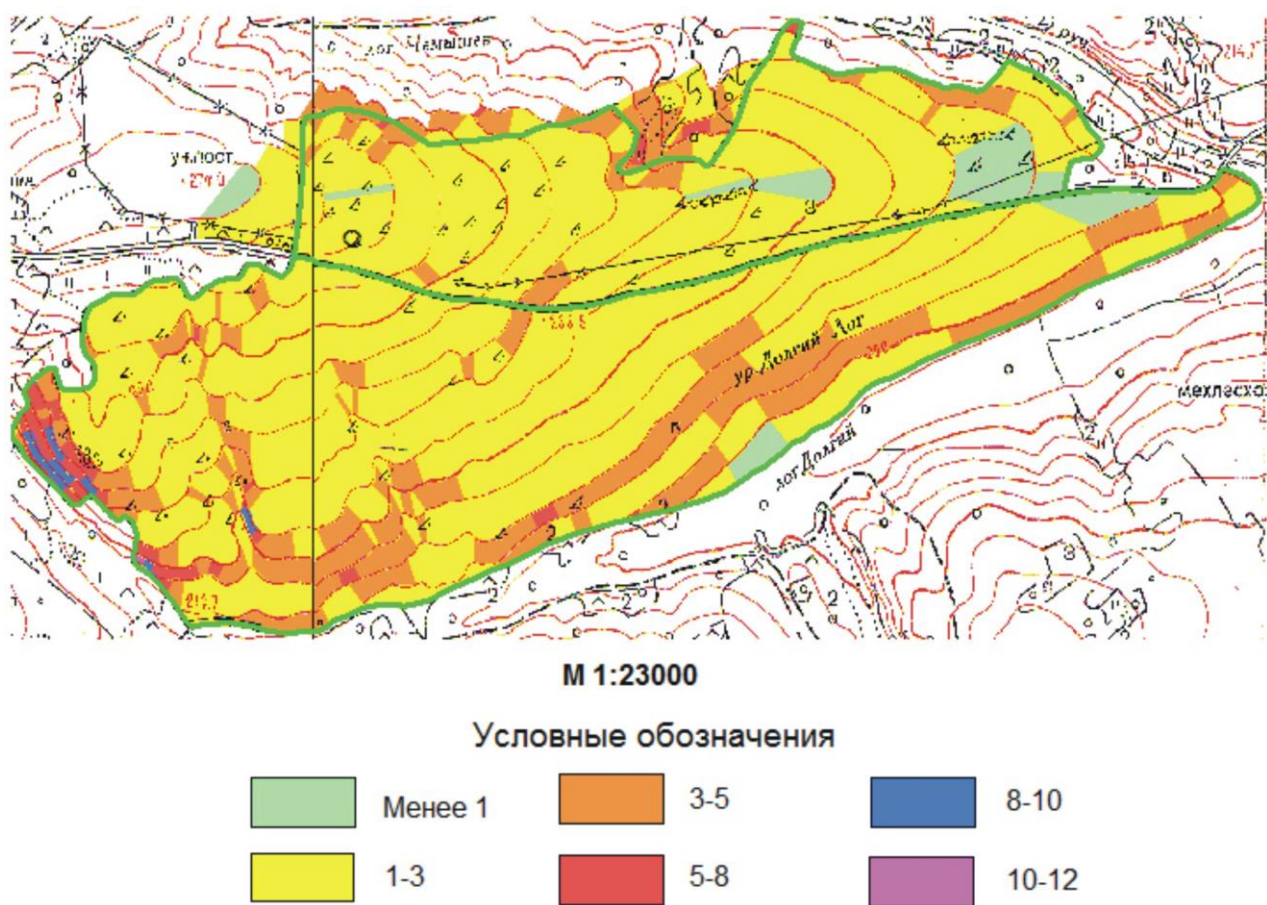


Рис. 3.6. Карта уклонов участка Долгий Лог (градусы)

Таблица 3.2

Структура участка Долгий Лог по крутизне и площади

Уклон, градусы	Площадь, кв. м.	Процент от общей площади участка
менее 1	278594	4,89
1-3	4321832	75,91
3-5	970182	17,04
5-8	97165	1,71
8-10	24087	0,42
10-12	1413	0,02

развитием эрозионных форм рельефа. Наиболее расчлененный рельеф в западной части массива, присутствуют сети ложбин и отдельные ложбины, которые, соединяясь, формируют лощины (рисунок 3.7.). В период снеготаяния в них образуется интенсивный сток талых вод, которые, обладая высокой кинетической энергией, образуют в днищах крупных ложбин и лощин промоины шириной до 120 см и глубиной до 70-80 см.

В восточной части рассматриваемого массива на водораздельных поверхностях, где рельеф более пологий, интенсивность эрозии минимальна.



Рис. 3.7. Лощина на территории южного массива, уч. Долгий Лог. Апрель 2009 г.

В центральной части рельеф становится более расчлененным, на склонах возникают струйчатые размывы. В нижней части, вдоль кромки леса присутствует сеть ложбин шириной до 70 м, на дне которых образуются промоины.

В почвенном покрове участка Долгий Лог (рисунок 3.8) на пахотных землях преобладают почвы:

- темно-серые лесные оподзоленные мощные;
- черноземы выщелоченные среднегумусные;
- лугово-черноземные оподзоленные
- серые лесные оподзоленные.

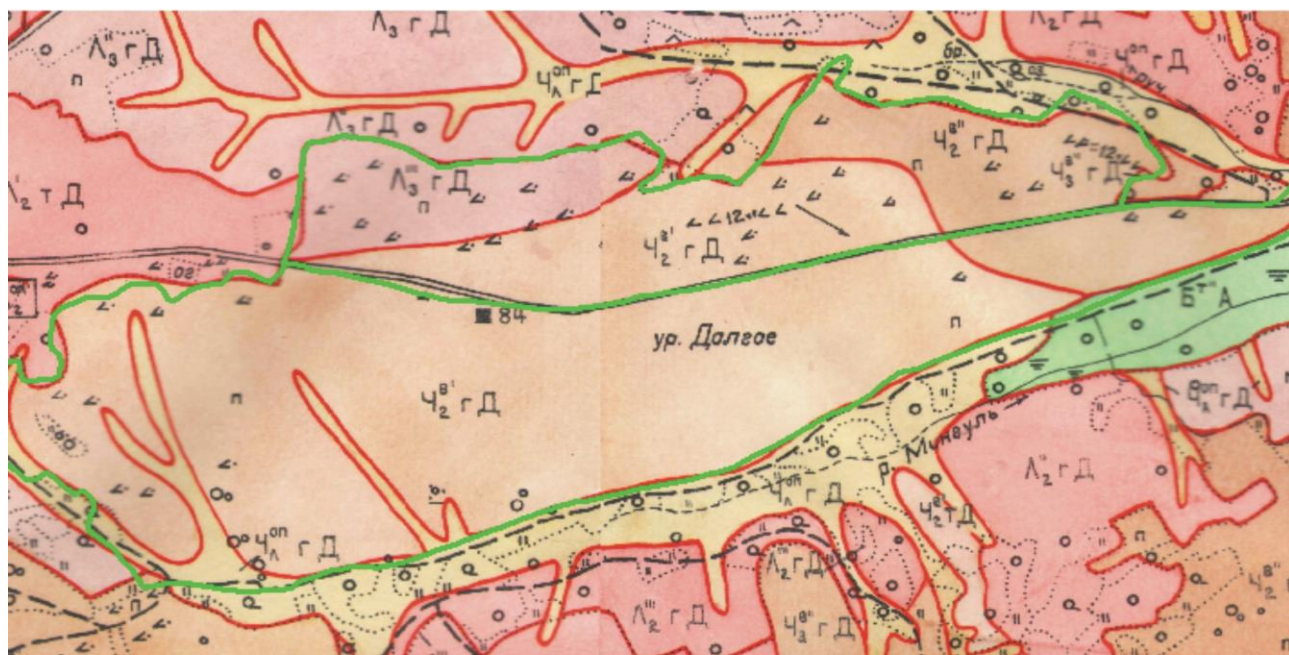
Гранулометрический состав почвенного покрова тяжелосуглинистый и глинистый. Приведем краткую характеристику основных типов почв [90].

Темно-серые лесные обладают мощностью гумусового горизонта до 55 см. Содержание физической глины в пахотном горизонте составляет 61% – 64% при глинистом и 48,5% при тяжелосуглинистом механическом составе. Среди фракций преобладают илистая и крупнопылеватая. рН почвенного раствора составляет 6,6 – 7,0. Содержание гумуса в верхнем горизонте 4,6 – 5,7%.

Темно-серые лесные оподзоленные почвы обладают высоким потенциальным плодородием.

Черноземы выщелоченные имеют мощность гумусового горизонта от 32 см (маломощные) до 49 см (среднемощные). Содержание физической глины 44,9 – 47,3% (тяжелосуглинистые) и 51,3 – 65,5% (глинистые). Реакция среды близка к нейтральной, рН водной вытяжки составляет 6,5 – 7,2 в пахотном горизонте почвы. Содержание гумуса в верхнем горизонте 6,3 – 6,6%. Данные почвы хорошо насыщены основаниями, среди которых преобладают соединения кальция.

Лугово-черноземные почвы расположены в зонах с повышенным увлажнением – в низинах склонов, на дне ложбин и лощин. Отличаются наличием оподзоленного горизонта с кремнеземистой присыпкой. Обладают, как правило, мощным гумусовым горизонтом толщиной до 95 см. Реакция почвенного



Условные обозначения

Индексы почв и окраска	Название почвы
Л3 гД Л3 гД Л3 гД [Л3] Л3 гД [Ч2] Л3 гД Л3 гД [Л3] Л3 гД [Ч2]	<u>Темно-серые лесные оподзоленные</u> среднемошные среднемошные слабосмытые среднемошные в комплексе с серыми лесными оподзоленными среднемошными 10-25% среднемошные в комплексе с лугово-черноземными оподзоленными 10-25% мощные мощные в комплексе с среднемошными мощные в комплексе с лугово-черноземными оподзоленными 10-25%
Л3 сД Л3 гД Л3 гД Л3 гД	<u>Серые лесные оподзоленные</u> маломощные маломощные среднемошные мощные
Л3 гД Л3 гД [Л3] Л3 гД [Ч2]	<u>Серые лесные среднеоподзоленные</u> среднемошные в комплексе с маломощными 10-25%
Ч2 гД Ч2 гД	<u>Черноземы оподзоленные</u> среднегумусные среднемошные тучные среднемошные
Ч2 гД Ч2 гД Ч2 гД Ч2 гД Ч2 гД Ч2 гД	<u>Черноземы выщелоченные</u> малогумусные маломощные среднегумусные маломощные среднегумусные маломощные слабодифференцированные среднегумусные маломощные слабосмытые среднегумусные маломощные в комплексе с черноземами обыкновенными среднегумусными маломощными слабосмытыми 10-25% среднегумусные среднемошные среднегумусные среднемошные в комплексе с маломощными среднегумусные среднемошные в комплексе с черноземами

Ч2 гД [Ч2] Ч2 гД Ч2 гД [Ч2] Ч2 гД [Ч2] Ч2 гД [Ч2] Ч2 гД [Ч2]	среднегумусные среднемошные в комплексе с лугово-черноземными 10-25% тучные среднемошные среднегумусные среднемошные в комплексе с черноземами обыкновенными среднегумусными маломощными 10-25% среднегумусные среднемошные в комплексе с обыкновенным среднегумусными маломощными 5-10% и лугово-черноземными оподзоленными 5-10% среднегумусные среднемошные в комплексе с лугово-черноземными оподзоленными 10-25% тучные в комплексе с черноземами карбонатными среднегумусными маломощными 5-10% и лугово-черноземными оподзоленными 5-10%
Ч2 гД Ч2 гД Ч2 гД	<u>Черноземы обыкновенные</u> среднегумусные маломощные среднегумусные маломощные, слабосмытые среднегумусные маломощные слабодифференцированные
Л3 гД Л3 гД Л3 гД Л3 гД Л3 гД	<u>Луговые</u> оподзоленные карбонатные карбонатные в комплексе с лугово-болотными 10-25% солончаковатые карбонатные в комплексе с лугово-болотными солончаковыми 10-25%
Ч2 гД Ч2 гД Ч2 гД Ч2 гД Ч2 гД	<u>Лугово-черноземные</u> обыкновенные обыкновенные в комплексе с торфянисто-болотными 25-50% оподзоленные карбонатные солончаковатые солончаковатые в комплексе с солончаковыми
Б3 гД Б3 гД Б3 гД Б3 гД Б3 гД	<u>Болотные</u> лугово-болотные илугово-болотные торфянисто-болотные торфяно-болотные торфяники
А3 гД А3 гД А3 гД А3 гД А3 гД	<u>Пойменные</u> темноцветные, заболоченные Скелетные малоразвитые, щебнистые Обнажение рыхлых пород (карьеры)
С3 Зп П З Д	пески элювиально-делювиальные отложения делювиальные отложения

М 1:25000

Рис. 3.8. Почвенная карта участка Долгий Лог [90]

раствора (рН) изменяется от кислой до близкой к нейтральной. Данные почвы хорошо насыщены основаниями. Содержание гумуса в верхнем горизонте от 8% до 15%.

3.3.1.2. Характеристика опытных участков центральной части

Опытные участки центральной части Красноярской лесостепи (приложение А; рисунок 3.9) располагаются в Сухобузимском административном районе, в 50 км севернее г. Красноярска (20-25 км южнее ключевого участка Долгий Лог), на территории двух хозяйств – совхоза «Миндерлинский» и учебного хозяйства «Миндерлинское».

Изучение интенсивности смыва почв проводилось методом обмера конусов выноса. Для этих целей на пахотных землях хозяйств были выделены шесть опытных участков с номерами 1, 2, 3, 4, 5, 6. Они представляют собой микроводосборы на территории пашни с различными показателями длины, крутизны, формы и экспозиции склона (приложение А; рисунок 3.9).

Участки 1, 2 и 3 располагаются на одном пахотном массиве, в 1700 м западнее п. Миндерла, на территории учебного хозяйства «Миндерлинское», на близком расстоянии друг от друга (150 – 250 м) и характеризуются одинаковыми почвенными условиями [90]. Севернее массива с участками 1, 2, 3 на расстоянии 1100 м протекает река Миндерла, а 1600 м южнее – река Бузим.

Участки 4, 5 и 6 расположены северо-восточнее пахотного массива с участками 1, 2 и 3, на значительном удалении друг от друга (2-5 км) и характеризуются различными почвенными показателями [88]. Расстояние между участками центральной зоны и ключевым участком Долгий Лог составляет примерно 15-20 км.

Для определения площади микроводосборов с помощью электронного нивелира была выполнена топографическая съемка каждого участка, по ее результатам составлены крупномасштабные планы, по которым были вычислены

значения площадей водосборов. На участках были определены типы почв, изучено строение продольного профиля (рисунок 3.9).

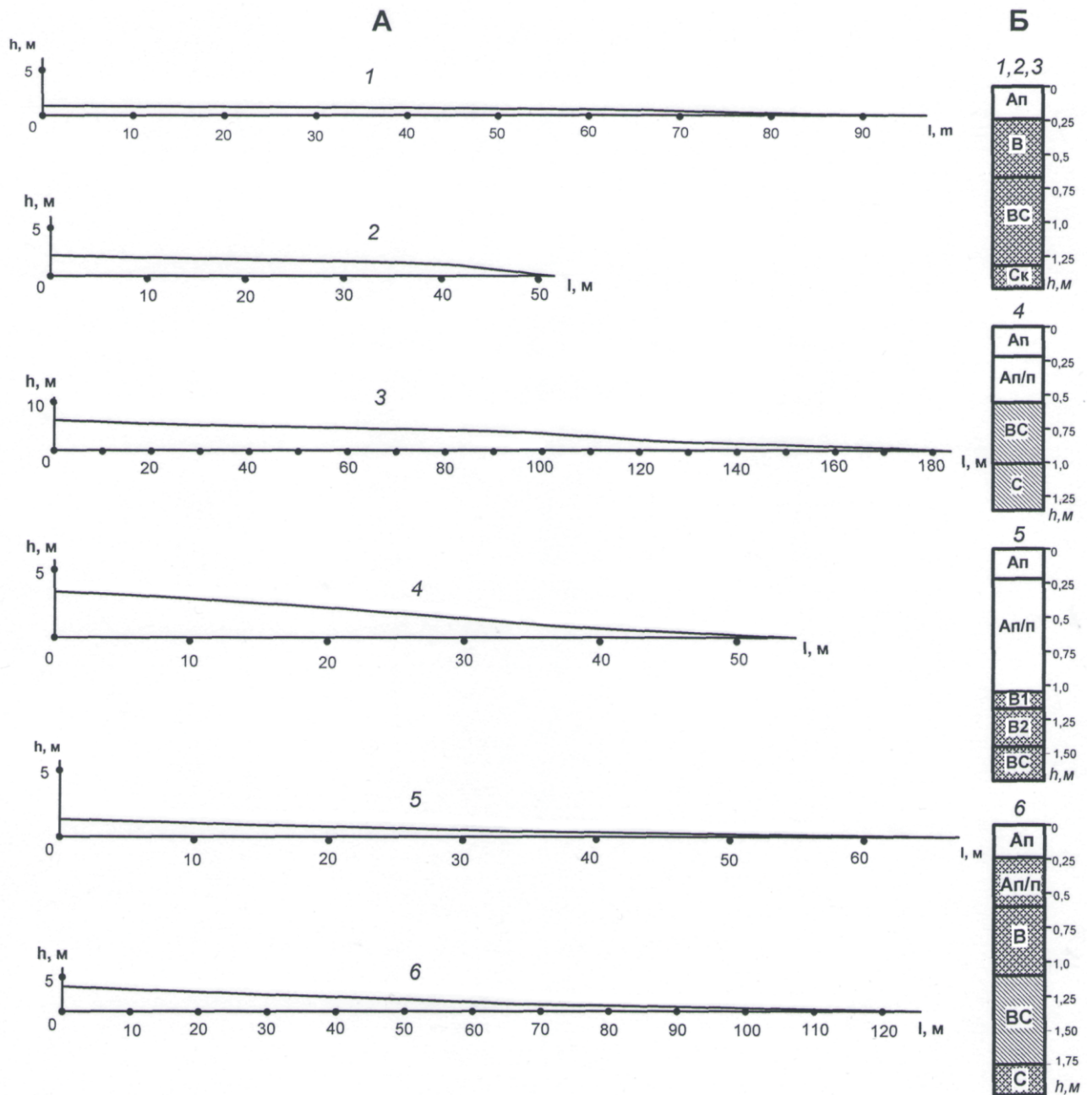


Рис. 3.9. Продольные профили опытных участков центральной части и строение их почвенных разрезов

Приведем более подробную характеристику каждого склона в отдельности.

Участок 1 (рисунок 3.9.), длиной 97 м и превышением 1,1 м, представляет собой ровный склон южной экспозиции с уклоном 2 %. Тип почв на микроводосборах 1, 2, 3 – чернозем выщелоченный среднегумусный среднемощный. В верхнем горизонте содержание гумуса 7,2 %, механический состав – тяжелосуглинистый.

Участок 2, длиной 52 м и превышением 2,1 м, представляет собой пологий склон выпуклой формы юго-западной экспозиции. Верхняя и средняя части склона ровные, в нижней части заметно увеличение крутизны (приложение А; рисунок 3.9.). Общий уклон участка 3,8 %.

Участок 3 представляет собой склон северной экспозиции. Он имеет наибольшую длину – 184 м, и превышение – 6,4 м. Особенностью данного участка является ступенчатая форма склона (рисунок 3.9.). Общий уклон участка равен 4,1 %.

Участок 4, длиной 54 м и превышением 3,36 м, представляет собой слабовогнутый склон восточной экспозиции (приложение А; рисунок 3.9.). Он имеет самую большую крутизну – 5,4 %. Тип почв – чернозем выщелоченный малогумусный маломощный. Механический состав верхнего горизонта – среднесуглинистый, содержание гумуса 4,3 %.

Участок 5 (приложение А; рисунок 3.9.), длиной 67 м и превышением 1,33 м, представляет собой слабовогнутый пологий склон восточной экспозиции. Средний уклон участка равен 3,1 %. В верхней части склон прямой, в средней и нижней – слабовогнутый. Тип почвы – лугово-черноземная оподзоленная. Механический состав верхнего горизонта – тяжелосуглинистый, содержание гумуса в верхнем горизонте почвы 9,7 %.

Участок 6, длиной 126 м и превышением 3,6 м, представляет собой вогнутый склон северо-восточной экспозиции (приложение А; рисунок 3.9.). Средний уклон участка 2,8 %. Тип почв – чернозем выщелоченный

среднегумусный среднемощный. Механический состав верхнего слоя – тяжелосуглинистый, содержание гумуса в верхнем горизонте почвы 8,2 %.

3.3.2. Развитие экспериментальных методов исследования смыва и аккумуляции почв

Как было указано выше (раздел 3.1), экспериментальные методы, применяемые для изучения эрозионно-аккумулятивных процессов, по степени вмешательства исследователя в изучаемый процесс условно подразделяются на следующие три вида [56].

- Пассивный эксперимент в природе;
- Активный эксперимент в природе;
- Физическое моделирование.

Процессы смыва почв от талых вод на территории пахотных земель Красноярской лесостепи изучались с помощью следующих методов, относящихся к виду пассивного эксперимента в природе:

- *метод шпилек* [5];
- *метод обмера водоросин* (метод С. С. Соболева)[81];
- *метод обмера конусов выноса*.

Рассмотрим подробнее применение данных методов и приведем описание комплекса мероприятий, выполненных в процессе полевых исследований смыва и аккумуляции почв в центральной и северной части Красноярской лесостепи. Ежегодные полевые работы по экспериментальному изучению снегонакопления, процессов смыва и аккумуляции на выбранных полевых участках, а также применение расчетных моделей производились в следующем составе и последовательности.

1. Подготовительный этап. Выполнен разово до постановки полевых наблюдений. Заранее в летне-осенний период (до выпадения снега) в северной части Красноярской лесостепи на пахотных массивах ключевого участка определены склоны для применения метода шпилек. Выделенные профили

тщательно обследовались, выбирались места установки шпилек максимально точно в направлении падения склона от линии водораздела до края пашни. Выбранные точки установки фиксировались с помощью геодезических приемников, это позволило производить установку с достаточной точностью.

В центральной части опытные участки (микроводосборы) были определены весной 2009 г. уже после завершения снеготаяния, в процессе обследования массивов пашни и выявления четких конусов выноса в низинах пахотных склонов. После их обнаружения, определялась площадь микроводосбора, с которой отлагались найденные конусы. При выборе участков в центральной части акцентировалось внимание на видимости водораздельных линий (границ) выбираемых микроводосборов и на отсутствие видимых следов дальнейшей транспортировки продуктов смыва за пределы нижней части склонов микроводосборов. Учитывались состояние агрофона, форма склонов, крутизна и экспозиция. Далее производилась крупномасштабная геодезическая съемка выявленных участков для точного определения их площади водосбора.

2. Выполнение снегомерных съемок. Снегомерные съемки выполнялась весовым снегомером в период максимального снегонакопления (первая декада марта) в зонах с различными условиями залегания снежного покрова – равномерное распределение снега на выровненных поверхностях (основной ход), неравномерное залегание в условиях холмисто-увалистого рельефа и в приопушечных зонах на склонах северной и северо-восточной экспозиции (дополнительные ходы). В процессе выполнения работ, с интервалом в 10 м. измерялась высота снега, через каждые 100 м. – его плотность. Измерения плотности проводились однократно при его относительной однородности. Если присутствовали видимые различия в плотности и структуре профиля снежного покрова (уплотненный слой над рыхлым снегом), то производились двукратные измерения – рыхлого и уплотненного снега в отдельности. В дальнейшем, при обработке полевых результатов, с помощью линейной регрессии устанавливалась связь высоты и плотности снежного покрова, на основании которой

рассчитывались плотность и запас воды в снеге на каждом 10-ти метровом участке хода. Результаты представлены в разделе 4.1, приложении Б.

3. Установка групп шпилек. Установка шпилек производилась в конце февраля-начале марта в мерзлую почву на глубину 17 – 20 см; найденные места установки аккуратно и тщательно расчищались от снега, после чего шпильки фиксировались на расчищенной площадке. Установка производилась таким образом, чтобы заранее нанесенная метка (надпил на шпильке) был точно на уровне почвенной поверхности, измерялась надземная высота шпилек с точностью до 0,1-0,2 мм. Параллельно в месте установки производился точечный замер высоты и плотности снежного покрова (поскольку установка характеризовалась максимально возможным охватом площади опытного участка, данные точечные замеры снега вкупе с полученными результатами маршрутных снегосъемок в дальнейшем позволили составить картограммы распределения снежного покрова). После этого, места установки частично присыпались снегом, на высоту шпилек. Отметим, что шпильки фиксируют смыв в точке установки от потоков талых вод, поступающих с вышерасположенных элементов склонов.

4. Исследования смыва и аккумуляции. Непосредственные наблюдения за процессами снеготаяния, смыва почв и аккумуляции производились в третьей декаде апреля-первой декаде мая, на заключительном этапе снеготаяния.

- На ключевом участке *Долгий Лог* производились замеры смыва и аккумуляции с применением метода шпилек на пашне ключевого участка. Для определения величины смыва (аккумуляции) вновь производились замеры надземной высоты шпилек от вышеуказанной отметки (надпил) до границы почвы соответственно вниз (или вверх) [28]. Измерения выполнялись с учетом выполненной модернизации метода (раздел 3.3.2.1, приложение В). Для контроля повторно измерялась высота шпилек. Одновременно выполнялось визуальное обследование состояния агрофона и почвенного покрова, определялась глубина оттаивания почв на момент полевых наблюдений.

- На нескольких выделенных микроводосборах пашни производились замеры ручьев и водороев (метод С.С. Соболева). При использовании данного метода, в связи с невысокими значениями площади обследуемых участков (в среднем 0,2 Га), выделялось не больше двух поперечных профилей с шириной 25-30 м, на самых малых микроводосборах исследования выполнялись без деления участков на профили.

На участках центральной части производились измерения смыва и аккумуляции методом обмера конусов выноса (см. раздел 3.3.2.2). Одновременно акцентировалось внимание на состояние агрофона, наличие или отсутствие следов дальнейшей транспортировки смытых частиц, что определяет точность применения данного метода.

Суть метода исследования смыва по конусам выноса состоит в следующем. После схода снега производилось визуальное обследование микроводосборов опытных участков, определялось состояние агрофона, местоположение конусов выноса, которые формировались в результате стекания талой воды. После обнаружения конусов выноса определялся их объем. Для этого сначала оценивалась площадь конуса выноса. Если скопление продуктов смыва имело вид простой геометрической фигуры (треугольник, ромб и др.), то измерялись ее стороны и определялась площадь фигуры. Если конус выноса имел сложную геометрическую форму, то производилась его разбивка на простые фигуры и определялась площадь каждой из этих фигур в отдельности. Общая площадь рассчитывалась как сумма площадей простых фигур. Далее оценивалась средняя толщина отложений. Для этого металлической линейкой в разных точках производился замер слоя наносов. Величина объема определялась как произведение площади конусов выноса на среднее значение его вертикальной мощности. Слой смыва вычислялся делением объема конусов выноса на площадь микроводосбора.

5. Измерения скоростей и мутности талых вод на пашне.

Одновременно с исследованиями смыва и аккумуляции, производились отборы проб воды из ручьев на пашне на содержание взвешенных частиц (мутность), определялись скорости водных потоков. Данные наблюдения выполнялись на всех элементах исследуемых склонов микроводосборов (вершина, средняя часть, низина). В дальнейшем это позволило рассчитать характеристики ручейкового стока, такие как расходы воды, расход взвешенных наносов, модуль жидкого и твердого стока. Обязательно фиксировались дата, время замеров, элемент склона.

- Измерения мутности. Пробы воды брались в небольшие пластиковые емкости. В дальнейшем, при камеральных работах, с помощью мерного цилиндра определялся точный объем взятых проб, производилась их фильтрация через бумажные фильтры. Фильтры с осажденными на них почвенными частицами высушивались, после чего взвешивались с точностью до 0,01 г. Разница в величинах веса фильтра со смытыми частицами и чистого фильтра показывает величину веса почвенных частиц во взятой пробе в чистом виде. Мутность определяется отношением веса почвенных частиц в пробе к объему взятой пробы воды.
- Измерения скоростей воды в ручьях. Производились поплавковым способом. Для этого, выявлялись относительно прямые участки русла ручья, после чего измерялась их длина. В роли поплавков использовались подручные средства (деревянные палочки, трава и т.д.). В процессе измерений определялось время, за которое поплавок преодолел расстояние на выделенном участке исследуемого ручья. Наблюдения проводились с 3-х или 5-ти кратной повторностью, за истинное значение скорости принималась средняя величина между результатами произведенных замеров.

Анализ результатов измерений мутности и скорости потоков приведены ниже (разделы 4.3, 4.5).

6. Влажность почв. Измерения производились на ключевом участке в ноябре 2010 и марте 2011 г. Пробы брались на различных элементах склонов (вершина, середина, низина), глубина взятия образцов составила от 0-10 см до 45-50 см. Это позволило определить изменчивость этого показателя вдоль всего профиля склона (глава 4).

3.3.2.1. Применение модернизированного метода шпилек

Описание метода шпилек в его классическом виде представлено в разделе 3.1.3, процесс установки на пашне ключевого участка приведен в разделе 3.3.2.

Для того, чтобы метод шпилек был применим для исследования смыва почв от талых вод на территории Красноярской лесостепи, где для почвенного покрова характерен сезонно-мерзлотный режим и присутствуют гидротермические движения почв (пучение-просадка), необходимо адаптировать данный метод с учетом этих факторов.

В наших наблюдениях за смывом и аккумуляцией почв на участке Долгий Лог применялись металлические шпильки длиной 40 см и толщиной около 6-7 мм. Такие размеры обусловлены удобством их обнаружения и большей устойчивостью по сравнению со шпильками меньших размеров.

Исследования проводились на девяти профилях, из них шесть – на северном массиве, остальные три – на южном. Шпильки формировались в группы и располагались вдоль всего профиля склона. Всего было сформировано 23 группы (рисунок 3.10.). Каждая группа содержала в себе от двух до четырех шпилек. Расстояние между шпильками в группе – 10-15 см. Общее количество установленных шпилек составило в годы исследований от 50 до 93 шт.

Отметим, что установка групп шпилек производилась вдоль всего профиля склонов массивов участка Долгий Лог. В ландшафтной микроразнональной структуре [98] бассейнов ближайших водотоков (временные ручьи, протекающие севернее и южнее ключевого участка) задействованы приводораздельная, прибовочная, среднесклоновая и частично нижнесклоновая (подножная)

микрзоны. Следует отметить, что вследствие окаймления ключевого участка лесом, подножные микрзоны полностью или частично заняты древесной растительностью.

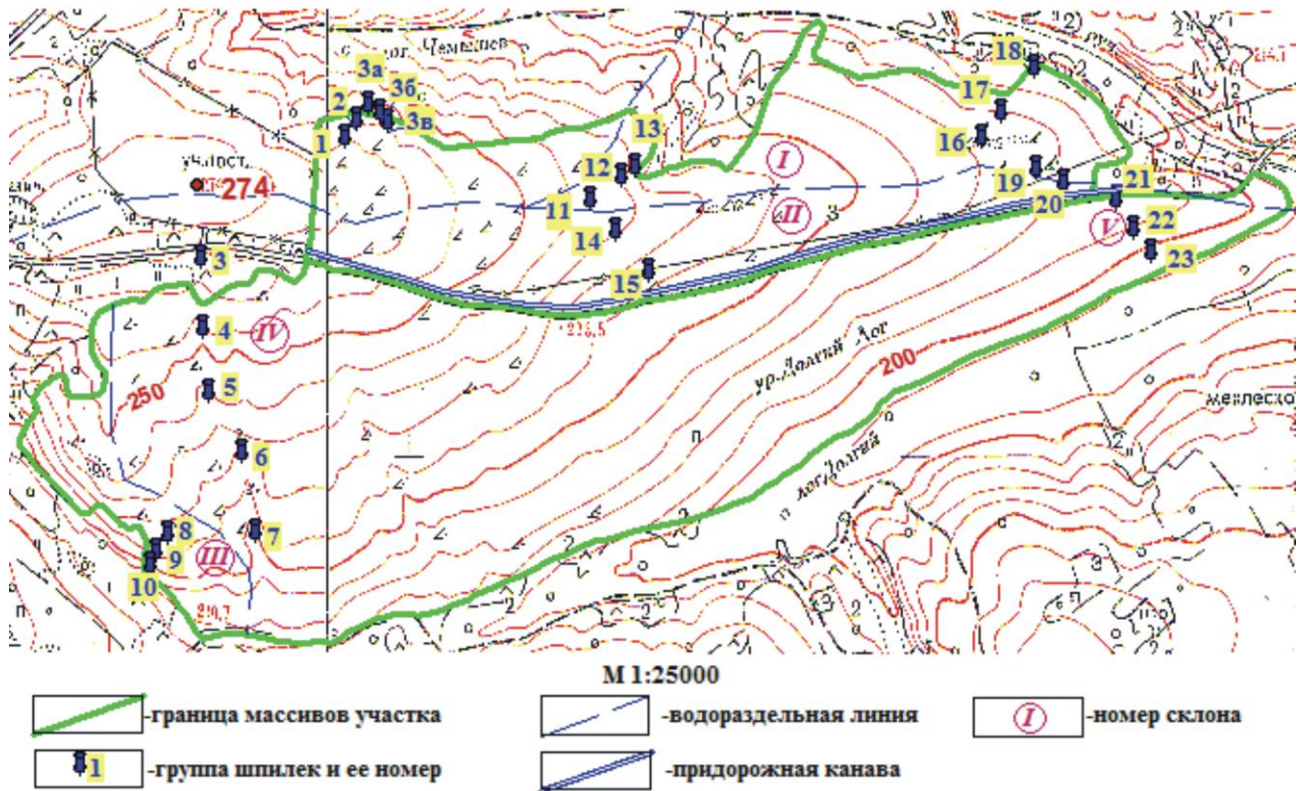


Рис. 3.10. Схема расположения групп шпилек на уч. Долгий Лог

Рассмотрим процесс гидротермических движений грунтов и их учет в модернизированном методе шпилек. В холодный период года (осень-зима) в результате перехода почвенной влаги из жидкого состояния в твердое происходит образование кристаллов льда и их рост за счет начальной влажности и подтягивания влаги из нижних слоев к фронту промерзания [18]. В результате роста ледяных кристаллов происходит увеличение объема грунта и поднятие его поверхности.

В теплый период года (весна-лето) происходит оттаивание грунта, почвенная влага переходит из твердого состояния в жидкое, что сопровождается

уменьшением ее объема, испарением и стоком. В результате почвенная поверхность оседает [18].

Как было указано выше, группы шпилек (рисунок 3.11) на участке Долгий Лог устанавливались в феврале-марте, перед началом снеготаяния. Для учета смыва почвы тало-дождевыми водами в каждую группу шпилек была добавлена



Рис. 3.11. Установленная группа шпилек после снеготаяния, уч. Долгий Лог.

дополнительная шпилька с жестяной пластинкой, предохраняющей почву от смыва. Шпилька забивалась в центр пластинки таким образом, чтобы в процессе пучения-просадки пластина могла свободно перемещаться, не задевая шпильку. Края пластинки фиксировались гвоздями длиной 8 см, вколачиваемыми в мерзлый грунт под углом, чтобы обеспечить максимальную устойчивость пластинки и закрепляющих ее гвоздей перед процессами пучения-просадки. Плотная прилегающая к грунту металлическая пластинка закрывает собой часть поверхности почвы, предотвращая ее смыв. Таким образом, шпилька с пластиной

фиксирует только величину просадки оттаивающей почвы, тогда как на показания соседних шпилек, кроме просадки, воздействуют еще и процессы смыва почвы.

Шпильки в группе, находящиеся на достаточно близком расстоянии друг к другу, характеризуются примерно одинаковыми условиями микрорельефа, увлажнения и промерзания почвы. Из этого следует, что величина смещения почвы под влиянием криогенных процессов будет примерно одинакова для всей их группы. Таким образом, для определения величины смыва необходимо было от отсчета каждой из основных шпилек в группе (смыв + опускание оттаявшего грунта) отнять величину отсчета дополнительной шпильки (опускание) (рисунок 3.12.).

Формализуем представленное выше описание следующим образом. Пусть h_{on} – отсчет величины опускания почвенной поверхности под влиянием оттаивания мерзлоты по шпильке с пластиной (расстояние от пластинки до отметки на центральной шпильке, рисунок 3.12.). Очевидно, что отсчет по шпильке с пластиной соответствует величине опускания почвы.

Для i -ой шпильки без пластины отсчет (h_i) равен:

$$h_i \cong h_{i_{смыв}} + h_{on} \quad (3.11)$$

где $h_{i_{смыв}}$ - слой смытой почвы для i -ой шпильки, мм. Отсюда:

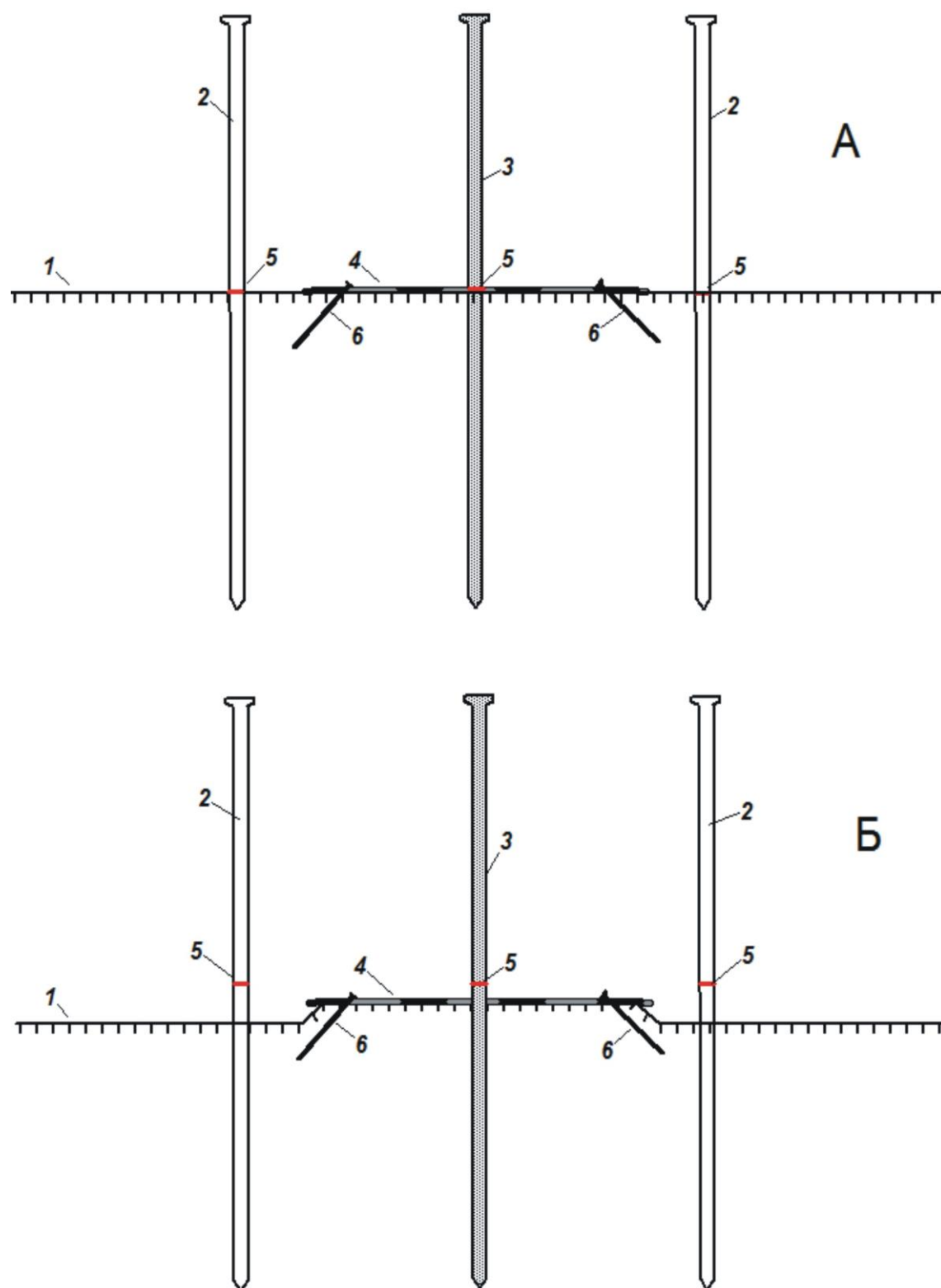
$$h_{i_{смыв}} = h_i - h_{on}; \quad (3.12)$$

Средний отчет слоя смыва ($h_{смыва}$) по группе шпилек рассчитывается как:

$$h_{смыва} = \frac{\sum_i^n h_{i_{смыв}}}{n}; \quad (3.13)$$

где n - количество шпилек в группе (без шпильки с пластиной).

Обнажение шпильки при оседании почвы происходит следующим образом. После схода снежного покрова под действием солнечной радиации и положительных температур воздуха начинается оттаивание почвы. Содержащиеся



Расположение группы шпилек (в профиле)

А - на момент установки; Б - в результате пучения и эрозийной работы талых вод

1 - уровень поверхности почвы; 2 - шпилька для учета смыва/аккумуляции;
3 - шпилька для учета пучения; 4 - пластина; 5 - отметка на шпильке;
6 - гвоздь для крепления пластины

Рис. 3.12. Схема установленной группы шпилек

в почвенном слое частицы льда переходят в жидкое состояние, частично испаряются, в результате чего объем воды в оттаявших слоях почвы снижается и происходит просадка почвенного слоя на все большей глубине по мере его оттаивания. При этом шпильки, углубленные на 17 – 20 см, упираются в мерзлотный слой, и в связи с этим остаются неподвижными. Вследствие того, что поверхность почвы опускается, а шпильки остаются неподвижными, происходит обнажение шпильки на величину опускания почвы.

После того, как оттаивание почвы превысило длину подземной части шпилек, дальнейшее опускание почвы происходит практически одновременно со шпильками.

В процессе эрозионной работы потоков слой почвы смывается вокруг шпилек, при этом оставаясь нетронутым под металлической пластинкой. Таким образом, под ней образуется небольшое возвышение. В ряде случаев, когда водный поток обладает размывающей способностью, часть почвы вымывается из-под пластинки. И тогда пластинка почти не меняет положения и остается на исходном уровне благодаря нетронутому эрозией участку почвы под центром пластинки, и расположенным под углом крепежным гвоздям. В этом случае по положению пластинки над поверхностью почвы также можно приблизительно определить величину смыва. На рисунке 3.13. показана шпилька, под пластиной которой слой почвы подвергся вымыванию, причем показания величины смыва по шпилькам и пластинке сопоставимы между собой.

Отметим, что формирующиеся под пластинкой почвенные «холмики», как и окружающая их почва, во время измерений не содержали льда, т.е. были полностью оттаявшими. Таким образом, наличие пластинки существенно не препятствует оттаиванию почвенного покрова под ней.

Замеры шпилек в группах после снеготаяния производились в конце апреля – начале мая. Наблюдения и расчеты показали, что в момент снятия отсчетов по шпилькам во все годы исследований глубина оттаивания почвы превышала длину подземной части всех шпилек (таблица 3.3). Таким образом, к этому времени



Рис. 3.13. Вымывание почвы из-под пластинки, фиксация величины смыва, уч. Долгий Лог

Таблица 3.3.

Глубина промерзания и оттаивания почвы, ст. Сухобузимо

Год	Дата	Глубина слоя почвы, см	
		промерзание	оттаивание
2009	30.апр	207	60
	05.май		78
	10.май		91
2010	05.май	234	112
	10.май		125
	15.май		138
2011	30.апр	226	129
	05.май		155
	10.май		171

произошло опускание почвы вместе со шпильками соответственно протаявшему почвенному слою. Отметим, что в период между сходом снега и замерах шпильки не происходило существенного проседания почвенного покрова вследствие дальнейшего оттаивания грунта. Следовательно, данный временной интервал не оказал существенного влияния на показания шпильки с пластиной и на измеренных значениях эрозии.

Сопоставление отсчетов одних и тех же шпилек с пластиной по датам в течение 1,5 – 2 недель периода оттаивания почвы показывает, что величина обнажения шпильки может незначительно меняться (в пределах 0,5 мм). В целом, из 26 групп шпилек уменьшение отсчета наблюдалось у 7-ми, увеличение – у 14-ти, у пяти групп шпилек значения не менялись. Это может быть следствием неоднородности гидротермических движений почвенного покрова в весенний период, а также возможных погрешностей производства замеров. Подчеркнем, что на отсчеты собственно смыва отмеченные движения практически не влияют.

Следует отметить, что шпильки фиксируют величину смыва и аккумуляции только в определенной точке, где они установлены. Некоторые внешние условия (нанос сухих остатков растений, сдвиг шпильки, попадание в микроручей) могут повлиять на результат измерения. Так, в 2011-м году группа шпилек № 19 оказалась в русле ручья шириной 49 см. Одна из шпилек, располагавшаяся в центре русла ручья, в данной точке зафиксировала смыв величиной 87 мм (рисунок 3.14.). Очевидно, что в данном случае высокие величины смыва связаны с концентрацией струй потока воды.

Наблюдения за смывом почв от талых вод методом шпилек проводились в период 2009 – 2011 годы. В 2009 г нами проводилась первая апробация рассмотренной методики. В таблице 3.4 приведены результаты детальных исследований с ее применением, выполненных в 2010 г. Из ее данных видно, что величины смыва почвы для различных групп шпилек существенно различаются. Этот факт объясняется целым рядом причин, к числу которых относятся различная эродируемость почв, неодинаковые условия снегонакопления, различные уклон и льдистость почвы и др. Эти особенности будут рассмотрены в главе 4.

Подчеркнем, что установка более крупных шпилек (длина 40 см), чем предполагает данный метод в его классическом виде (длина 5-8 см, [5]), повышает их устойчивость в условиях интенсивного стока и высоких скоростей водных потоков в период весеннего половодья. Вкупе с произведенной модернизацией,

это делает метод шпильек применимым для оценки смыва почв от талого стока на пашне в условиях Сибири.



Рис. 3.14. Определение смыва почвы по шпилькам в русле ручья, участок Долгий Лог

Таблица 3.4.

Результаты исследования смыва почв от талых вод на ключевом участке Долгий Лог, май 2010 г.

Номер группы шпильек	Номер шпильки	Отчет*, мм		Смыв	
		шпилька без пластины**	шпилька с пластиной	мм	т/га
1	2	3	4	5	6
1	1.1	6,5	4,1	2,4	24
2	2.1	7,3	4,1	3,2	32
3а	3а.1	+14,5	3,7	+14,5	+145
3б	3б.1	2,6	1,4	1,2	12
3в	3в.1	2,8	1,7	1,1	11
3	3.1	6,3	0,0	6,3	63
	3.2	5,4		5,4	54
	3.3	0,0		0,0	0
	3.4	0,0		0,0	0
4	4.1	12,5	7,2	5,3	53
	4.2	11,3		4,1	41
5	5.1	32,3	10,8	21,5	215

Продолжение таблицы 3.4.

1	2	3	4	5	6
5	5.2	13,8	10,8	3,0	30
	5.3	17,3 (р)		6,5	65
	5.4	50,5 (р)		39,7	397
6	6.1	+9,0 (р)	19,3	+9,0	+90
	6.2	33,0		13,7	137
7	7.1	+9,0	24,5	+9,0	+90
	7.2				
	7.3				
	7.4				
8	8.1	16,3	5,5	10,8	108
	8.2	7,9		2,4	24
	8.3	8,5		3,0	30
9	9.1	9,8	8,5	1,3	13
	9.2	11,2		2,7	27
	9.3	15,2		6,7	67
	9.4	13,9		5,4	54
10	10.1	+7,5	2,5	+7,5	+75
	10.2				
	10.3				
	10.4				
11	11.1	0,1	0,0	0,1	1
	11.2	0,0		0,0	0
	11.3	1,8		1,8	18
	11.4	1,9		1,9	19
12	12.1	2,2	0,7	1,5	15
13	13.1	2,5	0,0	2,5	25
	13.2	3,2		3,2	32
	13.3	4,3		4,3	43
	13.4	3,2		3,2	32
14	14.1	6,5	1,8	4,7	47
	14.2	3,6		1,8	18
15	15.1	0,0	0,0	0,0	0
	15.2	0,0		0,0	0
	15.3	1,5		1,5	15
	15.4	0,2		0,2	2
16	16.1	13,7	2,8	10,9	109
	16.2	11,9		9,1	91
	16.3	6,8		4,0	40
	16.4	5,3		2,5	25
17	17.1	0,2	0,0	0,2	2
	17.2	0,0		0,0	0
	17.3	3,7		3,7	37
	17.4	0,0		0,0	0
18	18.1	4,5	3,3	1,2	12
	18.2	12,9		9,6	96
	18.3	10,3		7,0	70
	18.4	7,1		3,8	38
19	19.1	2,8	1,5	1,3	13
	19.2	10,5		9,0	90
	19.3	18,9		17,4	174
	19.4	0,0		-	-

Продолжение таблицы 3.4.

1	2	3	4	5	6
20	20.1	13,8	9,2	4,6	46
	20.2	19,8		10,6	106
	20.3	29,2		20,0	200
	20.4	14,2		5,0	50
21	21.1	10,5	8,5	2,0	20
	21.2	11,7		3,2	32
	21.3	14,1		5,6	56
	21.4	9,6		1,1	11
22	22.1	12,5 (р)	12,3	0,2	2
	22.2	28,2		15,9	159
23	23.1	28,2	12,3	15,9	159
	23.2	16,3		4,0	40
	23.3	12,9		0,6	6
	23.4	12,7		0,4	4

*) Значение со знаком «+» обозначает аккумуляцию наносов

**) Отсчет с буквой «р» означает, что при визуальном осмотре и замеры отсчетов шпилька находилась в русле микроручья

3.3.2.2. Применение метода обмера водороев и конусов выноса

Метод обмера водороев (метод С. С. Соболева). В наших исследованиях мы использовали идею С. С. Соболева применительно к условиям на ключевом участке Долгий Лог и опытных участках центральной части. Подробное описание метода обмера водороев представлено в разделе 3.1.

Сеть временных водотоков на микроводосборах пашни на опытных участках представляет собой, как правило, основной ручей с ручьями-притоками. В некоторых случаях данная сеть представляет собой систему параллельных микроручьев на склонах пашни, соединяющихся у подножья склона в общий поток. Таким образом, присутствует как рассосредоточенно-микроструйчатая, так и концентрированная форма склонового стока [98].

Метод С. С. Соболева применялся в целях контроля определения величин эрозии методом шпилек и интерполяции смыва по площади изучаемого участка.

На пашне участка Долгий Лог для измерения смыва данным способом на склонах пашни было выделено несколько участков-микроводосборов (рисунок 3.15.). Приведем данные исследований по двум из них за 2011 г.



Участок № 1



Участок № 2

Рис. 3.15. Участки исследования смыва методом С. С. Соболева, май 2011 г.

Участок № 1, слабовыпуклый, западной экспозиции, длина 71 м, средний уклон $3,8^\circ$, представляет собой основной ручей с ручьями-притоками

(концентрированная форма стока), расположен в западной части южного массива, агрофон – стерня. Посередине участка протекает крупный ручей шириной до 60 см и глубиной до 15 см. Площадь водосбора – 3219,7 м². Суммарный объем струйчатых размывов – 4,16 м³, величина смыва составляет 12,9 м³/га. Доля площади ручьев на водосборе – 3,2%.

Участок № 2, прямой, восточной экспозиции, длина 56 м, средний уклон 2,2°. Временная русловая сеть представлена в виде параллельных притоков (рассосредоточенно-микроструйчатая форма стока), часть которых соединяется в нижнем течении в общее русло (рисунок 3.15.). Расположен в западной части склона № 1 северного массива, агрофон – залежь. Площадь водосбора – 859,2 м². Суммарный объем струйчатых размывов – 2,5 м³, величина смыва составляет 29,1 м³/га. Доля площади ручьев на водосборе – 6,9%.

Следует отметить, что участок № 2 расположен в приопушечной зоне, в 3-5 м от кромки леса, снегонакопление на данной территории повышено, формируются снежные шапки (сугробы). Величина запаса воды в снеге на участке № 1 составляет 160-170 мм, на участке № 2 – 240-250 мм.

Из вышеприведенных данных видно, что величина смыва на участке № 2, расположенном на северном массиве и обладающего меньшей крутизной и длиной склона, значительно превышает аналогичную величину на участке № 1. Это связано с меньшей задернованностью почвенного покрова под залежью (по сравнению с плотностью стерни на участке № 1), и, как следствие, более низкой противозэрозийной устойчивостью почвенного покрова, а также с более высоким снегонакоплением, благодаря чему увеличивается величина стока и смыва почв.

Метод исследования смыва по конусам выноса применялся на опытных участках, расположенных в центральной части Красноярской лесостепи. Подробное описание данного метода исследования смыва представлено выше (раздел 3.3.2). Результаты исследований представлены в таблице 3.5.

Конусы выноса образуются в руслах временных водотоков в местах смены продольного профиля на более пологий. Они представляют собой скопление

Таблица 3.5.

Смыв почв на опытных участках центральной зоны Красноярской лесостепи

№№ учас тков	Средний уклон, % (град)	Длина участк а, м	Форма склона	Экспо зиция	Площад ь Водо сбора, м ²	2009 г			2010 г			2011 г		
						Агрофон	Объе м кону са выно са, м ³	Смыв, мм	Агрофо н	Объем конуса выноса , м ³	Смыв, мм	Агрофо н	Объем конуса выноса , м ³	Смыв, мм
1	1,95 (1,1)	97	ровны й	Ю	5987,8	пар	15	2,5	стерня	0,504	0,1	стерня	4,18	0,7
2	3,8 (2,2)	52	выпук лый	ЮЗ	1262,23		0,64	0,5		-	-		6,98	5,5
3	4,1 (2,3)	184	ступен чатый	С	10050,34		60,82	6,1		31,71	3,2		42,4	4,2
4	5,4 (3,1)	54	слабов огнуты й	В	1640,5		5,3	3,2	пар	4,84	3,0	пар	4,78	2,9
5	3,1 (1,8)	67	слабов огнуты й	В	3386,49		0,98	0,3	стерня	-	-	пшениц а	-	-
6	2,8 (1,6)	126	вогну тый	СВ	8233,85		3,29	0,4	пшениц а	-	-	пар	9,88	1,2

пролювия - обломочного материала (галька, песок, глина) из продуктов смыва.

Аккумулятивным отложениям свойственны признаки водной сортировки. Слоистость в пролювии чаще всего параллельна склону, представлена чередованием смытых частиц различной окраски и гранулометрического состава (рисунок 3.16). Наиболее четко слоистость выражена в горных отложениях [99]. В равнинных территориях в пролювии преобладают тонкозернистые суглинистые и глинистые фракции, в которых слоистость выражена слабее или незаметна совсем [35].

Состав отложений конусов выноса на равнинных территориях супесчано-суглинистый, в условиях пересеченного рельефа они, как правило, обогащены мелким гравием и песком. Как показали исследования образцов, собранных нами из конусов выноса пашне Красноярской лесостепи, в составе отложений преобладают тяжелосуглинистые и глинистые фракции. При этом растворимые химические вещества (соли, карбонаты и т.д.), содержащиеся в почве, уносятся водой.



Рис. 3.16. Аккумуляция продуктов смыва с горизонтальной слоистостью. Участок Долгий Лог, апрель 2013 г.

Аккумулятивные отложения могут иметь вид либо правильного конуса, либо представлять собой сравнительно тонкий (0,5-2,0 см) слой на поверхности почвы. При этом наносы в виде четкого конуса на исследуемых участках встречаются редко. Бывают случаи, когда в пределах слоя аккумулятивных наносов образуются один или несколько скоплений в форме конуса (рисунок 3.17.).

На исследуемых участках заметные конусы выноса в период снеготаяния формируются на территории пашни [26]. Они регулярно распахиваются весной, перемешиваясь с верхним горизонтом почвы (рисунок 3.18.).



Рис. 3.17. Конус правильной геометрической формы (1), окруженный слоем аккумулятивных наносов меньшей гидравлической крупности (2) в пределах участка № 5 (май 2009 года).



Рис. 3.18. Распахиваемый конус выноса на участке № 1, май 2009 г.

При визуальном обследовании на каждом участке были выявлены границы конусов выноса. При исследовании их поперечного разреза была отчетливо видна граница между почвенным горизонтом и слоем наилка (рисунок 3.19.). В некоторых случаях в поперечном разрезе конусов выноса хорошо наблюдалась горизонтальная слоистость с толщиной прослоек 0,3 – 1,0 мм [26].



Рис. 3.19. Поперечный разрез конуса выноса, май 2009 г.

На опытном участке № 4 (пар) в 2011 году производился контроль метода измерения смыва по конусам выноса методом обмера водороин С. С. Соболева. Проверка показала, что расхождение в результатах при использовании обоих методов одновременно на одном микроводосборе невысокое:

- Метод конусов выноса – 2,9 мм;
- Метод обмера водороин – 4 мм.

Данная проверка показывает, что часть смытого материала не задерживается в конусах выноса, а выносится дальше за пределы пахотного

склона. В среднем доля таких частиц может составлять 15-20%. Следует отметить, что для обмеров конусов выноса выбирались только те участки (микроводосборы), где визуально были видны цельные конусы без явно видимых следов дальнейшей транспортировки наносов. В таких случаях максимальная часть смытого материала аккумулируется в нижних частях склонов микроводосборов и в пределах пашни.

Таким образом, достоинства метода оценки смыва по конусам выноса обусловлены следующими обстоятельствами.

- Формирование выраженных конусов выноса на пашне в нижних частях водосборов временной ручейковой сети, что позволяет учесть основной объем смытого материала.
- Ежегодная распашка при весенней обработке земель, в результате чего конусы выноса формируются каждый год заново в период снеготаяния, т.е. отпадает необходимость учитывать количество лет, за которое конусы выноса были сформированы.

Следует учитывать, что обязательным условием использования метода обмера конусов выноса является концентрация подавляющего большинства или всего объема смытого материала в *пределах* нижней части склона и исследуемого микроводосбора. В этом случае достигается наибольшая точность определения величины смыва почв.

Метод С.С. Соболева на ключевом участке в 2013-2017 гг. Период 2009-2011 гг. был периодом основных полевых наблюдений (далее по тексту – основной период). В середине-конце апреля 2013 и 2017 гг. производились дополнительные (рекогносцировочные) выезды на уч. Долгий Лог для получения общих данных об интенсивности снеготаяния, талого стока и смыва почв, а также для наблюдения за состоянием поверхности почвы ключевого участка. Выполнялся визуальный осмотр территории пашни, производились измерения величин эрозии и аккумуляции почв, высоты снега, скоростей водных потоков в ручьях, а также фотосъемка территории ключевого участка. Основной период

совместно с дополнительными (рекогнасцировочными) выездами составили общий пятилетний период наблюдений (2009-2011, 2013, 2017 гг, далее по тексту – общий период).

Наблюдения за процессами смыва и аккумуляции в процессе рекогнасцировочных выездов производились методом Соболева, на микроводосборах в пределах северного массива участка Долгий Лог, при положительной температуре воздуха, во второй половине дня, с 14 00 ч. До 16 00 ч. Состояние агрофона – залежь в западной части склона, стерня – в центральной и восточной (высота стерни – 15-18 см). Направление обработки почв – преимущественно вдоль склона. Снеготаяние происходило в заключительной фазе, на открытых участках пашни оставались отдельные снежные шапки и приопушечные сугробы.

Результаты измерений показали, что величина смыва от талых вод на северном массиве участка Долгий Лог в период 2013-2017 гг. составила:

- в 2013 году – от 1,8 мм в западной до 9 мм в центральной и восточной частях массива, среднее значение – 5,4 мм;
- в 2017 году - от 1,2 мм в западной части до 4,8 мм в восточной, среднее значение – 3 мм.

Мощность продуктов смыва в зонах формирования конусов выноса составила 8-20 см (рисунок 3.20). Средняя скорость водных потоков в ручьях - 0,45 – 0,5 м/с, средняя мутность – 0,35 – 0,4 г/л. Высота снега в снежных шапках составляла от 17 до 30 см, глубина оттаивания почвы на момент измерений - 8-10 см.

Кроме того, было обнаружено, что в восточной части северного массива, в придорожной канаве и прилегающем к ней зонах начались процессы размыва и оврагообразования: на месте канавы появилась промоина шириной до 2 м, глубиной 55-60 см (рисунок 3.21). Причинами этого могут быть постоянная высокая концентрация талого стока в период снеготаяния, высокие скорости и удельные расходы воды, сохраняющейся продольная обработки почв.



Рис. 3.20. Аккумуляция продуктов смыва в восточной части северного массива уч. Долгий Лог, апрель 2017 г.



Рис. 3.21. Размыв придорожной канавы в восточной части северного массива уч. Долгий Лог, апрель 2017 г.

Таким образом, дополнительные наблюдения в 2013 и 2017 гг. подтверждают сохранение общих закономерностей и интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов, величин и скоростей смыва на участке Долгий Лог на прежнем уровне, с началом процессов оврагообразования в местах максимальной концентрации потоков талых вод. Кроме того, сохраняются особенности агротехники (обработка пашни вдоль склона).

3.4. Применение расчетных моделей определения смыва почв от талых вод

С целью сопоставления расчетных и измеренных величин смыва и определения степени корреляции между ними, в работе был произведен расчет величин потенциального смыва [14, 60, 66] для опытных участков центральной части с использованием следующие методик (таблица 3.6):

- методика Государственного гидрологического института (ГГИ);
- методика, предложенная в методических указаниях по проектированию противоэрозионной организации территории при внутрихозяйственном землеустройстве в зонах проявления водной эрозии (Эу),
- Региональная методика, предложенная Д.А. Бураковым для территории Красноярского края (Эр).

Вычисления производились за каждый год основного периода наблюдений для территории всех опытных участков в центральной части Красноярской лесостепи по трем вышеприведенным методикам (см. раздел 3.2.). Для этого, на топоплане каждого микроводосбора были определены 2-3 линии тока талых вод от линии водораздела до зоны формирования конусов выноса, по которым производились вычисления. Исходными данными послужили характеристики типов почв, длины линий тока и уклоны опытных участков, запасы воды в снежном покрове, весенние осадки. Полученные расчетные величины сравнивались с данными полевых измерений.

Таблица 3.6

Потенциальный и измеренный смыв в центральной части Красноярской лесостепи, 2009-2011 г.

№№ участков	№№ линий тока	2009 г					2010 г					2011 г				
		Потенциальный смыв, мм			Величина смыва по конусам выноса, мм	Направление обработки почв	Потенциальный смыв, мм			Величина смыва по конусам выноса, мм	Направление обработки почв	Потенциальный смыв, мм			Величина смыва по конусам выноса, мм	Направление обработки почв
		Эу	Э- ГГИ	Эр			Эу	Э- ГГИ	Эр			Эу	Э- ГГИ	Эр		
1	1	0,08	0,04	0,1	2,5	вдоль склона	0,09	0,08	0,13	0,1	поперек склона	0,08	0,05	0,09	0,7	поперек склона
	2	0,02	0,01	0,03			0,03	0,02	0,04			0,02	0,01	0,03		
2	1	0,22	0,1	0,2	0,5	поперек склона	0,24	0,17	0,25	-	-	0,21	0,1	0,17	5,5	вдоль склона
	2	0,09	0,05	0,12			0,1	0,09	0,15			0,09	0,05	0,1		
3	1	0,33	0,1	0,31	6,1	вдоль склона	0,36	0,17	0,39	3,2	вдоль склона	0,32	0,1	0,26	4,2	вдоль склона
	2	0,31	0,08	0,29			0,34	0,15	0,36			0,3	0,09	0,25		
	3	0,06	0,04	0,08			0,07	0,07	0,1			0,06	0,04	0,07		
4	1	0,19	0,09	0,18	3,2	вдоль склона	0,21	0,16	0,22	3,0	вдоль склона	0,18	0,1	0,15	2,9	вдоль склона
	2	0,57	0,15	0,39			0,61	0,27	0,48			0,54	0,16	0,33		
5	1	0,05	0,03	0,07	0,3	поперек склона	0,06	0,05	0,08	-	-	0,05	0,03	0,06	-	-
	2	0,14	0,08	0,13			0,15	0,15	0,16			0,13	0,09	0,11		
6	1	0,08	0,04	0,11	0,4	поперек склона	0,09	0,07	0,13	-	-	0,08	0,04	0,09	1,2	поперек склона
	2	0,11	0,04	0,14			0,11	0,08	0,17			0,1	0,05	0,12		
	3	0,11	0,04	0,14			0,11	0,08	0,17			0,1	0,05	0,11		

Кроме этого, была использована установленная в модели ГГИ связь величины слоя стока и смыва почв. Эта связь отображена Г.А. Ларионовым в графическом виде – с учетом смываемости (П) и порядкового номера отрезка на склоне (рисунок 3.3). Используя этот график, мы определили величину потенциального смыва в Красноярской лесостепи, используя данные А.В. Петенкова по среднегодовому слою годового стока (таблица 3.7). Она оказалась сопоставимой с расчетными значениями смыва, определенными по Методическим указаниям, ГГИ и по Региональной методике (таблица 3.6).

Таблица 3.7

Смыв почв на территории Красноярской лесостепи, определенный с учетом данных по стоку А.В. Петенкова

№ п/п	Показатель	Значение
1	Потенциальный смыв, определенный по величине слоя годового стока по графику Г.И. Ларионова, в зависимости от номера отрезка), мм	0,2-0,8
2	Средний потенциальный смыв почв на уч. Долгий Лог, рассчитанный по методу ГГИ за период наблюдений (2008-2011 гг.), мм	0,5
3	Средний потенциальный смыв почв на уч. Долгий Лог, рассчитанный по методике Указаний за период наблюдений (2008-2011 гг.), мм	1,1
4	Средний потенциальный смыв почв на уч. Долгий Лог, рассчитанный по Региональной методике, разработанной для Красноярского края, за период наблюдений (2008-2011 гг.), мм	1,3

Результаты расчета по вышеуказанным методикам показывают, что полученные значения потенциального смыва существенно ниже измеренных и составляют от 0,03 мм до 0,48 мм. Наибольшие значения потенциального смыва показывают формула Указаний и Региональная методика. Особенно большая разница в значениях зафиксирована для участков пашни, подверженных обработке почвы вдоль склона. На пахотных микроводосборах, где отсутствовали нарушения правил агротехники, зафиксировано двух- трех кратное расхождение.

Анализ причин таких различий, оценка точности применения расчетных методик и предложения по их адаптации для территории Красноярской лесостепи будут приведены в главе 4.

Мы привели характеристику опытных участков исследуемой территории, рассмотрели применение полевых методов исследования смыва модернизированным методом шпилек, методами обмера водорослей (С. С. Соболева) и конусов выноса. Анализ полученных результатов для центральной и северной частей Красноярской лесостепи на основе данных, полученных на опытных участках, рассмотрим в главе 4.

Глава 4. Факторы и интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов на территории Красноярской лесостепи

Опасность возникновения и развития эрозионных процессов определяется совокупностью следующих факторов:

- климат;
- рельеф
- почвообразующие и подстилающие породы;
- почвенный покров;
- характер растительности;
- хозяйственное использование земель [57].

В условиях Сибири, как и во многих других районах, важными факторами, обуславливающими процессы смыва от талых вод, являются климатические [87]. В Сибири к ним относятся сильное и глубокое промерзание почвенного покрова, величина накопления снега и характер его распределения, дружность снеготаяния в весенний период [88, 101]. Рассмотрим подробнее данные факторы и их влияние на динамику и закономерности развития смыва почв от талых вод в Красноярской лесостепи.

4.1. Величина и распределение снежного покрова

В земледельческих районах Западной и Восточной Сибири запасы воды в снеге изменяются от 50-75 мм в малоснежные зимы до 180-220 мм – в многоснежные [87].

Большое влияние на формирование стока и смыва почв имеют высота и запас воды в снеге, характер залегания и неравномерность распределения снежного покрова. Распределение снега оказывает влияние на температуру и

глубину промерзания почвенного профиля. Снос снега ветром способствует сильному промерзанию почвы. Неравномерность залегания снежного покрова вызывает разновременность его схода и территориальную неравномерность смыва [88, 101]. Отметим, что наибольшие величины эрозии от талых вод и максимальная амплитуда их колебаний часто приурочены к зонам неравномерного снегонакопления.

По данным исследований А.В. Петенкова и снегомерных съемок Среднесибирского УГМС, О. И. Ивановой [43] составлена карта изолиний средних многолетних значений максимальных запасов воды в снеге в центральной части бассейна р. Енисей (рисунок 4.1.). Из карты видно, что в районе участка Долгий Лог данная величина составляет примерно 100 мм.

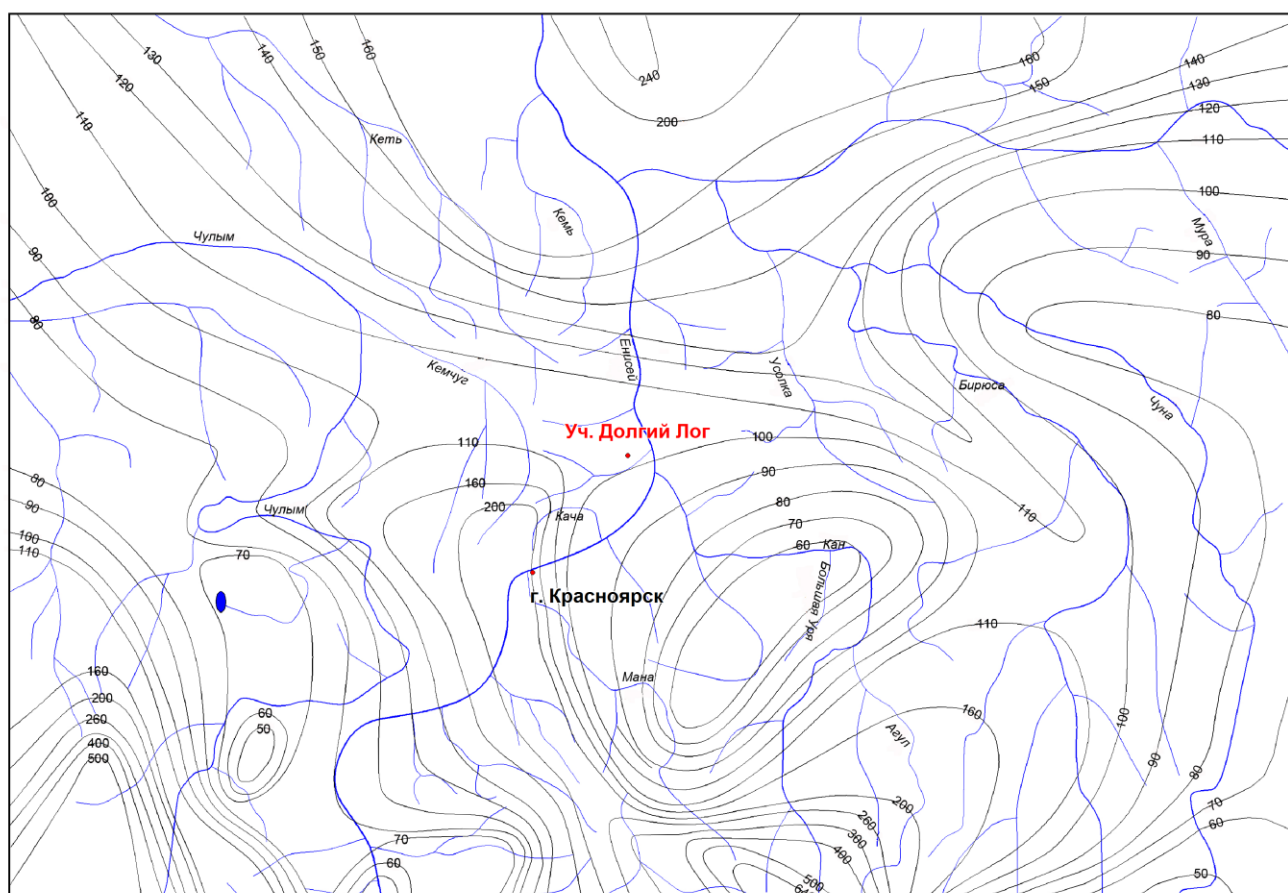


Рис. 4.1. Карта изолиний наибольших снегозапасов 50%-й обеспеченности в центральной части бассейна р. Енисей (О.И. Иванова, 2011 [43])

Как было указано выше (см. глава II, раздел 2.2.), снежный покров на территории Красноярской лесостепи характеризуется устойчивостью залегания в течение всей зимы. Он образуется в середине-конце ноября. В последующий период наблюдается рост запасов воды в снежном покрове. Максимум снегонакопления наступает обычно в середине марта. Далее, в процессе весеннего снеготаяния, наблюдается уменьшение запасов снега и появление проталин. Заканчивается снеготаяние на открытых участках во второй-третьей декаде апреля.

Рассмотрим количественные закономерности распределения снега в северной части Красноярской лесостепи на примере ключевого участка Долгий Лог. В 2008-2011 гг. на данном участке в период максимального снегонакопления (первая декада марта) автором проводились снегомерные съемки. Общая длина снегомерных маршрутов составила на северном массиве 1000 – 1500 м, на южном – 400-800 м. Одновременно с плотностью снега брались пробы на содержание взвешенных частиц. Основной снегомерный маршрут (маршрут №1) длиной 1000 м прокладывался на северном массиве параллельно грунтовой дороге, разделяющей участок Долгий Лог. Прокладывались также дополнительные ходы на различных элементах ключевого участка (рисунок 4.2., приведены данные за основной период полевых наблюдений).

В 2008-м году СПК Шилинским проводились мероприятия по снегозадержанию. На участке снегозадержания вдоль грунтовой дороги на южном массиве (снегомерный ход № 5, рисунок 4.2) средние запасы воды в снеге оказались равными 125 мм, что на 20-30 % больше, чем в аналогичных условиях без снегозадержания (основной снегомерный ход, запас снега 96 мм) (таблица 4.1., основной период наблюдений).

В 2009-м году на южном массиве дополнительная снегомерная съемка проводилась несколькими параллельными линиями по площади лощины в западной части массива (рисунок 4.2, ходы 2, 3, 4). Результаты показали, что

максимальных значений величина запаса воды в снеге достигает в районе дна лощины (170-200 мм). На склонах лощины она составляет 80-140 мм.

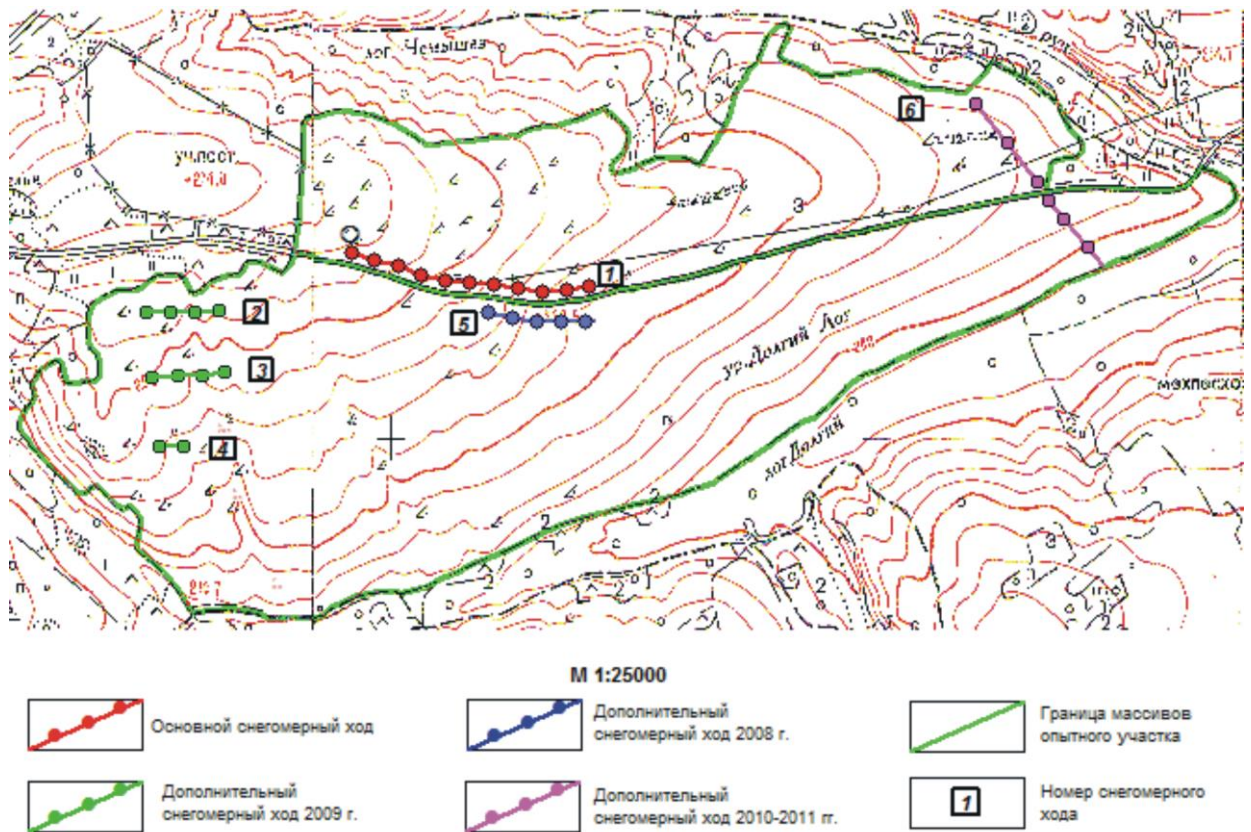


Рис. 4.2. План снегомерных съемок на уч. Долгий Лог 2008-2011 гг.

Таблица 4.1.

Динамика снегонакопления на участке Долгий Лог

Год	Массив	Высота снега Н, см	Запас воды S, мм	Средняя высота Н _{ср} , см	Средний запас воды S _{ср} , мм
2008	Северный	37	96	38	110
	Южный	39	125		
2009	Северный	46	123	47	129
	Южный	47	135		
2010	Северный	52	136	53	138
	Южный	54	140		
2011	Северный	43	90	36	84
	Южный	28	79		

В 2010-м и 2011-м годах производились дополнительные снегомерные съемки в восточной части участка Долгий Лог от грунтовой дороги, разделяющей участок, до кромки леса на северной и южной границах ключевого участка (рисунок 4.2, ход 6). Наблюдения показали, что в пределах пахотных массивов исследуемой территории высота и запас воды в снежном покрове у кромки леса в 2-2,5 раза превышает аналогичные значения на открытых участках поля. При этом у кромки леса северных и северо-восточных склонов (северный массив) снегонакопление существенно (70-90%) выше, чем у кромки леса склонов южной экспозиции (южный массив), что связано с преобладающими западным и юго-западным направлениями ветра.

Из приведенных за четырехлетний период данных по ключевому участку (рисунок 4.3.) видно, что в северной части Красноярской лесостепи в основной период наблюдений наиболее высоких значений запас воды в снеге достигал

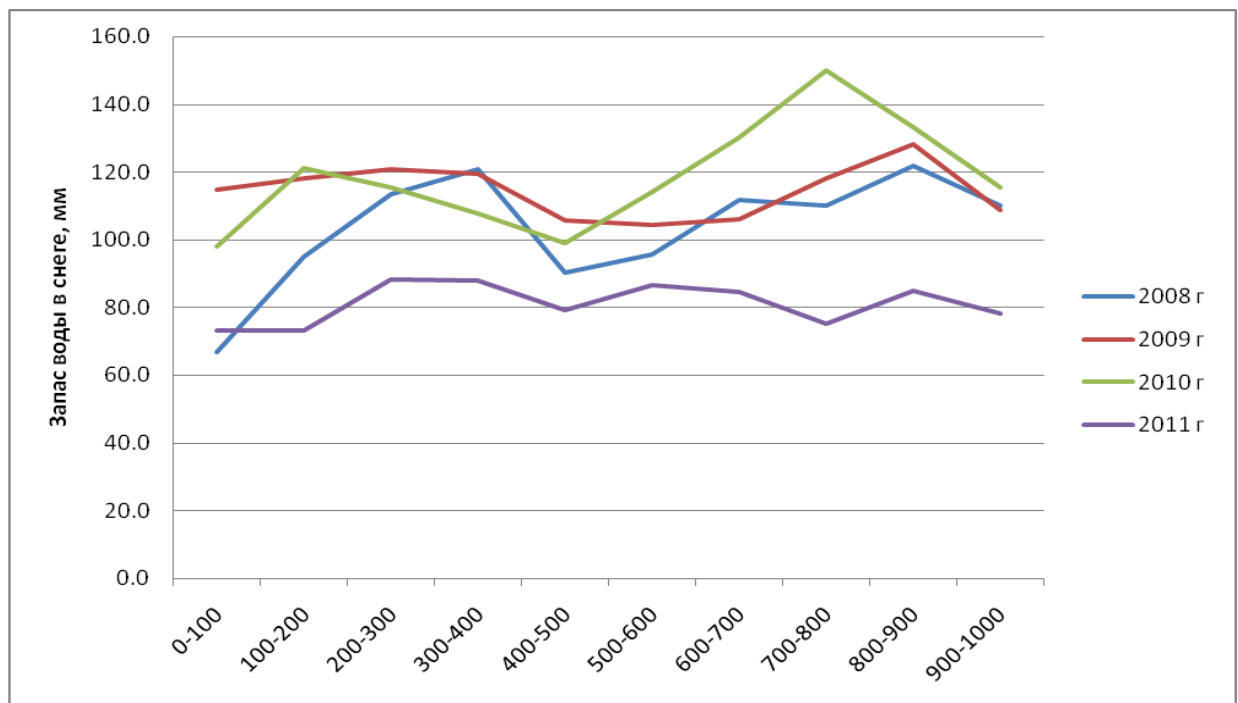


Рис. 4.3. Средний запас воды в снеге по 100- метровым отрезкам на участке основного снегомерного хода №1, уч. Долгий Лог

в 2009 и 2010 гг., минимальных – в 2011 г. Резкие отклонения снегозапаса на графике связаны с накоплением снега в бороздах.

Динамика максимального за зиму снегонакопления в Красноярской лесостепи за пятидесятилетний период (1964-2018 гг.) представлена на рисунке 4.4 по данным снегомерных съемок ближайшей метеорологической станции Сухобузимское. За указанный период запас воды в снежном покрове достиг наибольшего значения в 2010 г – 101 мм. Многоснежными являлись также 1981

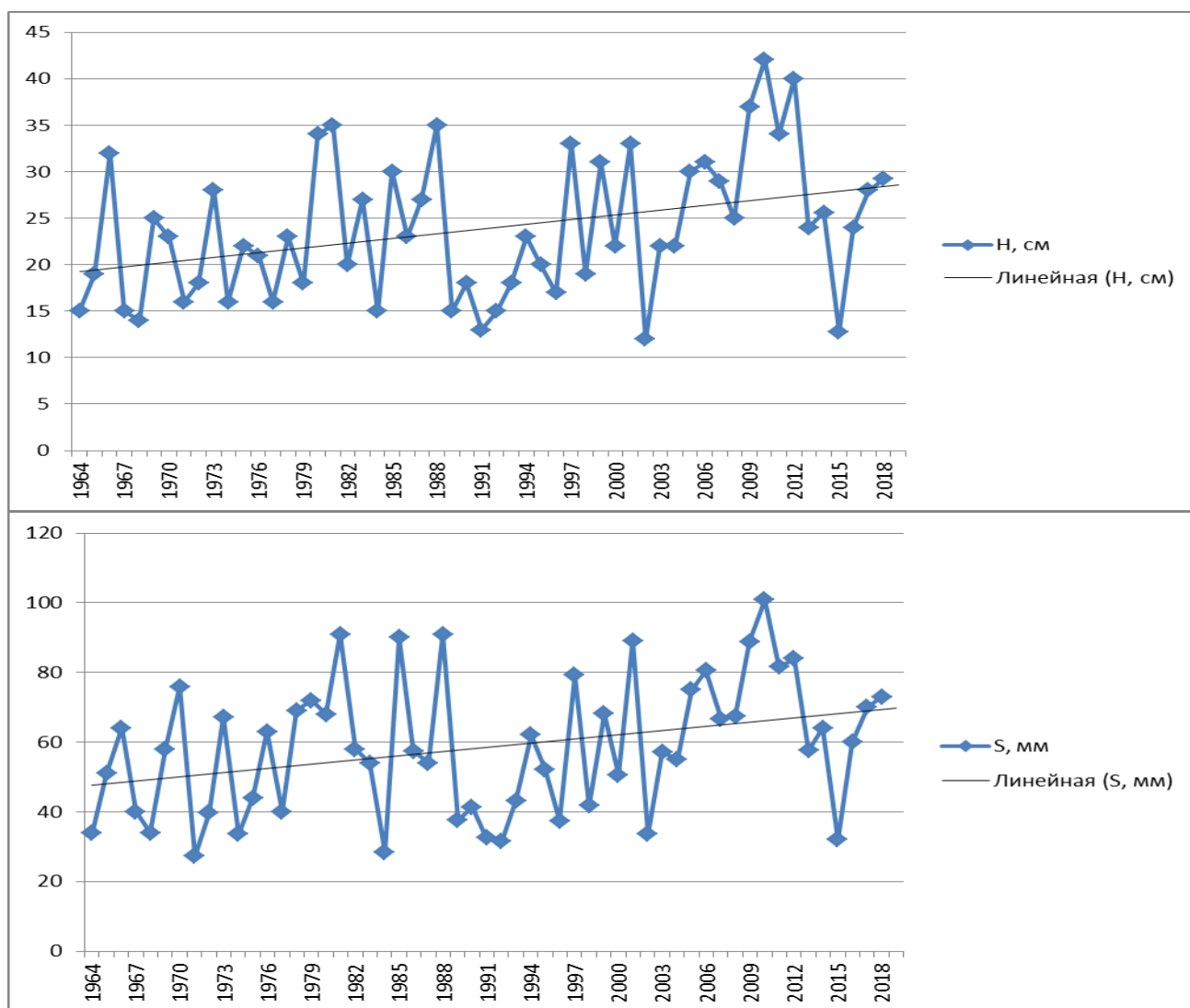


Рис. 4.4. Динамика высоты (H) и запаса воды в снеге (S) в период максимального снегонакопления, ст. Сухобузимское

(91 мм), 1985 (90 мм), 1988 (91 мм), 2001 (89 мм) и 2009 (89 мм) годы. Минимальные запасы воды в снеге наблюдались в 1971, 1984 и 2015 годах (27, 29 и 32 мм соответственно). Линии тренда (рисунок 4.4) подтверждают тенденцию увеличения высоты и запасов снега за рассматриваемый пятидесятилетний

период: высота снега вдоль линии тренда увеличилась на 11 см, снегозапас – на 26 мм (рисунок 4.4). Полученные значения согласуются с результатами исследований климата на территории России. По этим данным, за период 1978-2018 гг. прослеживается тенденция увеличения максимальной за зиму высоты снега на севере Западной и значительной части территории Восточной Сибири [33].

Сопоставление характеристик максимального снегонакопления за период 2009-2017гг. по станции Сухобузимское с соответствующими величинами на ключевом участке Долгий Лог позволяет заключить, что в северной части Красноярской лесостепи высота и запас воды в снеге в среднем на 25-30 % выше аналогичных характеристик центральной зоны (таблица 4.2., рисунок 4.5.). Это во многом вызвано влиянием лесной растительности, окаймляющей по периметру пахотные массивы в северной части.

Таблица 4.2.

Данные по снежному покрову, метеорологическая станция Сухобузимское и участке Долгий Лог*)

Показатели	2009 г.		2010 г.		2011 г.		2013 г.		2017 г.	
	данные по участку	данные по метеостанции	данные по участку	данные по метеостанции	данные по участку	данные по метеостанции	данные по участку	данные по метеостанции	данные по участку	данные по метеостанции
Дата	22.03	20.03	08.03.	1 дек., март	7.03	10.03	10.03	10.03	10.03	10.03
Маршрут	поле	поле	поле	поле	поле	поле	поле	поле	поле	поле
Средняя высота снега, см	45,1	38	52,3	42	41	34	29	23,2	44	35
Плотность снега, г/см ³	0,27	0,24	0,26	0,24	0,21	0,24	0,26	0,25	0,25	0,2
Запас воды в снеге, мм	123	91	137	100,8	88,2	81,6	75,4	58	110	70

*) Примечание: данные на ключевом участке получены путем осреднения результатов снегомерных съемок по основному и дополнительным маршрутам.

Наличие древесной и кустарниковой растительности оказывает большое влияние на распределение снега. Лесные полосы, кустарники, рожи и колки на

пашне во время снегопада, взаимодействуя с ветром, вызывают повышенное накопление снега в приопушечных участках. В лесных массивах запасы воды в

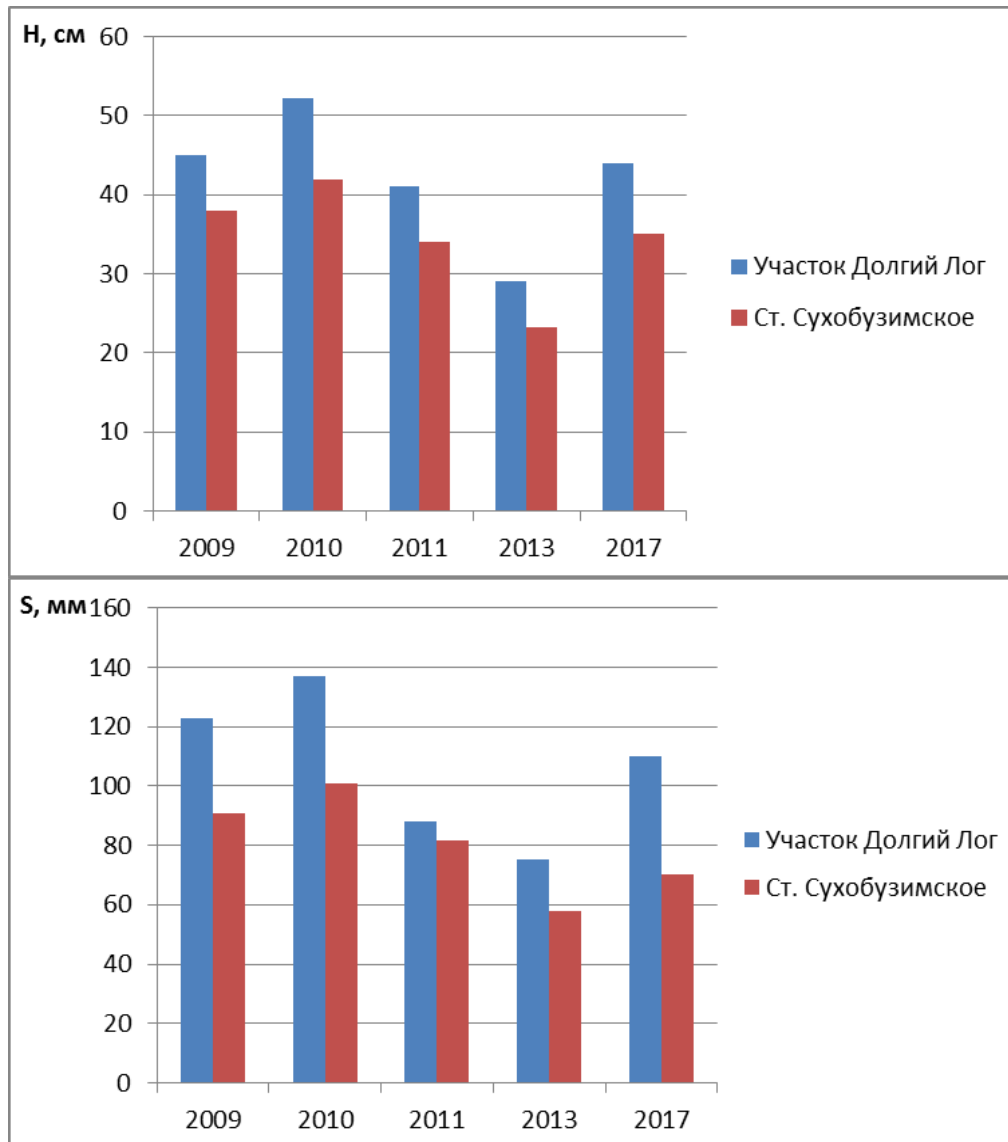


Рис. 4.5. Средняя высота (H) и запас воды в снеге (S) на опытном участке Долгий Лог и полевом участке метеостанции Сухобузимское

снеге существенно зависят от характера леса. В густых хвойных лесах запасы снега меньше или равны запасам воды в снеге в полях. В лиственных и смешанных лесах с небольшой примесью хвойных лесов запасы снега больше, чем на открытых участках [13, 32, 52]. Анализ распределения снега по участку Долгий Лог показывает, что на массивах пашни в северной части Красноярской

лесостепи максимальное снегонакопление наблюдается в их северо-восточной приопушечной зоне. Например, многоснежный 2010 г высота снежного покрова достигала здесь 100-130 см, запас воды – 280-350 мм, тогда как средние значения в этом году на данной территории равны соответственно 52 см и 137 мм.

Рассмотрим влияние рельефа и ветра на распределение снега. Чем выше расчлененность рельефа и сильнее метелевый перенос, тем больше выражена неравномерность распределения на местности снежного покрова. Как показали многочисленные исследования снегонакопления в южно-таежных и лесостепных районах, в том числе в Сибири [37, 57, 88 и др.], на высоту и запасы воды в снеге в конце зимы влияет экспозиция склонов. В. Д. Комаров (1959) и Н. П. Чеботарев (1962) и др. в своих работах указывают, что неравномерность распределения снежного покрова по местности зависит от количества выпавших осадков, рельефа, растительности, направления и скорости ветра [52, 57, 88, 93, 97]. В разных природно-климатических зонах эти факторы вызывают характерное для каждой территории распределение снега. Например, в Западной Сибири (Приобье, Кузнецкая котловина), как показали исследования А. А. Танасиенко (2003), на пахотных склонах южной экспозиции всегда откладывается меньше снега по сравнению с плакорами и северными склонами, при этом, чем выше крутизна южного склона, тем тоньше снежный покров [88]. Это свидетельствует о том, что на данной территории преобладающие направления ветров – южное и юго-западное.

Исследования на ключевом участке Долгий Лог (северный массив и восточная часть южного) показали, что на пашне северной части Красноярской лесостепи преобладают пологие склоны крутизной 1-3° (глава 3, рисунки 3.6, 4.6). Фактор экспозиции не оказывает здесь заметного влияния на распределение снега. В процессе метелевого переноса с открытой площади снегосбора снежные частицы накапливаются у опушек и в колках, формируя значительные скопления снега [32].

Иная картина наблюдается в тех частях пахотных массивов, где присутствует расчлененный рельеф с выраженными ложбинами и лощинами. На этой территории существенную роль играет наличие наветренных ветроударных и подветренных склонов. Наветренные склоны аккумулируют больше снега, чем подветренные. Значительная часть снега аккумулируется в днищах промоин, ложбин и лощин.



Рис. 4.6. Снежный покров на северном массиве участка Долгий Лог в малоснежном 2011 году

На западе южного массива ключевого участка присутствует крупная лощина, на территории которой проводились снегомерные маршруты №№ 2, 3 и 4. Она расположена под углом $70-75^\circ$ к преобладающим направлениям ветра. После проведения снегомерной съемки в 2009-м году была составлена схема поперечного профиля рельефа лощины (по снегомерному ходу № 3), на которой была показана высота снега (рисунок 4.7). Поскольку лощина располагается

практически перпендикулярно преобладающим ветрам юго-западного направления, склон восточной экспозиции данной лощины является подветренным (склон А), склон западной экспозиции – наветренным (склон Б).

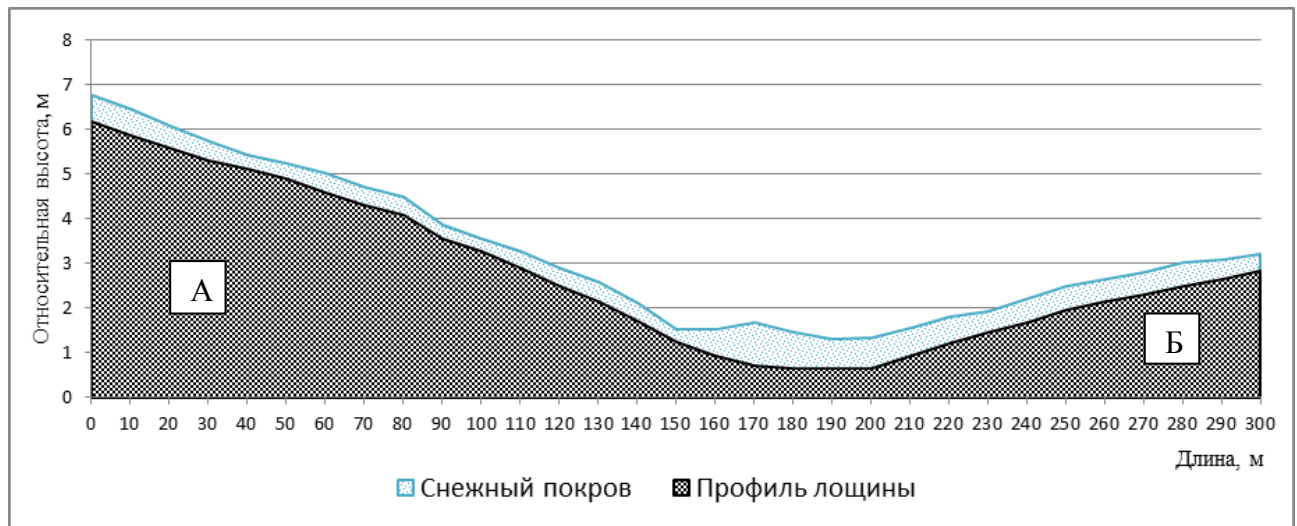


Рис. 4.7. Поперечный профиль лощины со снежным покровом. А – подветренный склон, Б – наветренный. Снегомерный ход № 3, участок Долгий Лог, 2009 г.

На наветренном склоне высота снежного покрова примерно на 20-25% выше, чем на подветренном, средняя высота – соответственно 51 и 42 см. Наибольшей высоты снежный покров достигает в районе дна, средняя высота – 75 см (рисунок 4.7).

Тип агрофона также оказывает влияние на высоту снежного покрова и запас воды в снеге. А. А. Танасиенко (2003) свидетельствует, что расположенные в одинаковых условиях целинные и распаханые участки накапливают неодинаковое количество снега – на целине мощность снежного покрова выше [88]. Н. П. Чеботарев (1962) в своих трудах упоминает о влиянии на неравномерность распределения снега различных видов растительности, (кустарников, травы и др.), указывая на торможение движения воздуха растениями и усиленное отложение снежного покрова возле них [97].

Наблюдениями установлено, что тип растительности и обработки почвы оказывают влияние на высоту снежного покрова. Например, применение плоскорезной обработки почвы на склонах с сохранением стерни по сравнению с отвальной вспашкой увеличивает высоту снега на 3,5 – 4,5 см, а запас воды в нем – на 11-13 мм [55] (таблица 4.3).

Таблица 4.3

Высота снежного покрова, плотность и запасы воды в снежном покрове перед снеготаянием по вариантам опыта на Московском стационаре*)
(среднее за 1985-1997 гг.)
(М. С. Кузнецов, В. В. Демидов, 2002[57])

Показатели	Показатели													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
h, см	18,1	19,2	22,7	23,0	25,6	25,2	25,6	25,7	26,4	27,4	26,6	26,2	28,9	29,1
ρ , г/см ³	0,28	0,28	0,28	0,28	0,27	0,28	0,27	0,28	0,30	0,30	0,29	0,29	0,26	0,26
S, мм	50,9	53,4	64,0	64,2	69,4	69,6	69,4	70,7	79,7	81,4	78,5	76,0	79,3	77,1

*) Примечание: 1,2 - вспашка на 20-22 см; 3,4 - плоскорезная обработка на 20-22 см; 5,6 - озимые на вспашке; 7,8 - озимые по плоскорезной обработке; 9,10 - травы 1 г.п. по вспашке; 11,12 - травы 1 г.п. по плоскорезной обработке, первая цифра - полевой, вторая - почвозащитный севообороты; 13,14 - травы 2 г.п. соответственно по вспашке и плоскорезной обработке в почвозащитном севообороте.

Пахотные земли центральной и северной части Красноярской лесостепи в районе исследования обрабатывались отвальной вспашкой. Выращиваемые культуры – пшеница, овес, озимые культуры, с периодической распашкой под чистый пар. После уборки урожая на большей части пашни остается плотная стерня высотой 12-18 см. В 2010-2011 гг. западная часть северного массива не распахивалась.

Таким образом, состояние агрофона оказывает влияние на распределение снежного покрова, задерживая частицы снега, и увеличивая высоту снежного покрова примерно на 3-5 см.

По результатам замера составлены картограммы распределения высоты и запаса воды в снежном покрове на пашне участка Долгий Лог (рисунок 4.8). В целом картограммы подтверждают отмеченные выше закономерности

распределения снега, в том числе образование повышенных скоплений у кромки леса на севере и северо-востоке опытного участка, а также в днищах наиболее крупных ложбин и лощин.

Подведем итоги. На величину снежного покрова и характер его распределения в пределах пахотных массивов северной части Красноярской лесостепи влияют следующие факторы.

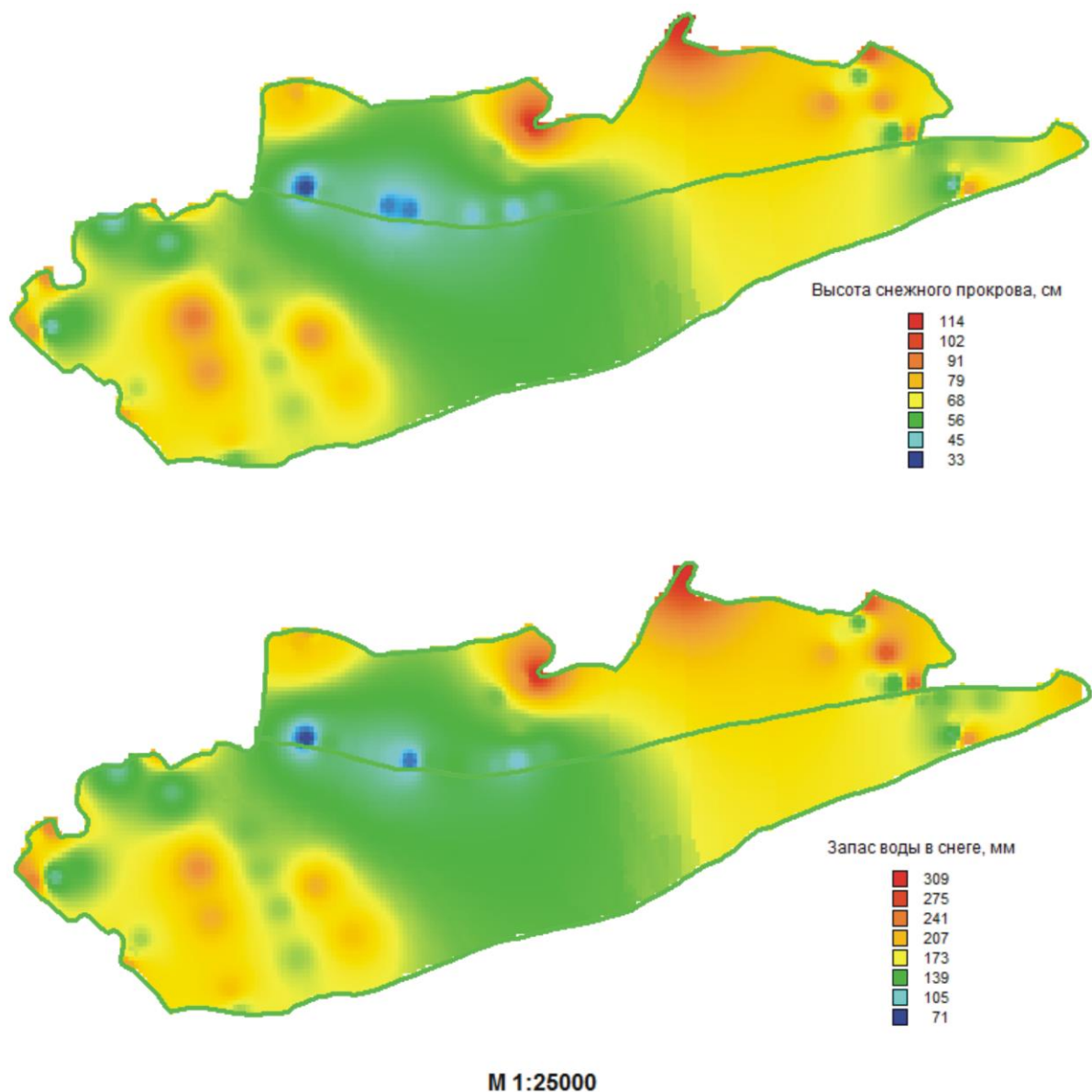


Рис. 4.8. Картограмма распределения высоты снежного покрова и запаса воды в снеге на участке Долгий Лог (осредненные данные за 2009-2017 гг.)

- Наличие лесной растительности по всему периметру массивов пашни, а также колков, в приопушечных зонах которых вследствие метелевого переноса снегонакопление увеличивается в 1,5-2 раза.
- Обработка пашни с оставлением стерни. Стерня задерживает частицы снега, что увеличивает высоту и запас воды в снеге на 8-12% по сравнению с паром.
- Преобладание ветров западного и юго-западного направления, вследствие метелевого переноса вызывающее максимальное скопление снега в северо-восточных приопушечных зонах пахотных массивов.

4.2. Интенсивность снеготаяния

Интенсивность снеготаяния представляет собой количество растаявшего снега в единицу времени. Вследствие того, что при таянии снежного покрова талая вода не сразу поступает на поверхность почвы, а задерживается в порах снега, при исследовании интенсивности снеготаяния необходимо учитывать величину *водоотдачи*, т.е. количества воды, поступающего из снежной толщи на почвенную поверхность во время таяния снега. Количество воды, поступившее на поверхность грунта в единицу времени, называется *интенсивностью водоотдачи* [97].

На водоотдачу влияет способность снега удерживать талую воду в своей толще, т. е. *водоудерживающая способность снега*. Она зависит от структуры снежного покрова. Наибольшей водоудерживающей способностью обладает свежавыпавший снег. С течением времени в процессе перекристаллизации под влиянием силы тяжести снег оседает, уплотняется и его водоудерживающая способность снижается.

Таким образом, чем меньше водоудерживающая способность снега и выше интенсивность водоотдачи, тем большее количество воды поступает на

почвенную поверхность и тем интенсивнее талый сток, вызывающий процессы смыва.

Энергия снеготаяния определяется солнечной радиацией и температурой воздуха в весенний период [58, 84]. Весны по синоптическим условиям погоды делятся на три следующих типа:

- *радиационный (соларный)* тип – наблюдается при наличии устойчивого антициклона, таяние снега происходит при солнечной погоде;
- *адвективный* тип – таяние снежного покрова происходит в основном за счет перемещения (адвекции) теплых воздушных масс в условиях циклона. Погода в основном пасмурная, температуры воздуха положительные, прямая солнечная радиация отсутствует.
- *адвективно-радиационный (переходный)* тип – таяние снега происходит как за счет солнечной радиации, так и за счет адвекции теплого воздуха. В данном случае происходит чередование ясной солнечной и пасмурной погоды, положительной температуры воздуха и слабой отрицательной [56].

Увеличение массы талой воды приводит к насыщению толщи снега и ее просачиванию к поверхности почвы. При накоплении под снегом достаточного количества воды возникает ручейковый сток талых вод [43, 57, 85].

Раньше всего данный процесс начинается на южных склонах по причине большего воздействия прямой солнечной радиации. Снеготаяние может носить прерывистый характер из-за периодических заморозков. На склонах северной и восточной экспозиций, а также в сугробах возле кромки леса водоотдача снега начинается позднее. Так, наблюдения Н. С. Евсеевой в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины [37] показывают, что в сугробах водоотдача запаздывает на 5-30 дней в зависимости от мощности снежной толщи и погодных условий.

В процессе схода снега в снежном покрове образуются проталины, которые в дальнейшем увеличиваются в размерах до полного схода снега. Процесс

снеготаяния также зависит от степени расчлененности рельефа – на пересеченной местности в затененных участках снег сходит медленнее [97].

В. Д. Комаров и другие авторы дали наименование «*пестрый ландшафт*» снежному покрову с проталинами. Основными факторами, влияющими на формирование пестрого ландшафта, являются неравномерность распределения снежного покрова на местности и неодинаковая интенсивность снеготаяния на склонах с разной экспозицией и растительностью [52, 97, 115].

Для *плоскостепной* местности характерно относительно равномерное распределение снежного покрова. При таянии пестрый ландшафт выражен слабо, обнажение почвы происходит практически сразу по всей территории. Неравномерность схода снега в этом случае может быть вызвана наличием лесной растительности, колков, кустарников, лесополос, отдельных холмов и др.

На *пересеченной* поверхности сход снежного покрова происходит неравномерно, чем выше степень расчлененности рельефа, тем более выражен пестрый рельеф. В данном случае покрытость территории снегом при таянии не может быть сплошной [97].

Для северной части Красноярской лесостепи характерно сочетание обоих типов местности, с преобладанием плоскостепного. Например, на северном массиве участка Долгий Лог и восточной части южного (пологой части участка) также образуется пестрый ландшафт (рисунок 4.9) в процессе схода снега. Формирование пестрого ландшафта в этом случае обусловлено присутствием лесной растительности, отдельных колков, холмов и ряда ложбин на севере участка. В западной части южного массива основную роль играет рельеф, наличие колков и лесной растительности. В центральной части Красноярской лесостепи также преобладает плоскостепной тип; его доля в общей площади существенно выше, чем в северной (более 90 %). Колки, ложбины и лощины практически отсутствуют.

Для оценки интенсивности таяния снега на территории центральной и северной частей Красноярской лесостепи нами были произведены расчеты

снеготаяния за каждый год наблюдений по температурным коэффициентам стаивания для участков равномерного его залегания на местности [52, 53, 58].



Рис. 4.9. Пестрый ландшафт на территории северного массива участка Долгий Лог. Апрель 2009 г. На небольшом возвышении (передний план) снег полностью растаял.

Величина слоя растаявшего снега за период снеготаяния (в пересчете на воду) пропорциональна сумме среднесуточных положительной температур воздуха:

$$h_c = k_c \sum (+t^\circ); \quad (4.1.)$$

где h - слой образовавшейся талой воды, мм; k_c - коэффициент стаивания (5 мм/сут.) [9].

Расчет образовавшейся талой воды производился нарастающим итогом за весь период снеготаяния. При отрицательной температуре воздуха суточное таяние снега считалось равным нулю: в наших приближенных расчетах предполагалось, что дневное таяние компенсируется ночным замерзанием талой воды. По результатам расчета были составлены графики таяния снежного покрова

(с учетом максимальных значений снегозапасов при равномерном залегании снега, за основной период полевых наблюдений) и определена интенсивность снеготаяния (таблица 4.4, рисунок 4.10).

Таблица 4.4.

Период снеготаяния и его интенсивность с учетом выпадения осадков
(центральная часть Красноярской лесостепи)

Год	Начало снеготаяния	Конец снеготаяния	Средняя интенсивность снеготаяния (поступление воды на поверхность почвы) (a , мм\сут)
2009	27.03	4.04	12,3
2010	27.03	21.04	4,6
2011	26.03	7.04	7,6

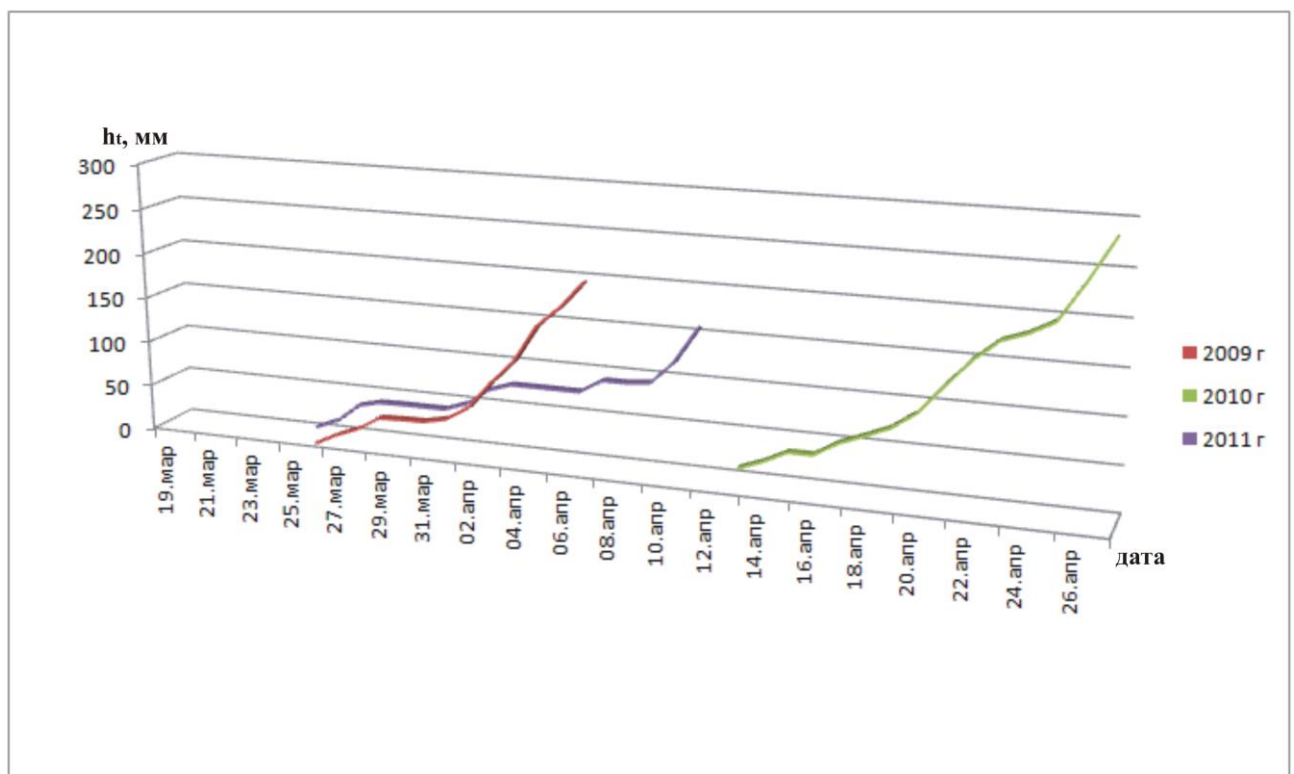


Рис. 4.10. График слоя растаявшего снега (h_t , мм) нарастающим итогом в центральной части Красноярской лесостепи (весны 2009-2011 гг.)

Рассмотрим процесс таяния снега в центральной части Красноярской лесостепи по данным метеорологической станции Сухобузимское в основной период наблюдений.

2009 год. Период снеготаяния длился с 27 марта по 4 апреля, продолжительность – 9 дней. Тип снеготаяния – *преимущественно солярный*, таяние снега происходило интенсивно при ясной, солнечной погоде, фактическом отсутствии осадков и высокой среднесуточной температуре воздуха: от $-0,6^{\circ}\text{C}$ до $+8,1^{\circ}\text{C}$. Начало схода снега характеризовалось невысокой интенсивностью, которая в середине-конце периода существенно увеличилась с повышением среднесуточной температуры воздуха. На графике (рисунок 4.10.) видно, что кривая снеготаяния за данный год короткая и резко устремляется вверх, что характеризует высокую интенсивность схода снежного покрова. Доля осадков по отношению к суммарному поступлению талой и дождевой воды составляет 5,7%.

2010 год. Таяние снега началось 27 марта, но период наиболее интенсивного снеготаяния длился с 14 по 21 апреля. Общая продолжительность – 26 дней, из них интенсивный сход снега – 8 дней. Тип снеготаяния – *адвективно-радиационный*, таяние снежного покрова происходило для рассматриваемых лет наиболее интенсивно при преобладании ясной погоды, с периодической облачностью и выпадением осадков. Среднесуточная температура воздуха варьировала от $-1,3$ до $+9,2^{\circ}\text{C}$. Доля осадков по отношению к суммарному поступлению талой и дождевой воды составляет 15,3 %.

2011 год. Период снеготаяния длился с 26 марта по 07 апреля, продолжительность – 13 дней. Тип снеготаяния – *адвективно-радиационный*, таяние снежного покрова происходило с невысокой интенсивностью (рисунок 4.10) при преобладании пасмурной погоды, с частым выпадением осадков. Среднесуточная температура воздуха варьировала от $-3,4$ до $+5,0^{\circ}\text{C}$. Доля осадков по отношению к суммарному поступлению талой и дождевой воды составляет 16,3 %.

Водоотдача снега на поверхность почвы (m) при допущении одинаковой влагоемкости снежного покрова и равномерного снеготаяния на всей территории бассейна определяется следующим образом:

$$m = \frac{h_c}{1 - z_0}; \quad (4.2)$$

где h_c - интенсивность снеготаяния (таяние снега), мм/сут.; z_0 - относительный сход снега, при котором начинается отдача воды [58, 75, 84]. Для расчетов принималось среднее значение $z_0 = 0,13$; величина h_c определялась по формуле 4.1.

Расчет поступления талой воды для территории центральной части Красноярской лесостепи (таблица 4.5) осуществлялся для каждого года исследований эрозии почв (2009-2011, 2013, 2017 гг.). Произведением снегозапаса $S_{\max}$ на z_0 рассчитывалось значение слоя растаявшего снега S_0 (мм слоя воды),

Таблица 4.5.

Расчет поступления воды на поверхность почвы при равномерном залегании снежного покрова. Центральная часть, 2009-2011, 2013, 2017 гг.

Год	Дата	$S_{\max} + X_{\text{ме}}$ мм	Температура воздуха t , °C	h_c , формула 4.1, мм/сут.	$\sum h_c$, мм/сут.	Суточное поступление воды на поверхность почвы, $m = x + \frac{h_c}{1 - z_0}$, мм	Среднее суточное поступление воды на поверхность почвы, мм/сут.
1	2	3	4	5	6	7	8
2009	27.03.2009	98,3	2,5	12,5	12,5	14,37	12,3
	28.03.2009		2	10	22,5	11,49	
	29.03.2009		3	15	37,5	17,24	
	30.03.2009		0,2	1	38,5	1,15	
	31.03.2009		0,1	0,5	39	0,57	
	01.04.2009		1,1	5,5	44,5	6,32	
	02.04.2009		3,1	15,5	60	17,82	
	03.04.2009		6	30	90	29,33	
	04.04.2009		5,1	25,5	115,5	-	
2010	25.03.2010	118,7	2,2	11	11	-	4,6
	26.03.2010		0,5	2,5	13,5	-	

Продолжение таблицы 4.5

1	2	3	4	5	6	7	8
2010	27.03.2010	118,7	0,4	2	15,5	2,30	4,6
	28.03.2010		-3,5	0	15,5	0,00	
	29.03.2010		-5,8	0	15,5	0,00	
	30.03.2010		-6,0	0	15,5	0,00	
	31.03.2010		-5,2	0	15,5	0,00	
	01.04.2010		-1,8	0	15,5	0,00	
	02.04.2010		0,3	1,5	17	1,72	
	03.04.2010		-0,4	0	17	0,00	
	04.04.2010		-2,4	0	17	0,00	
	05.04.2010		-0,4	0	17	0,00	
	06.04.2010		-4,6	0	17	0,00	
	07.04.2010		-10,5	0	17	0,00	
	08.04.2010		-7,7	0	17	0,00	
	09.04.2010		-10,0	0	17	0,00	
	10.04.2010		-8,8	0	17	0,00	
	11.04.2010		-5,3	0	17	0,00	
	12.04.2010		-5,7	0	17	0,00	
	13.04.2010		-1,3	0	17	0,00	
	14.04.2010		2,0	10	27	11,49	
	15.04.2010		2,6	13	40	14,94	
	16.04.2010		-0,3	0	40	0,00	
	17.04.2010		3,1	15,5	55,5	17,82	
	18.04.2010		2,1	10,5	66	12,07	
	19.04.2010		2,2	11	77	12,64	
	20.04.2010		3,7	18,5	95,5	21,26	
	21.04.2010		6,1	30,5	126	24,45	
	22.04.2010		5,8	29	-		
2011	10.03.2011	98,8	0,2	1,0	1,0	-	7,6
	11.03.2011		-7,9	0,0	1,0	-	
	12.03.2011		-10,6	0,0	1,0	-	
	13.03.2011		-6,2	0,0	1,0	-	
	14.03.2011		-10,2	0,0	1,0	-	
	15.03.2011		-3,0	0,0	1,0	-	
	16.03.2011		-0,8	0,0	1,0	-	
	17.03.2011		-5,5	0,0	1,0	-	
	18.03.2011		-8,7	0,0	1,0	-	
	19.03.2011		-14,0	0,0	1,0	-	
	20.03.2011		-3,9	0,0	1,0	-	
	21.03.2011		-3,7	0,0	1,0	-	
	22.03.2011		-5,1	0,0	1,0	-	
	23.03.2011		-1,5	0,0	1,0	-	
	24.03.2011		-2,9	0,0	1,0	-	

Продолжение таблицы 4.5

1	2	3	4	5	6	7	8
2011	25.03.2011	98,8	-1,8	0	1,0	-	7,6
	26.03.2011		2,1	10,5	11,5	12,07	
	27.03.2011		4,0	20	31,5	22,99	
	28.03.2011		1,2	6	37,5	6,90	
	29.03.2011		0,1	0,5	38,0	0,57	
	30.03.2011		-3,1	0	38,0	0,00	
	31.03.2011		-3,4	0	38,0	0,00	
	01.04.2011		1,8	9	47,0	10,34	
	02.04.2011		3,6	18	65,0	20,69	
	03.04.2011		1,7	8,5	73,5	9,77	
	04.04.2011		-1,3	0	73,5	0,00	
	05.04.2011		-2,4	0	73,5	0,00	
	06.04.2011		-0,4	0	73,5	0,00	
	07.04.2011		3,0	15	88,5	15,47	
2013	08.04.2013	87,6	1,4	6,8	6,8	0	8,76
	09.04.2013		5,6	28,0	34,8	32,18	
	10.04.2013		5,5	27,5	62,3	31,61	
	11.04.2013		2,1	10,4	72,7	11,93	
	12.04.2013		-2,7	0,0	72,7	0,00	
	13.04.2013		-1,3	0,0	72,7	0,00	
	14.04.2013		-0,6	0,0	72,7	0,00	
	15.04.2013		-1,7	0,0	72,7	0,00	
	16.04.2013		-0,4	0,0	72,7	0,00	
	17.04.2013		1,8	9,0	81,7	10,34	
	18.04.2013		5,9	29,5	111,2	1,54	
2017	13.03.2017	70	0,2	1,0	1,0	-	14,0
	14.03.2017		1,5	7,5	8,5	-	
	15.03.2017		-3,9	0,0	8,5	-	
	16.03.2017		-14,0	0,0	8,5	-	
	17.03.2017		-16,2	0,0	8,5	-	
	18.03.2017		-14,1	0,0	8,5	-	
	19.03.2017		-12,0	0,0	8,5	-	
	20.03.2017		-8,8	0,0	8,5	-	
	21.03.2017		-7,4	0,0	8,5	-	
	22.03.2017		-5,3	0,0	8,5	-	
	23.03.2017		-2,6	0,0	8,5	-	
	24.03.2017		-2,9	0,0	8,5	-	
	25.03.2017		-0,2	0,0	8,5	-	
	26.03.2017		0,4	2,2	10,7	2,51	
	27.03.2017		0,4	1,8	12,5	2,08	
	28.03.2017		2,4	11,8	24,3	13,51	
	29.03.2017		4,5	22,3	46,6	25,65	

Продолжение таблицы 4.5

1	2	3	4	5	6	7	8
2017	30.03.2017	70	6,7	33,7	80,3	26,25	14,0

при котором наступает насыщение снежной толщи и вода начинает поступать на поверхность почвы. С этой даты по формуле 4.2. производился расчет поступления воды на поверхность почвы. Средняя интенсивность водопоступления за каждый год наблюдений определялась делением $S_{\max}$ на количество дней фактического поступления талых вод на почву.

Из таблицы 4.5 видно, что максимальная суточная величина поступления воды на поверхность грунта в 2009 и 2013 гг. существенно выше, чем в другие годы наблюдений (29,33 и 32,18 мм/сут); максимальное значение средней величины поступления за период исследований отмечено в 2009 и 2017 гг. (12,3 и 14 мм/сут). Количество дней с поступлением воды на поверхность почвы: в 2009 г. – 8 дней, 2010 г. – 9 дней, 2011 г. – 8 дней, 2013 г. – 5 дней, и 2017 г. – 5 дней. В 2009 и 2013 гг. отмечено резкое кратковременное увеличение поступления воды на поверхность почвы до максимальных значений; это могло значительно увеличить сток и усилить интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов. В 2011 г. поступление воды было прерывистым, но имело высокие значения в период активной фазы таяния снежного покрова. Снеготаяние с меньшей интенсивностью происходило в 2010 гг. В 2013 и 2017 годах таяние было интенсивным, но коротким по причине невысокого снегонакопления.

Сравнение характеристик таяния на полевых участках центральной и северной частей Красноярской лесостепи ($Z_o=0,13$) в условиях равномерного залегания снега представлено в таблице 4.6. Видно, что при равномерном залегании снежного покрова в северной части Красноярской лесостепи присутствуют некоторые отличия в условиях снеготаяния от центральной части. Это выражается в основном в разнице величин снегонакопления; кроме того, в северной части интенсивность поступления воды на поверхность почвы

Таблица 4.6.

Количественные характеристики снеготаяния на полевых участках центральной и северной части Красноярской лесостепи в условиях равномерного залегания снега (2009-2011, 2013, 2017 гг.)

Год	Центральная часть				Северная часть			
	Период снеготаяния	S _{max} +X, мм	m, мм		Период снеготаяния	S _{max} +X, мм	m, мм	
			Макс. ср. сут.	Среднее за период снеготая ния			Макс. ср. сут.	Среднее за период снеготаян ия
2009	27.03-04.04	98,3	29,33	12,3	27.03-04.04	130,3	34,48	14,5
2010	27.03-21.04	118,7	24,45	4,6	27.03-22.04	154,9	35,06	5,7
2011	26.03-07.04	98,8	22,99	7,6	26.03-10.04	105,4	22,99	6,6
2013	09.04-18.04	87,6	32,18	8,76	09.04-18.04	105	32,18	10,5
2017	26.03-30.03	70	26,25	14	26.03-01.04	110	38,72	15,7

в большинстве случаев заметно выше. При схожих среднесуточных температурах воздуха, окончание таяния снежного покрова может на 1-3 дня запаздывать по сравнению с центральной частью. В этом случае, в завершающей фазе снеготаяния северной части часто происходит при более высоких температурах воздуха и, соответственно, с большими значениями водоотдачи. Это влияет на формирование талого стока и усиливает интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов. В остальном общий ход и закономерности снеготаяния центральной (рисунок 4.10) и северной частей на участках равномерного залегания сопоставимы между собой.

Снегомерные съемки, выполненные на опытных участках, подтвердили преобладание плоскостепного типа местности на пахотных массивах в северной части Красноярской лесостепи. Равномерное залегание снега характерно для 75-80% от общей площади пашни, амплитуда колебаний снеготаяния на данных участках не превышает 15 мм. Однако, для склонов северной и северо-восточной экспозиций, занимающих 20-25 % от общей площади земельных массивов, характерно неравномерное залегание снежного покрова. В пределах таких зон перепады величин запасов воды в снеге значительно более высокие по сравнению

с участками равномерного залегания. Так, в многоснежные годы величина снегозапасов изменяется от 80 до 352 мм, амплитуда составляет примерно 270 мм. С наступлением весны таяние снега запаздывает, происходит неравномерно в течение более длительного периода времени с образованием снежных шапок и сугробов у опушек леса.

Таким образом, при расчете снеготаяния для северных и северо-восточных склонов необходимо учитывать неравномерность залегания снега. Количество воды, поступающее на поверхность почвы, пропорционально величине водоотдачи и площади, с которой она происходит. Формула расчета имеет следующий вид:

$$h = \Phi_n \times m; \quad (4.3)$$

где h – слой поступающей талой воды, мм/сут., m – водоотдача, мм/сут. (рассчитывается по формуле 4.2) Φ_n – относительная площадь, с которой поступает вода из снежного покрова, выражаемая в долях единицы [75]. Величина Φ_n определяется по кривым распределения снегозапасов и площади водоотдачи снега (рисунок 4.11, 4.12).

В таблице 4.7 представлены результаты расчета таяния снега в зонах неравномерного его распределения по результатам снегомерных съемок, выполненных по маршруту № 6 в восточной и северо-восточной частях участка Долгий Лог (рисунок 4.2). Данные приведены для многоснежного 2010 года.

Из данных таблицы 4.7 и рисунка 4.11 видно, что в зонах неравномерного снегонакопления процесс таяния снега занимал более длительный период времени, его окончание наступило примерно на 9 дней позже, чем на остальной территории. В заключительной фазе таяние происходило при высоких среднесуточных температурах воздуха (от +2 до +13,4 °С), максимальное расчетное значение водоотдачи достигало 61,49 мм/сут. Наибольший суммарный сход снега характерен для периода с 15 по 23 апреля, в это время поступление воды на поверхность почвы достигало 28,78 мм/сут и происходило с

Таблица 4.7

Снеготаяние и поступление воды на поверхность почвы при неравномерном залегании снежного покрова, уч. Долгий Лог ($Z_0 = 0,13$)

Дни таяния	Температура воздуха t , °C	$S_{max} + X$, мм	h_c , мм/сут.	$\sum h_c$, мм/сут.	Поступление воды на поверхность почвы m , мм/сут.	Относительная площадь подачи воды Φ_p	Количество воды, поступающей на поверхность $h = \Phi_p * m$, мм/сут.
25.03.2010	2,2	352	11	11	0	0	-
26.03.2010	0,5		2,5	13,5	0	0	-
27.03.2010	0,4		2	15,5	2,30	0,136	0,31
02.04.2010	0,3		1,5	17	1,72	0,203	0,35
14.04.2010	2,0		10	27	11,49	0,710	8,16
15.04.2010	2,6		13	40	14,94	0,960	14,34
17.04.2010	3,1		15,5	55,5	17,82	1,000	17,82
18.04.2010	2,1		10,5	66	12,07	1,000	12,07
19.04.2010	2,2		11	77	12,64	1,000	12,64
20.04.2010	3,7		18,5	95,5	21,26	0,952	20,24
21.04.2010	6,1		30,5	126	35,06	0,821	28,78
22.04.2010	5,8		29	155	33,33	0,637	21,23
23.04.2010	4,4		22	177	25,29	0,511	12,92
24.04.2010	1,9		9,5	186,5	10,92	0,423	4,62
25.04.2010	2,8		14	200,5	16,09	0,320	5,15
26.04.2010	8,2		41	241,5	47,13	0,174	8,20
27.04.2010	9,2		46	287,5	52,87	0,070	3,70
28.04.2010	10,7		53,5	341	61,49	0,008	0,49
29.04.2010	13,4		11	352	12,64	0,000	0,00

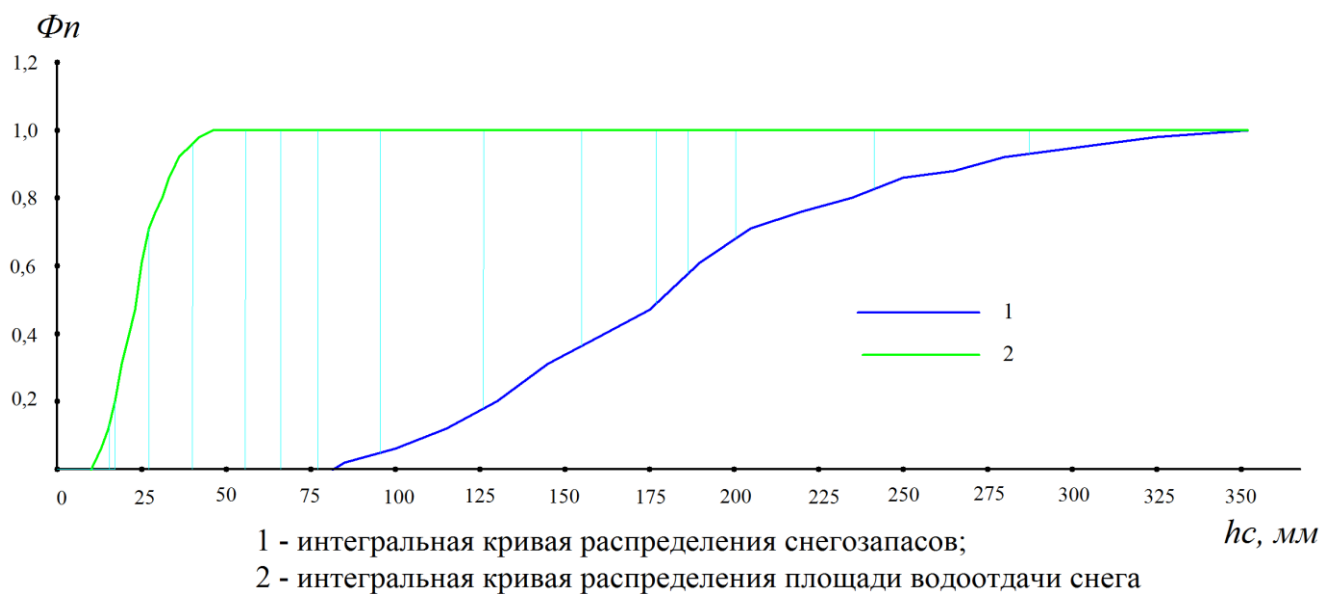


Рис. 4.11. Кривые площади водоотдачи снежного покрова при неравномерном залегании, уч. Долгий Лог, 2010 г.

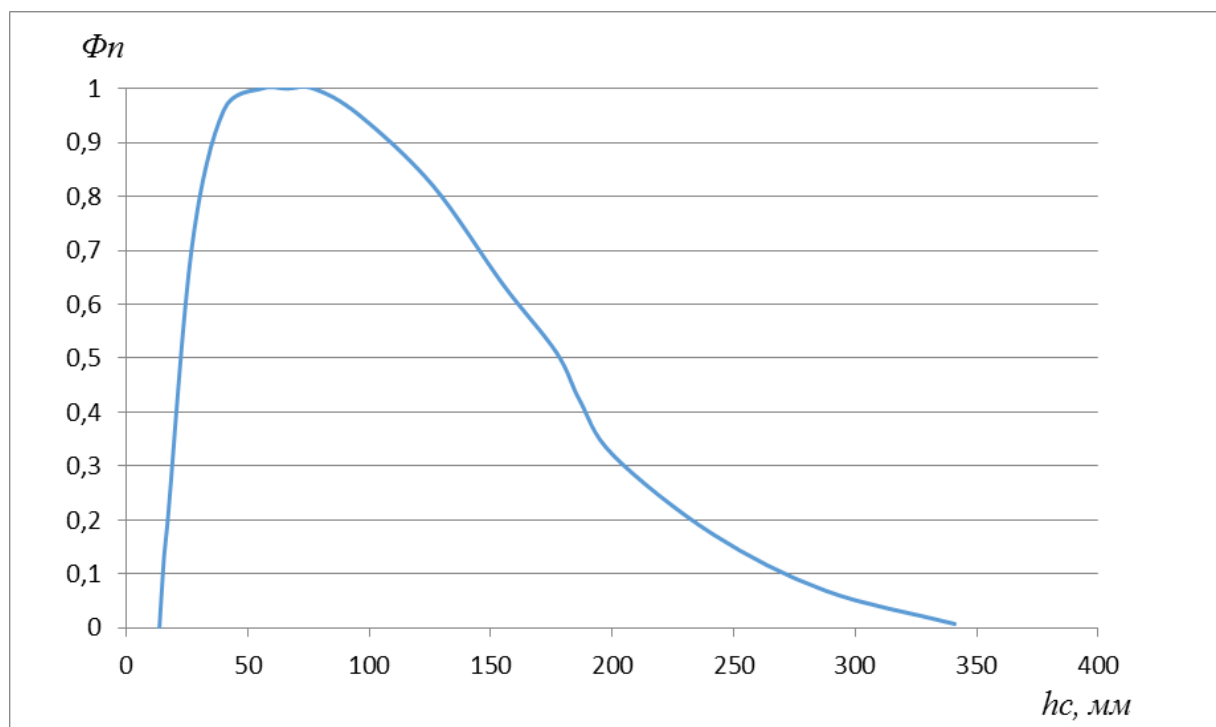


Рис. 4.12. Кривая изменения площади подачи талой воды из снега при неравномерном залегании, уч. Долгий Лог, 2010 г.

максимальной доли площади. Заключительная фаза снеготаяния соответствует уменьшению величины Φ_n на кривых распределения (рисунки 4.11, 4.12) и характеризуется появлением проталин, образованием снежных шапок и сугробов. Данные таблицы 4.6, рисунков 4.11 и 4.12 показывают, что в многоснежные годы авторских наблюдений на участках неравномерного снегораспределения уменьшение площади водоотдачи и появление первых проталин начиналось в третьей декаде апреля (с 21.04) при $h_c = 80$ мм (рис. 4.12). Таким образом, расчеты показали, что появление первых проталин на участках неравномерного снегонакопления совпадает с окончанием таяния в зонах равномерного залегания снега. В ходе дальнейшего снеготаяния, в процессе формирования пестрого ландшафта значение Φ_n уменьшается, размеры проталин и их количество — увеличивается до полного схода снежного покрова. Следует отметить, что величины водоотдачи и поступления воды на почву в этот период в 1,5 – 2 раза превышают аналогичные значения на участках равномерного снегонакопления.

Таким образом, в северной части Красноярской лесостепи для склонов северной и северо-восточной экспозиций характерно более высокое накопление снега с неравномерным его залеганием, таяние снежного покрова на их территории затягивается и в заключительной фазе происходит с гораздо более высокими значениями величин водоотдачи. Потоки талых вод в таких зонах характеризуются максимальными величинами скоростей и удельных расходов. С образованием проталин и оттаиванием почвенного профиля, это способствует усилению процессов смыва и аккумуляции.

4.3. Характеристика стока весеннего половодья в Красноярской лесостепи

Для характеристики весеннего стока были использованы гидрологические данные двух наиболее близко расположенных рек Бузим и Нижняя Подъемная – по причине схожести природных (в том числе гидрологических) условий бассейнов рек с условиями опытных участков. Река Нижняя Подъемная расположена в 30 км севернее участка Долгий Лог, р. Бузим – в 20 км юго-восточнее. Опытные участки центральной части расположены в бассейне р. Бузим, для определения их гидрологических параметров использованы данные поста в с. Малиновка. Ключевой участок Долгий Лог располагается в северной части Красноярской лесостепи между водосборами рассматриваемых рек (рисунок 2.6).

Для оценки хода весеннего половодья и величин талого стока за годы полевых исследований в Красноярской лесостепи составлены комплексные гидрографы. Проанализируем процесс талого стока весеннего половодья в Красноярской лесостепи по гидрографам р. Бузим – с. Малиновка (рисунок 4.13) в основной период полевых наблюдений. Выбор данной реки обусловлен ее протеканием через центр района авторских исследований (рисунок 3.4), в то время как р. Нижняя Подъемная располагается севернее.

2009 год. Весеннее половодье началось 1 апреля с ростом среднесуточных температур воздуха и протекало интенсивно. Величина расхода воды (Q) быстро увеличивалась, достигнув максимума 7 апреля ($115 \text{ м}^3/\text{сек}$, рисунок 4.13). После этой даты наступило похолодание, что повлекло за собой постепенное снижение

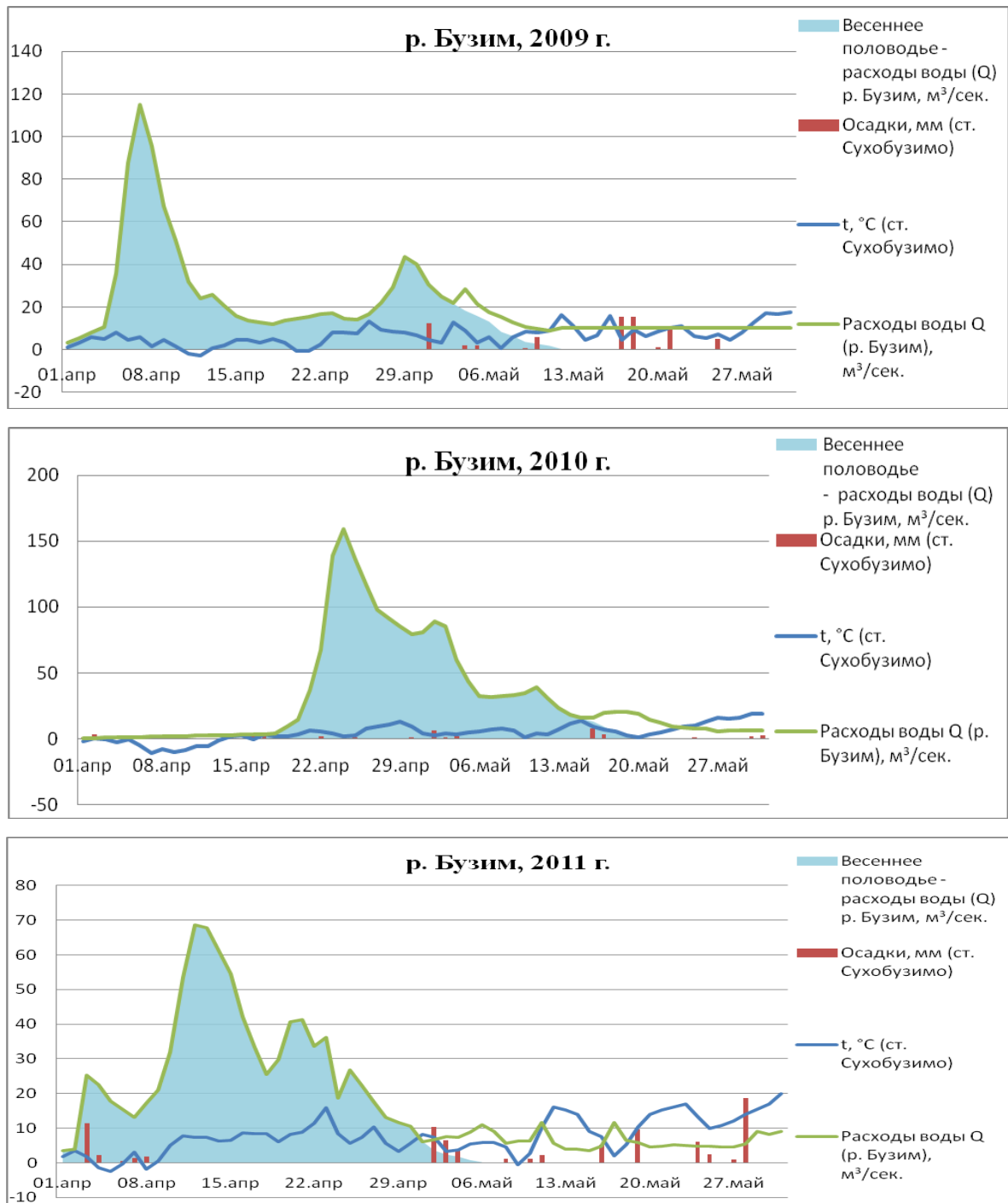


Рис. 4.13. Комплексные гидрографы р. Бузим, 2009-2011 гг.

величины Q , продолжавшееся до 18 апреля ($12,1 \text{ м}^3/\text{сек}$). Далее значение Q снова начало расти за счет повышения температуры воздуха. Отметим, что измерения смыва почв проводились именно в этот период (26 апреля). Второе пиковое значение стока за половодье было достигнуто 29 апреля, по величине уступавшее первому ($43,5 \text{ м}^3/\text{сек}$). После второго пика начался спад весеннего половодья (кривая спада, рисунок 4.13). Первые существенные осадки выпали именно в период спада - 1 мая ($12,2 \text{ мм}$, рисунок 4.13). Окончание весеннего половодья – 12 мая.

Таким образом, в данном году наблюдались два пика весеннего половодья: первый был достигнут за счет таяния снега на полевых участках, второй – в приопушечных зонах и лесных массивах. После завершения весеннего половодья дальнейшие колебания величины Q связаны с выпадением дождей.

2010 год. Начало весеннего периода отмечено снегопадами (1-8 апреля - $9,4 \text{ мм}$; данные осадки учтены в расчетах снеготаяния) и низкими температурами воздуха – до $-10,5^\circ\text{C}$, что задержало снеготаяние. Весеннее половодье началось с 17 апреля с наступлением стабильных положительных температур воздуха (рисунок 4.13). Далее, с увеличением температуры, расходы воды Q резко увеличиваются, достигнув пика 24 апреля ($159 \text{ м}^3/\text{сек}$). Произошел сход основной массы снежного покрова на полевых участках, после чего последовало уменьшение интенсивности стока (кривая спада, рисунок 4.13), сменяемое двумя небольшими повышениями, (2 мая – $88,8 \text{ м}^3/\text{сек}$, 11 мая – $38,8 \text{ м}^3/\text{сек}$). Последние связаны с выпадением осадков (2 мая – $6,1 \text{ мм}$) и сходом снега в лесных и приопушечных участках. Отметим, что измерения смыва почв в данном году производились 1 мая и 10 мая – т.е. уже после пика половодья, во время его спада, перед двумя указанными выше небольшими повышениями стока. Окончание весеннего половодья – 21 мая (рисунок 4.13).

Таким образом, в 2010 году присутствовал один выраженный пик половодья с очень большим значением талого стока, после чего сразу последовал протяженный по времени спад с двумя небольшими повышениями. Такому

резкому скачку значений Q до максимальных величин способствовало выпадение осадков в начале половодья и установление теплой, солнечной погоды.

2011 год. Весеннее половодье началось 1 апреля с небольшим ростом среднесуточных температур воздуха и выпадением осадков (17,1 мм, рисунок 4.13; данные осадки учтены в расчетах снеготаяния). Эти два фактора вызвали скачок интенсивности талого стока и достижение первого пика половодья. Далее, с понижением среднесуточных температур воздуха кривая стока снизилась, достигнув минимума 7 апреля (13,2 м³/сек). В последующие четыре дня температура воздуха резко повысилась с 0,5°С до 7,8°С, это способствовало второй волне подъема величины Q вследствие таяния снега на полевых склонах. В этом случае талый сток возрастал интенсивно, достигнув второго пика (максимального за половодье) 12 апреля (68,7 м³/сек). Далее произошло резкое снижение величины Q вследствие схода снега на полях и небольшого снижения среднесуточных температур воздуха. Второй минимум был достигнут 18 апреля (25,4 м³/сек). С новым повышением температуры воздуха начал таять снежный покров в лесных и околоопушечных зонах. Это вызвало новый рост величины талого стока, третий пик половодья был достигнут 21 апреля (41,3 м³/сек). После этого началось постепенное, устойчивое снижение Q с периодическими кратковременными повышениями (рисунок 4.13). Следует отметить, что измерение величин смыва в этом году производилось именно в этот период (29 апреля), когда все пики половодья были пройдены. Окончание весеннего половодья – 6 мая.

Таким образом, в 2011 году период весеннего половодья характеризовался тремя пиками, первый из которых был вызван преимущественно осадкам, часть которых (сверх задержания в снежной толще и потерь стока на склонах) формировала сток, второй (максимальный) – таянием снега на полях, а третий – сходом снежного покрова в лесах и приопушечных участках. Отметим, что после первого пика осадки выпали только в период завершения половодья на

подсыхающую почву, не оказав, таким образом, существенного влияния на его ход.

Из вышеуказанного анализа следует, что условия формирования половодья 2010 года и остальных рассмотренных лет различны. Это выражается в наличии в 2010 одного резко выраженного пика половодья, его величине ($159 \text{ м}^3/\text{сек}$ – максимальной за годы исследований) и скорости развития.

Интенсивность эрозионных процессов на исследуемой территории во многом определяется ее гидрологическими показателями, такими как поверхностный сток. Ранее нами представлена общая гидрологическая характеристика территории (см. Глава 2, раздел 2.6.1.) по двум бассейнам – р. Нижняя Подъемная- с. Большая Мурта, и р. Бузим - с. Малиновка. Рассматривались такие показатели, как модуль стока ($M, \text{л/с} \times \text{км}^2$), слой стока ($y, \text{мм}$), уровень воды ($H, \text{см}$) и амплитуда его колебаний ($A, \text{см}$) за период наблюдений, проводившихся на водомерных постах в 1964 – 1968 гг.

Их сравнение показало, что на р. Нижняя Подъемная, расположенной севернее р. Бузим, модуль и слой стока в целом выше вследствие более высокого общего увлажнения территории. На рисунке 4.14 представлена карта среднего



Рис. 4.14. Карта среднего годового стока рек (Ресурсы поверхностных вод...1973 [79])

годового стока рек из справочника Ресурсы поверхностных вод...1973 [79]. Видно, что на равнинной территории, начиная от отрогов Восточных Саян (район г. Красноярска) сток увеличивается в северном направлении. В районе Красноярской лесостепи значение среднего годового стока рек составляет примерно 1,2 л/сек. км², коэффициент стока рек равен 0,10.

Для гидрологической характеристики территории ключевого участка Долгий Лог, расположенного между водосборами рр. Бузим и Нижняя Подъемная, рассмотрим сток ручья Лог Долгий, протекающего у основания южного массива участка. Его площадь водосбора значительно выше площади собственно участка Долгий Лог и составляет 28,8 км²; протяженность ручья 9,5 км, средняя ширина 2,0 м, глубина 0,4-0,7 м, значения скоростей воды в половодье составляет в среднем от 0,10 до 0,20 м/с (рисунок 4.15).

Для расчета гидрологических характеристик ручья Лог Долгий и его водосбора нами применена методика вычисления стока для малых рек, предложенная А.В. Петенковым (СибНИИГиМ). Исходные данные для расчета приведены в таблице 4.8.

Таблица 4.8

Исходные данные для расчета гидрологических параметров, р. Лог Долгий

№ п/п.	Показатель	Величина
1	Норма годовых осадков, мм	361,1
2	Высота станции, м	164
3	Коэффициент вариации годовых осадков	0,18
4	Высота водосбора (склона), м	236
5	F, км ²	28,8
6	Наибольший суточный слой водообразования (мм) от снеготаяния и дождя 1%-обесп. (по А.В. Петенкову, [71])	20
7	Наибольшие суточные осадки (мм) 1%-обесп. в летний период	70
8	Лесистость, %	32,2
9	Заболоченность, %	0
10	Амплитуда высот	92

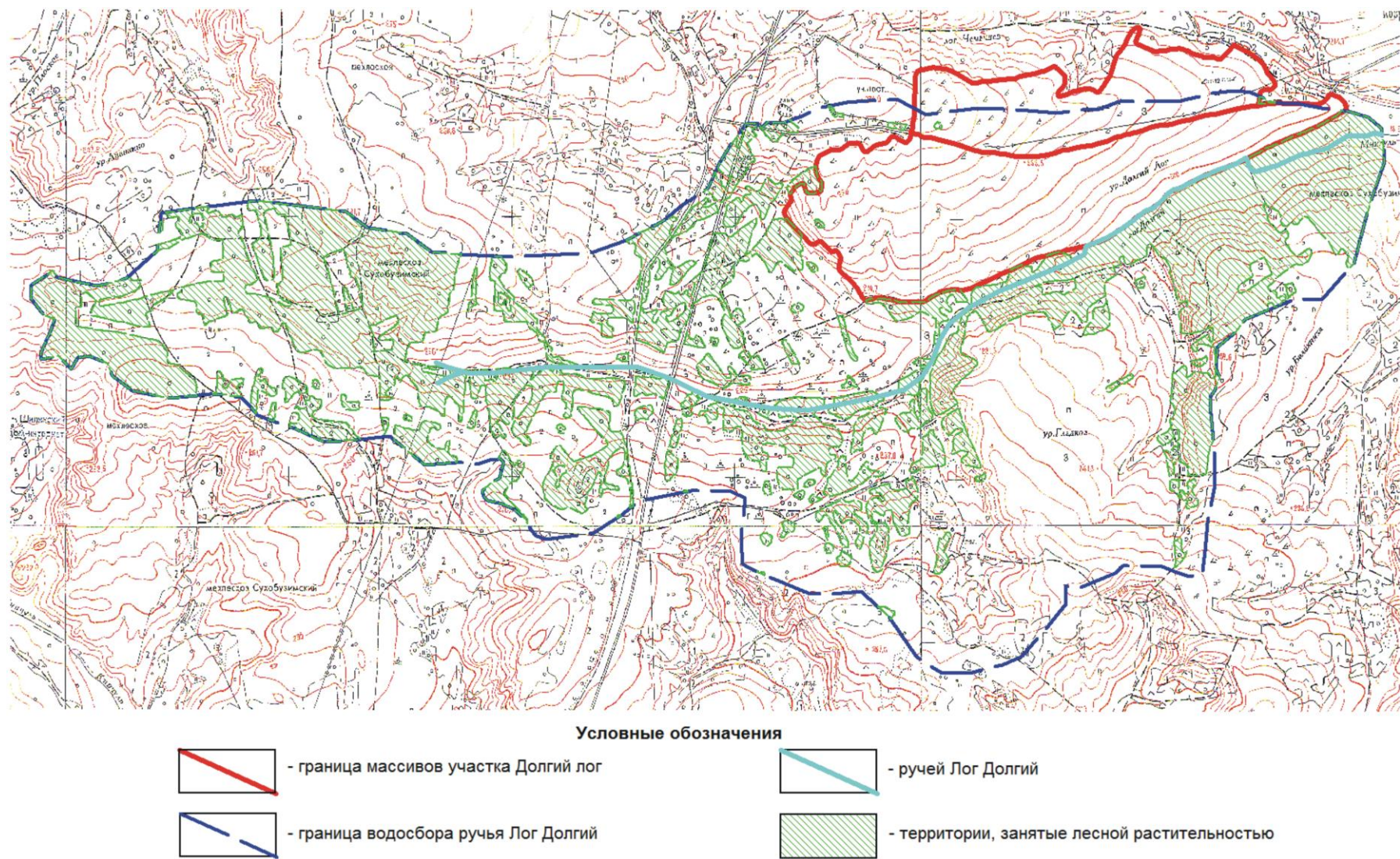


Рис. 4.15. Схема водосбора ручья Лог Долгий

Методика основана на многолетних натурных наблюдениях в бассейнах Верхнего Чулыма, Нижней Ангары и верхнего Енисея [22, 74]. По данным [14, 79] определены значения высоты станции и нормы годовых осадков. По картам изолиний, составленным А.В. Петенковым, установлены наибольший суточный слой водообразования (мм) от снеготаяния и дождя, коэффициент вариации годовых осадков и др. Величины дождевого, максимального весеннего и годового стока определялись расчетным способом [22].

Для ручья Лог Долгий (Красноярская лесостепь) на ПЭВМ по программе, разработанной Д.А. Бураковым, рассчитывались значения дождевого и максимального весеннего стока. Результаты представлены в таблице 4.9.

Таблица 4.9

Максимальный весенний и дождевой сток,
ручей Лог Долгий, Красноярская лесостепь

Максимальный весенний сток				
Обеспеченность, %	1	5	10	20
числитель – $Q_{\max}$, м ³ /с	<u>8,08</u>	<u>5,63</u>	<u>4,61</u>	<u>3,80</u>
знаменатель – $M_{\max}^*$, л/с*км ²	280,55	195,49	160,07	131,94
Максимальный дождевой сток				
Обеспеченность, %	1	5	10	20
числитель – $Q_{\max}$, м ³ /с	<u>11,04</u>	<u>6,35</u>	<u>4,46</u>	<u>3,29</u>
знаменатель – $M_{\max}$, л/с*км ²	383,33	220,49	154,86	114,24

*) $M_{\max} = 1000 Q_{\max} / F$

Из данных таблицы 4.9 можно заключить, что значения максимального дождевого и весеннего стока в основном сопоставимы между собой [104]. Однако их соотношение может меняться в зависимости от обеспеченности. Например, величина дождевого стока 1%-й вероятности превышения немного больше весеннего стока аналогичной обеспеченности (11,04 и 8,08 м³/сек соответственно), но при 20%-й вероятности весенний сток превышает дождевой (3,80 и 3,29 м³/сек).

Расчет величин годового стока производился с обеспеченностью 50%. Его результаты для водосбора ручья Лог Долгий приведены в таблице 4.10. Видно, что для площади бассейна рассматриваемого ручья норма годового стока меньше значения стока полного дренирования. Отсюда можно заключить, что ручей Лог Долгий относится к временным пересыхающим водотокам, действующим только в период дождевых паводков и весеннего половодья. [104].¹

Таблица 4.10

Параметры годового стока для водосбора
ручья Лог Долгий, Красноярская лесостепь

№ п/п	Показатель	Значение
1	Норма стока бассейна, л/с×км ²	0,30
2	Величина стока бассейна при Р = 50%, л/с×км ²	0,29
3	Теоретическая норма стока полного дренирования, л/с×км ²	0,83
4	Величина стока полного дренирования при Р = 50%, л/с×км ²	0,80

Сопоставление вычисленных значений годового стока по бассейну ручья Лог Долгий с величинами, приведенными на карте среднего годового стока рек [79] (рисунок 4.14), показывает, что расчетная величина годового стока (0,3 л/с×км²) существенно ниже его значений, определенных по карте (1,2 л/сек× км², [79]). Это можно объяснить тем обстоятельством, что методика А.В. Петенкова разработана специально для расчета характеристик стока малых рек, в то время как карта годового стока (рисунок 4.14) составлена в основном по крупным и средним водотокам [104].

Проанализируем параметры стокообразования в весенний период и сравним полученные результаты расчета по методике А.В. Петенкова с данными

¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых отражены основные результаты, положения и выводы исследования: Golubev I.A., Burakov D.A., Kozhukhovskiy A.V. Overview of the IV International Conference on Agribusiness, Environmental Engineering and Biotechnologies – AGRITECH-IV-2020 // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2021. Vol. 677(4). P.042089 (1-7). doi:10.1088/1755-1315/677/4/042089. (вклад автора 33 %).

гидрологических постов и условиями формирования стока рр. Бузим и Нижняя Подъемная в период полевых наблюдений (2009-2017 гг.).

Сравнение характеристик подстилающей поверхности бассейнов ручья Лог Долгий и рр. Бузим (ст. Малиновка) и Нижняя Подъемная (ст. Большая Мурта) представлены в таблице 4.11. Видно, что степень залесенности и заболоченности водосбора ручья Лог Долгий ниже, чем у р. Нижняя Подъемная и по этим

Таблица 4.11

Сравнение характеристик водосборов ручья Лог Долгий и ближайших рек

Наименование	Высота водосбора (склона), м	F, км ²	Длина водотока, км	Озерность, %	Лесистость, %	Заболоченность, %
р. Нижняя Подъемная	258	788	66	0	61	2
р. Лог Долгий	236	28,8	9,5	0	32,2	0
р. Бузим	259	2230	101	0	36	< 1

показателям соответствует р. Бузим. Из этого можно заключить, что величины потерь талого стока на испарение и впитывание на территориях водосборов реки Бузим и ручья Лог Долгий могут быть сопоставимы между собой [104]. Однако в целом особенности физико-географических условий, количество осадков и общее увлажнение территории северной части Красноярской лесостепи ближе к аналогичным показателям района расположения метеостанции Большая Мурта и гидрологического поста р. Нижняя Подъемная – п. Большая Мурта. В частности, запасы воды в снеге на водосборе ручья Лог Долгий ежегодно превышают данные метеостанции Сухобузимское (раздел 4.1) и по своим значениям ближе к величинам метеорологической станции Большая Мурта (среднегодовое значение снегозапаса - 104 мм). Таким образом, можно сделать вывод, что количественные характеристики и особенности формирования весеннего стока

северной части Красноярской лесостепи аналогично ближе к условиям бассейна р. Нижняя Подъемная.

Для оценки обеспеченности максимального весеннего и годового стока за годы исследований были построены кривые обеспеченности величин расходов воды для р. Нижняя Подъемная – п. Большая Мурта и р. Бузим – с. Малиновка. Используются данные по максимальному весеннему среднесуточному ($Q_{\max. \text{ср.сут.}}$), срочному ($Q_{\text{срочн.}}$) и среднегодовому ($Q_{\text{ср.год.}}$) расходам воды за весь период наблюдений (1964-2018 гг.).

По полученным кривым была определена обеспеченность весеннего стока на территории Красноярской лесостепи в годы исследований (2009-2011, 2013, 2017 гг., таблица 4.12). Полагая приближенно, что из-за общей схожести природно-климатических условий значения обеспеченности руч. Лог Долгий и р. Нижняя Подъемная - п. Большая Мурта (приложение Г, Д, Е) за период исследований были одинаковы, с помощью переходных коэффициентов, предложенных А.В. Петенковым, определим величины максимального весеннего стока за вышеуказанный период для руч. Лог Долгий [22] (таблица 4.12).

Таблица 4.12

Модуль максимального весеннего стока

Год	р. Нижняя Подъемная		р. Бузим		Руч. Лог Долгий
	М max ср.сут, л/с×км ² (обеспеченность, %)	М max срочн., л/с×км ² (обес- печенность, %)	М max ср.сут, л/с×км ² (обеспечен- ность, %)	М max срочн., л/с×км ² (обеспеченно- сть, %)	М max, л/с×км ² (по методике А.В. Петенкова)
2009	82,7(27)*	89,5 (22)	51,6 (20)	51,6 (17)	110,82
2010	148,5 (4)	152,3 (4)	71,3 (4)	71,3 (4)	208,73
2011	55,2 (55)	59,6 (50)	30,8 (47)	32,5 (47)	77,71
2013	100,0 (13)	110,7 (11)	66,8 (6)	66,8 (6)	152,06
2017	58,1 (53)	58,1 (55)	7,7 (82)	7,9 (82)	80,8

*) в скобках указано значение обеспеченности

По данным таблицы 4.12 видно, что в 2010-м году величина модуля максимального весеннего стока в районе исследований была наивысшей за период наблюдений (обеспеченность 4%). Как показали расчеты, при одинаковой обеспеченности величина максимального весеннего стока в бассейне ручья Лог Долгий выше аналогичных значений для р. Бузим более чем в 2 раза, р. Нижняя Подъемная - на 40 %. Причина таких различий заключается в редукции модуля стока по площади водосбора [83, 85]. Из-за большой разницы в площадях, время добегания стока в бассейнах р. Лог Долгий и рассматриваемых рек существенно отличается. На маленькой площади водосбора руч. Лог Долгий добегание происходит быстрее, что определяет большее значение расчетной величины максимального весеннего стока по сравнению с реками [104].

На основе данных по стоку за период половодья в бассейнах рр. Бузим и Нижняя Подъемная была рассчитана величины слоя стока Y за каждый год полевых наблюдений (таблица 4.13). Для определения величины поверхностного стока талых вод было рассчитано значение подземной составляющей талого

Таблица 4.13

Расчет параметров стока весеннего половодья
ближайших рек за период полевых наблюдений 2009-2011 гг.

Показатель/река-пост	р. Бузим - д. Малиновка					р. Нижняя Подъемная - п. Большая Мурта				
Год	2009	2010	2011	2013	2017	2009	2010	2011	2013	2017
F , км ²	2230					788				
ΣQ за половодье (с Q подз. стока), м ³ /сек	1043,6	1724,2	895,12	1200,3	466,2	764,6	1038,0	555,8	766,0	687,4
Слой стока (с Q подз. стока) y , мм	40,4	66,8	34,7	46,5	18,1	83,8	113,8	60,9	84	75,4
ΣQ подз. сток, м ³ /сек	75,4	70,1	66,1	74,4	28,9	31,1	59,2	38,6	42,1	37,8
ΣQ за половодье (пов. сток), м ³ /сек	968,2	1654,1	829,1	1125,8	437,3	733,5	978,9	517,2	723,9	649,6
Слой поверхностного стока y , мм	37,5	64,1	32,1	43,6	16,9	80,4	107,3	56,7	79,4	71,2

стока. Поверхностный сток рассчитан как разница между суммарным $\sum Q$ и подземным стоком.

Из данных таблицы 4.13 видно, что в 2010-м году величина слоя поверхностного стока (Y) существенно выше, чем в остальные годы наблюдений. Сумма осадков и запаса воды в снеге $S+X$ (суммарное поступление воды) в данном году также были максимальными за период 2009-2017 гг. Таким образом, можно предположить, что большая величина поверхностного талого стока в 2010 году связана со значительными величинами снегонакопления, выпадения осадков и высокой интенсивностью таяния снега, вызванной резким повышением среднесуточной температуры воздуха, а также высокой инсоляцией.

Кроме того, в 2010-м году на величину талого стока оказало существенное влияние позднее начало половодья (на 2,5 недели позже, чем в 2009-м и 2011-м годах). Это выразилось в том, что за значительный промежуток времени от начала снеготаяния до наступления половодья сход снега был очень медленным и прерывистым из-за невысоких значений среднесуточных температур воздуха. За это время выпало значительное количество осадков. Запас воды в снеге $S_{\max}$ (измеренный до начала таяния) в 2010 году был максимальным за годы исследований (110 мм). Эти факторы суммарно увеличили поступление воды $S+X$ и, соответственно, сток половодья [104].

Анализ динамики величин модуля стока на водосборах рек в период половодья по годам показывает, что величина модуля р. Бузим в 12-ти летний период 2007-2018 гг. изменяется от 4 до 45 л/с*км², р. Нижняя Подъемная – от 10,9 до 63,7 л/с*км².

В 2010 году модуль весеннего стока на водосборе р. Бузим был максимальным за период 2007-2018 гг. (45,3 л/с*км²). Однако, на р. Нижняя Подъемная значение модуля было существенно ниже (25,2 л/с*км², см. рисунок 4.16). Подчеркнем, что в большинстве случаев величина модуля стока р. Нижняя Подъемная превышает аналогичные значения р. Бузим. Но в 2008 и 2010 годах

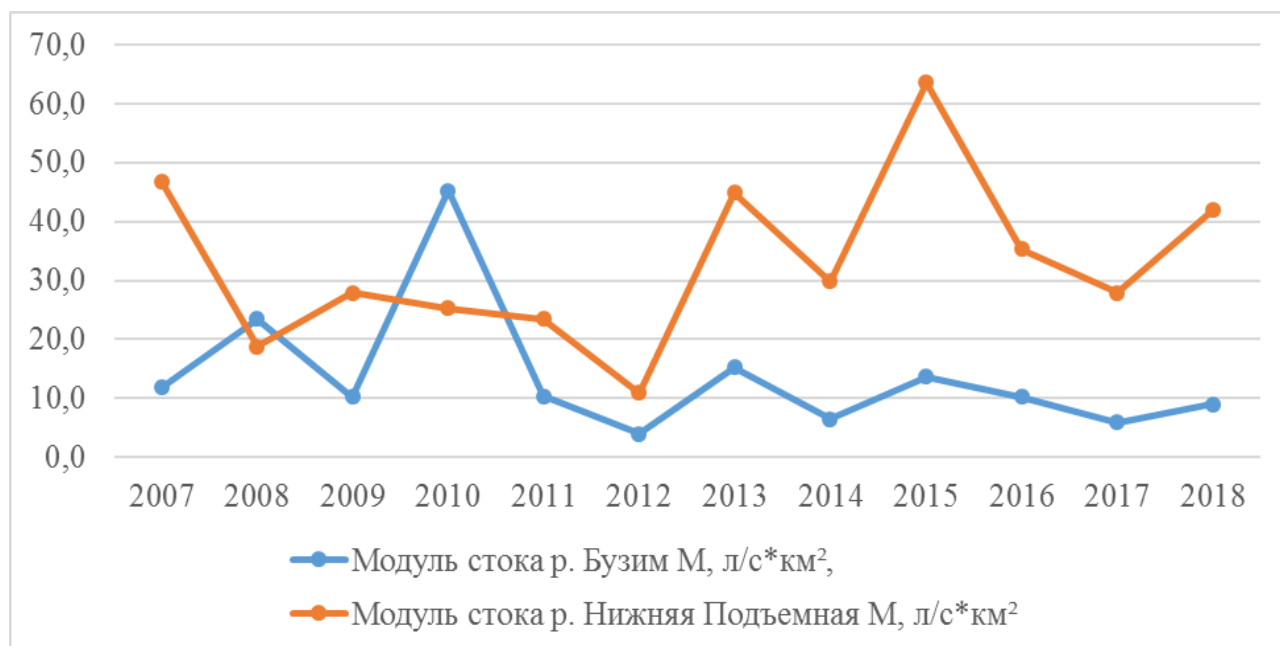


Рис. 4.16. Динамика модуля весеннего стока рр. Бузим и Нижняя Подъемная (среднее за 3 декаду апреля), 2007-2018 гг.

модуль стока р. Бузим в весенний период превышал аналогичную величину р. Нижняя Подъемная. Этому способствовала разница в количестве выпавших осадков и значениях среднесуточных температур воздуха. Так, в период с 01.03.2010 до 26.04.2010 г. (до начала интенсивного снеготаяния) на территории водосбора р. Бузим выпало 29 мм осадков, на водосборе р. Нижняя Подъемная – не более 12 мм. Аналогичная ситуация была и в 2008 г. Отметим, что опытный участок Долгий Лог расположен между исследуемыми реками, в данном районе величина модуля стока может иметь усредненные значения.

Анализ и сравнение величин весеннего стока обеих рек в период полевых наблюдений показывает, что исследования смыва почв производились при различных условиях водности. Так, 2009, 2010 и 2013 гг. были многоводными, обеспеченность весеннего стока для этих лет составила (по данным для рр. Бузим и Нижняя Подъемная соответственно, таблица 4.12): 2009 год - 20-27 %, 2010 г – 4%, 2013 год – 6-13%. Средней водностью характеризовался 2011-й год, обеспеченность весеннего стока составила 47-55%. 2017-й год был маловодным, обеспеченность 53-82%, столь существенная разница в значениях обеспеченности

может быть обусловлена различием в осадках и снегонакоплении в данном году. Таким образом, выбранные годы авторских исследований по значениям водности в целом репрезентативны для территории Красноярской лесостепи.

В период полевых наблюдений за эрозионно-аккумулятивными процессами в северной части Красноярской лесостепи, на участке Долгий Лог в пределах микроводосборов №№ 1 и 2 (см. раздел 3.3.2.2) производились измерения скоростей потоков, площадей поперечного сечения микроручьев для определения параметров талого стока. Результаты измерений и расчетов показали, что расходы воды на пашне северной зоны Красноярской лесостепи составили от 1,1 до 4 л/с (0,002-0,004 м³/с, таблица 4.14). Полученные величины модуля стока на микроводосборах пашни в этот период были высокими и значительно превышали значения рр. Бузим и Нижняя Подъемная, вследствие активного снеготаяния и очень малых площадей исследуемых водосборов (таблица 4.14).

Таблица 4.14

Значения модуля весеннего стока на микроводосборах пашни и бассейнах исследуемых рек (данные за 3 декаду апреля).

Год	Средний расход воды Q, м³/с (апрель, 3 дек.)			Модуль стока M, л/с*км²		
	Уч. Долгий Лог (талый сток на пашне)	р. Нижняя Подъемная - п. Большая Мурта	р. Бузим - с. Малиновка	Уч. Долгий Лог (талый сток на микроводосборах пашни)	р. Нижняя Подъемная - п. Большая Мурта (апрель, 3. дек.)	р. Бузим - с. Малиновка (апрель, 3. дек.)
2009	0,003	28,2	22,9	716,4	27,9	10,3
2010	0,004	25,5	101	980,6	25,2	45,3
2011	0,003	23,7	23,2	716,4	23,5	10,4
2013	0,002	45,4	34,1	490,3	45,0	15,3
2017	0,002	28,2	13,1	367,7	27,9	5,9

При сравнении основных гидрологических параметров за годы исследований в Красноярской лесостепи, рассчитанных по данным ближайшей

метеостанции Сухобузимское и постам исследуемых рек, можно сделать вывод, что большинство гидрологических показателей в 2010 году (максимальный снеготоплив, слой стока, модуль максимального весеннего стока) на 10-15 % выше, чем в другие годы наблюдений (таблицы 4.6, 4.12, 4.13). Отличается динамика величины максимального суточного поступления воды на поверхность почвы (таблицы 4.5, 4.6): наибольшее ее значение за период наблюдений отмечено в 2009, 2013 и 2017 годах. Имеет значение территориальная неоднородность данной величины вследствие различий в условиях накопления и залегания снега. Данный фактор оказывает заметное влияние на разницу в величинах эрозии от талых вод между северной и центральной частями Красноярской лесостепи.

4.3.1. Параметры твердого стока в период весеннего половодья

Талые и дождевые воды, стекая по поверхности бассейнов водотоков, увлекают за собой почвенные частицы, таким образом формируя твердый сток. Значительная часть наносов откладывается в местах перегиба продольного профиля рельефа на склонах, на дне мелких водотоков, у подножий склонов и в прочих понижениях рельефа. Только незначительная часть продуктов смыва достигает крупных водотоков [83].

Аналогичная картина наблюдается на пашне Красноярской лесостепи. На пахотных массивах северной части потоки талых вод, достигая приопушечных зон, дальше продолжают движение по территории лесных массивов, где понижение продолжается до низин суходолов, на дне которых в весенний период образуются временные водотоки. Визуальные наблюдения, выполненные в период авторских полевых исследований на опытных участках, показали, что выносимые микроручейковым стоком с территории пашни продукты смыва частично отлагаются в местах перегиба продольного профиля склонов и на дне микроручьев. Однако их основная масса аккумулируются у кромки леса и далее уносится потоками вод в лесной массив, где задерживается нижними ярусами лесной растительности (трава, кусты) и лесной подстилкой. Лишь небольшая их

часть достигает временных водотоков, в т.ч. ручья Лог Долгий. Это подтверждается разностью в значениях мутности воды на пашне (300-500 г/м³) и ручье (20-30 г/м³).

Сопоставим характеристики твердого стока, такие как мутность и расход взвешенных наносов, на реке Нижняя Подъемная-п. Большая Мурта и в микроручьях на пахотных участках северной части Красноярской лесостепи. Для корректности сравнения, по р. Нижняя Подъемная были выбраны данные за период времени, в который производились авторские полевые исследования на пашне, т.е. третья декада апреля.

Сравнение представлено в таблице 4.15. Видно, что в период весеннего половодья в годы авторских исследований мутность воды в реке Нижняя Подъемная-п. Большая Мурта составляла от 12 до 36 г/м³, на пашне исследуемой территории - от 297 до 510 г/м³, т.е. примерно в 10-40 раз выше. Это обуславливается тем, что преобладающие условия агрофона на пашне в виде

Таблица 4.15

Сравнение характеристик твердого стока с водосбора р. Нижняя Подъемная-п. Большая Мурта и пахотных участков северной части Красноярской лесостепи (уч. Долгий Лог), 2009-2017 гг.

Год	Средний расход воды Q, м ³ /с (апрель, 3 дек.)		Мутность μ , г/м ³ (апрель, 3 дек.) *		Расход взвешенных наносов R, г/с	
	Талый сток на пашне	р. Нижняя Подъемная - п. Большая Мурта	Талый сток на пашне	р. Нижняя Подъемная - п. Большая Мурта	Талый сток на пашне	р. Нижняя Подъемная - п. Большая Мурта
2009	0,003	28,2	297,4	36	0,9	1015,2
2010	0,004	25,5	357,1	30	1,4	765
2011	0,003	23,7	510	12	1,5	284,4
2013	0,002	45,4	355	34	0,7	1543,6
2017	0,002	28,2	380	30	0,6	846

*) Использованы ежегодные данные с гидрологического поста р. Нижняя Подъемная-Большая Мурта и результаты авторских замеров на участке Долгий Лог в период полевых исследований.

стерни, а особенно пара и озимых культур слабо защищают почвенный покров от отрыва и транспортировки твердых частиц; наличие длинных склонов и вспашка вдоль склона также способствуют увеличению твердого стока. Питание р. Нижняя Подъемная происходит с различных условий подстилающей поверхности в пределах ее водосбора, значительная часть поверхности почвы защищена растительным покровом, что объясняет величины мутности данной реки. Однако в целом величины расходов воды и, соответственно, расходов наносов р. Нижняя Подъемная сильно выше значений на пахотных массивах (таблица 4.15).

Сопоставим величины мутности р. Нижняя Подъемная в период весеннего половодья в годы исследования эрозии со значениями остальных лет за 11-ти летний период (данные по гидрологическому посту Большая Мурта 2008-2018 гг., рисунок 4.17). Сравнение показывает, что для р. Нижняя Подъемная в период весеннего половодья характерны существенные колебания по отдельным годам, амплитуда значений за выбранный 11-ти летний период составляет 58 г/м^3 . На это могут влиять различия в осадках, снегонакоплении, дружности снеготаяния

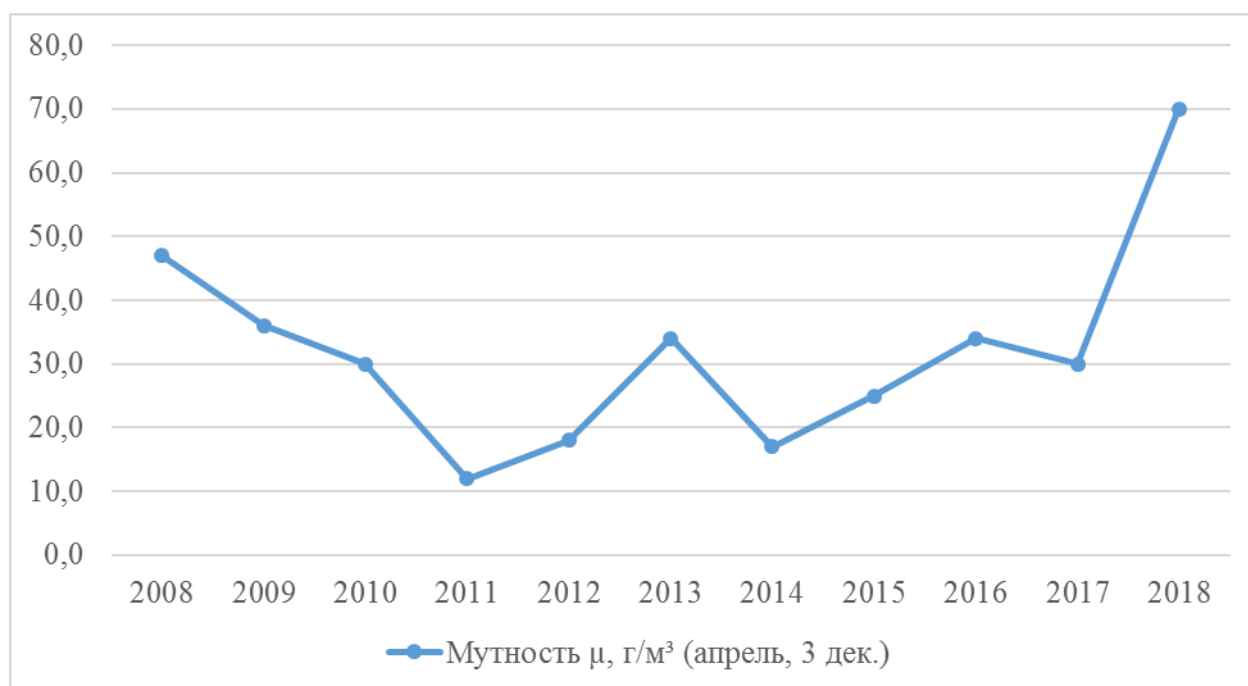


Рис. 4.17. Динамика мутности р. Нижняя Подъемная – п. Большая Мурта (третья декада апреля 2008-2018 гг.)

за отдельные годы, состояние поверхности водосбора и т.д. Это обуславливает разницу в величинах жидкого и твердого стока. В 2011 г. мутность была минимальной за указанный период (12 г/м^3), в остальные годы авторских исследований ее величины близки к средним (от 30 до 36 г/м^3 , таблица 4.15, рисунок 4.17). Максимальное значение зафиксировано в 2018 году (70 г/м^3). Таким образом, годы авторских полевых наблюдений захватывают годы минимальных и средних значений мутности на рассматриваемой реке.

Для общей характеристики транспорта наносов в речных бассейнах исследуемой территории, определения соотношения объема смытого материала на склонах и в эрозионно-русловой сети речных бассейнов (процент доставки), выбран водосбор р. Бузим. Выбор обусловлен расположением опытных участков в пределах водосбора именно этой реки, наличием картографического материала в виде векторных карт, цифровых ортофотопланов (ЦОФП) и относительной однородности физико-географических условий местности, что дает возможность наиболее корректно экстраполировать полученные значения смыва почв на территорию остальных пахотных массивов в пределах бассейна реки.

По имеющимся картам и ортофотопланам определена суммарная площадь всех пахотных массивов в пределах водосбора р. Бузим, ее значение составляет $72461,7 \text{ га}$ (рисунок 4.18). Анализ картографических материалов и полевые исследования показали, что в основной период наблюдений в Центральной части Красноярской лесостепи 75% пашни было занято стерней, 25% - пар+озимые. Опираясь на измеренные величины смыва на опытных участках, общую площадь пахотных массивов и состояние агрофона, определены суммарные объемы смытых частиц W_{II} , при этом учитывалось состояние агрофона (таблица 4.16).

Для определения параметров стока наносов в русле реки, использованы данные из ежегодников о мутности и расходах воды р. Бузим – п. Малиновка. Рассчитаны расход взвешенных наносов R , объем стока наносов W_p за период половодья в годы полевых исследований (таблица 4.16).

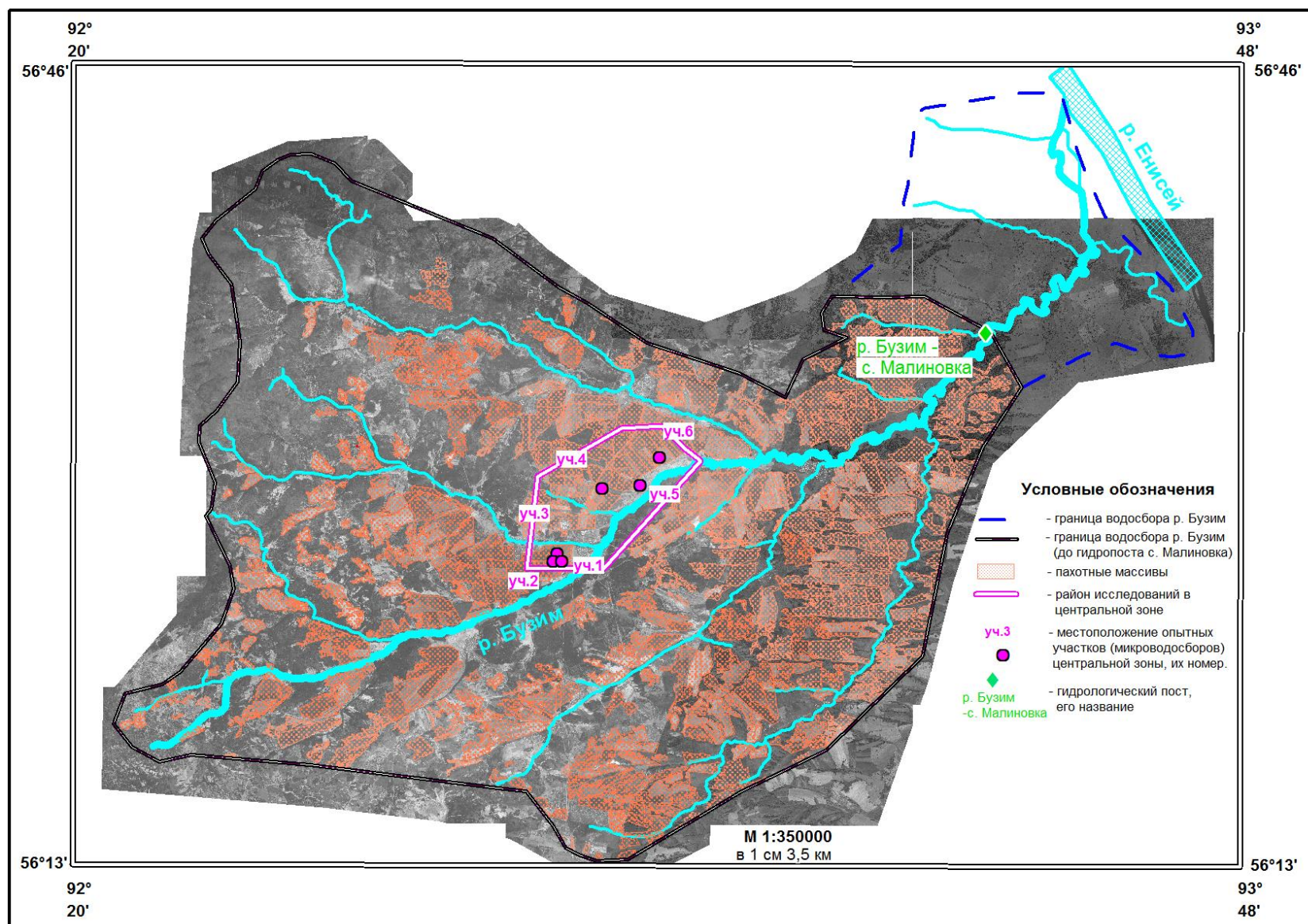


Рисунок 4.18. Водосбор р. Бuzим – с. Малиновка и пахотные массивы в его пределах

Таблица 4.16

Сопоставление смытых частиц с пахотных массивов и твердого стока р. Бузим за период весеннего половодья, 2009-2011 гг.

Год	Эрозия на пахотных массивах водосбора р. Бузим					Твердый сток р. Бузим				Доля смытых частиц, поступающих в реку, %
	Агрофон	Площадь пашни, га	Средний смыв, т/га	Объем смытых частиц с пашни $W_{П}$, т	Суммарный объем $W_{П}$ общ., т	Средний расход воды Q , м ³ /с	Средняя мутность μ , г/м ³	Расход взвешенных наносов R , г/с	Объем стока наносов W_P , т	
2009	Пар+озимые	20152,5	21,6	436088	1115251	26,3	210	5523	20041,9	1,8
	Стерня	52309,2	13,0	679163						
2010	Пар+озимые	20152,5	15,7	316395	813332	51,5	53	2729,5	8254,0	1,0
	Стерня	52309,2	9,5	496937						
2011	Пар+озимые	20152,5	18,5	372822	1000532	25,9	39	1010,1	3665,5	0,4
	Стерня	52309,2	12,0	627710						

Анализ динамики внутригодовых значений мутности р. Бузим-с. Малиновка показывает, что в период половодья мутность увеличивается в 4-12 раз по сравнению зимней и летней меженью, что говорит о высоком количестве твердой фазы, смываемой и выносимой со склонов водосборов (рисунок 4.19). Результаты измерений и расчетов показали, что в Красноярской лесостепи в бассейнах малых и средних рек в годы с высокой водностью (2009 год с обеспеченностью 27% и 2010 год с обеспеченностью 4%) доля твердого стока со склонов, в процессе транспорта наносов достигающего русла реки, составляет 1-2 %. В условиях средней водности (2011 год, обеспеченность 55%) эта величина не превышает 0,4-0,5 % (таблица 4.16). Как было сказано выше, это является следствием того, что большая часть продуктов смыва с пахотных склонов не достигает речной сети, в процессе транспортировки осаждаясь в перегибах профиля склонов (0,2-1,2 см), на днищах балок, ложбин и лощин (3,0-12 см), задерживается в лесных массивах (25-35 см). Это в целом согласуется с результатами исследования эрозии и аккумуляции в водосборах рек, выполненных Институтом Географии РАН, показывающих, что наибольшая скорость данных процессов в бассейнах рек

проявляется при водности с обеспеченностью до 50%, при этом более 80% смытых частиц может транспортироваться за пределы склонов. Наиболее интенсивно процесс осаждения смытых частиц происходит в зонах от водосборов ложин до поймы рек [98].

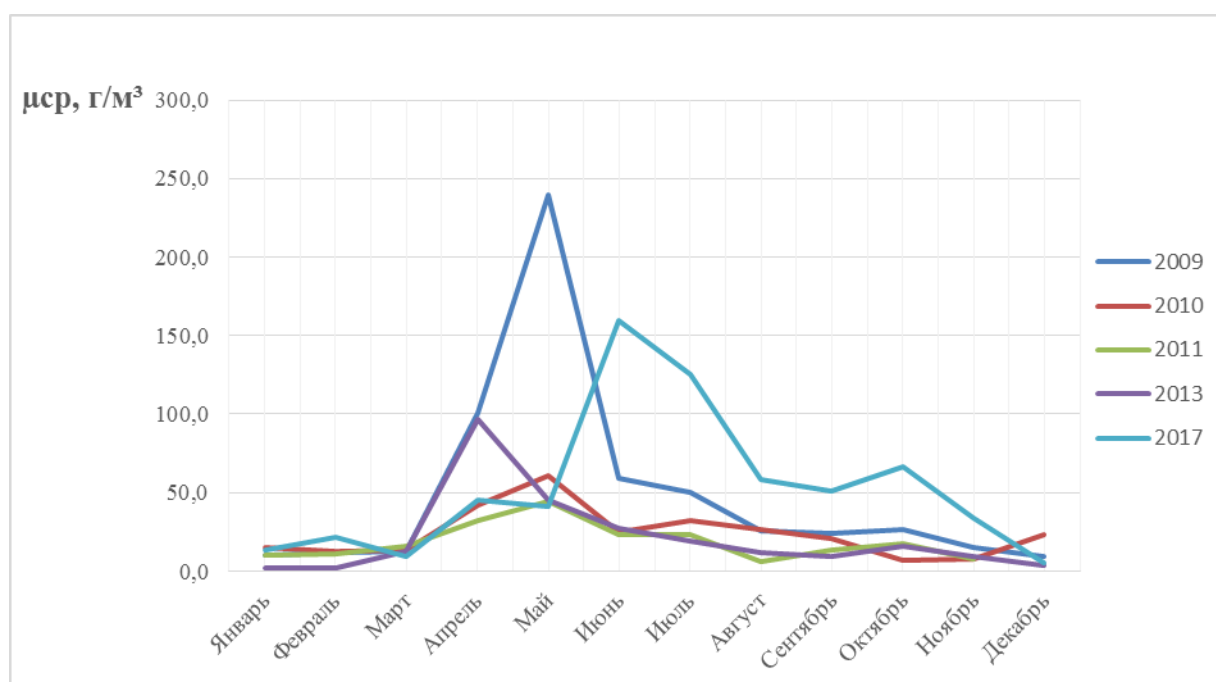


Рисунок 4.19. Динамика среднемесячной мутности р. Бuzим, 2009-2011, 2013, 2017 гг.

Результаты обширных исследований твердого стока в речных системах и его доставки в мировой океан [96] показывают, что полученная автором количественное значение доставки смытых частиц в основном характерна для крупных рек. Однако, на р. Бuzим и ее притоках имеются водохранилища, наличие которых оказывает значительное влияние на величину стока взвешенных наносов. Величина твердого стока в таких условиях может снижаться в среднем на 45 % [96]. Кроме этого, могут оказывать влияние такие факторы, как точность измерений мутности и величин смыва, отдельные экстремальные события. Также следует учитывать, что в объеме наносов, измеряемом в русле реки, содержится

доля частиц, которая является следствием размыва самого русла. Это вносит погрешность в расчет количества наносов, достигающих речной сети.

Для определения соотношения величин эрозии от талых вод и стока наносов были рассчитаны количественные характеристики твердого стока для пахотных массивов Красноярской лесостепи. Для этого были выбраны два опытных микроводосбора №№ 1 и 2 (см. глава 3) на северном и южном массивах участка Долгий Лог. Используются измеренные значения смыва (по методу С.С. Соболева, см. глава 3), результаты авторских замеров мутности, скорости водных потоков в ручьях на различных элементах склонов в пределах микроводосборов за год с величинами смыва, близкими к средним за период наблюдений (2011 г.).

Результаты показали, что величины эрозии от талых вод, полученные опытным путем, количественно сопоставимы со значениями твердого стока (объем водорослей и объем стока наносов, смыв и модуль стока, см. таблица 4.17). Наиболее близкая сходимость отмечена для микроводосбора №1. На микроводосборе № 2 характеристики твердого стока на 10-25 % превышают измеренные величины смыва. Это может быть связано со значительной изменчивостью величин мутности в ручьях, которая может меняться в течение очень короткого времени – по часам и минутам. Так, измерения на микроводосборе № 2 проводились в 16 00, в это время суток мутность и скорости воды достигают пиковых значений [37, 50]. Замеры на микроводосборе №1 выполнялись примерно в 12 30, когда данные характеристики имеют меньшие значения. Кроме этого, приведенная разница в значениях может быть следствием погрешности измерений мутности потоков, замеров объема микроручейковой сети.

Из вышесказанного можно заключить, что данные оценки величин твердого стока весьма приблизительные, они показывают значения в конкретный момент измерений. Получить среднесуточные значения стока наносов таким образом затруднительно. Величины, полученные в период максимальных значений стока

Таблица 4.17

Соотношение измеренных величин эрозии от талых вод и стока наносов на пашне в период половодья, уч. Долгий Лог, 2011 г.

Опытные участки	Элемент микроводосбора	Измерение эрозии				Измерение стока наносов					
		Площадь водосбора F		Объем водоросин W , м ³	Смыв, т/га	Средний расход воды Q , м ³ /с	Мутность μ , г/м ³	Расход взвешенных наносов R , г/с	Объем стока наносов W_P , м ³ (т)	Модуль стока наносов M	
		км ²	га							т/км ²	т/га
Микроводосбор № 1 (южный массив)	Участок 1-1 (вершина и середина)	0,0020	0,200	1,59	8,0	0,0020	560	1,12	1,65	822,5	8,2
	Участок 1-2 (середина и низина)	0,0032	0,322	4,16	21,4	0,0040	1350	5,4	7,93	2463,4	24,6
Микроводосбор № 2 (северный массив)	Участок 2-1 (вершина и середина)	0,0004	0,041	1,02	24,9	0,0050	170	0,85	1,25	3045,1	30,5
	Участок 2-2 (середина и низина)	0,0009	0,086	2,504	33,0	0,0060	380	2,28	3,35	3897,4	39,0

(15 00 - 17 00 ч.) соответствуют максимальной интенсивности эрозии, в утренние часы полученные характеристики будут минимальными.

4.4. Увлажнение, промерзание и оттаивание почв

Величина *осеннего увлажнения почв* характеризуется количеством воды, содержащейся в почвенном покрове в период, предшествующий установлению стабильных отрицательных температур воздуха (октябрь-ноябрь).

Метеорологические условия в октябре-ноябре оказывают косвенное влияние на сток весеннего половодья и смыв почв. Это влияние заключается в формировании увлажнения почвенного покрова и, соответственно, степени водонепроницаемости почв [46, 52, 105]. Количество воды, поглощенное

поверхностью почвы, определяется степенью ее промерзания и влажностью перед началом снеготаяния.

Для лесостепной и степной зон Сибири характерна значительная изменчивость колебаний от года к году осеннего увлажнения почвы. Другой важной особенностью является глубокое промерзание почвенного покрова (более 0,7-1 м) [10, 88]. В октябре - начале ноября при дождливой погоде и при наличии оттепелей в отдельные годы верхние слои почвы хорошо насыщаются влагой. Наступление отрицательных температур воздуха вызывает их промерзание с образованием включений льда в порах почвогрунтов. На скорость и глубину промерзания, кроме температуры воздуха, значительно влияет накопление снежного покрова (таблица 4.18). Чем меньше количество выпавшего снега, тем глубже промерзает почвенный покров [88, 115].

Таблица 4.18

Характеристики средней температуры воздуха, высоты снега и глубины промерзания почвенного покрова за период исследований, ст. Сухобузимское

Год	Средняя температура воздуха за зимний период, °С	Высота снега (1 декада марта), см	Глубина промерзания перед снеготаянием (1 декада марта), см
2008-2009	-20,4	37	172
2009-2010	-25,5	42	203
2010-2011	-22,8	34	205
2012-2013	-13	24	155
2016-2017	-11	28	148

Как показали исследования, выполненные в Европейской части России, ежегодное изменение глубины промерзания почв влияет на величину талого стока и его потери в районах относительно теплых зим, где глубина промерзания редко превышает 60 см. Согласно исследованиям В.Д. Комарова [52], при фиксированной влажности потери стока уменьшаются с ростом глубины промерзания почвы. Эта зависимость прослеживается до глубины промерзания 60

см. При дальнейшем увеличении глубины промерзания, потери стока стабилизируются.

Влияние осеннего увлажнения, с которым связано количество льда в почве, в районах недостаточного или неустойчивого увлажнения отчетливо сказывается на величине потерь талых вод: чем больше осеннее увлажнение и, следовательно, льдистость почвы, тем меньше потери талого стока. Суровость сибирских зим практически ежегодно обеспечивает глубокое (более 60 см) промерзание почвы. В этих условиях, глубина промерзания является некоторым «постоянным фоном». Следовательно, изменчивость потерь стока в Сибири определяется преимущественно варьированием осеннего увлажнения бассейнов [10, 52].

При промерзании почвы формируется льдистая прослойка в ее верхних слоях. Накоплению льда способствует подтягивание пленочной влаги из нижних горизонтов к фронту промерзания, где толщина пленок вокруг частиц почвы падает до нуля. Слабоувлажненные в осенний период почвы не способствуют образованию льдистой прослойки. В период снеготаяния в таких условиях почва поглощает существенную часть талых вод. Исследованиями установлено, что при влажности более 20 % все мерзлые почвы становятся практически водонепроницаемыми независимо от их механического состава. Таким образом, степень водопроницаемости мерзлых почв во многом определяется количеством влаги, содержащейся в почвенном покрове перед наступлением морозов. [10, 52, 88, 106].

Следует отметить, что вследствие гравитационного перемещения влаги, влажность почвы возрастает в нижней части склона, соответственно вниз по склону уменьшается ее водопроницаемость и возрастает склоновый сток [88], что при прочих равных условиях способствует увеличению смыва почвы вниз по склону.

Для территории Красноярской лесостепи нами рассчитан показатель осеннего увлажнения почв за исследуемый период 2009-2017 гг. Методика расчета используемого показателя для целей гидрологических прогнозов

рассмотрена в [10, 75, 80]. Она состоит в следующем [27]².

Косвенная характеристика осеннего увлажнения определяется по сумме суточных значений осадков по станции Сухобузимское в октябре – ноябре (до даты окончательного перехода температуры воздуха через ноль градусов).

В ноябре часть осадков выпадает в виде снега, который тает в дни с положительной температурой воздуха. Слой растаявшего снега определялся по значению средней суточной положительной температуры воздуха и коэффициенту стаивания (принят 5 мм/град. в сутки). При определении характеристики осеннего увлажнения слой растаявшего снега суммируется с количеством выпавших жидких осадков (приложение Ж).

В таблице 4.19 представлены результаты этих расчетов, а также модули осеннего стока рек по гидрологическим постам р. Бузим - с. Малиновка и р.

Таблица 4.19

Косвенная характеристика осеннего увлажнения, рассчитанная по осадкам, и величина осеннего стока ближайших рек

Год весеннего половодья	Расчетный показатель осеннего увлажнения почв за предшествующий год (ст. Сухобузимо), мм	Модуль стока М (октябрь+ноябрь, за предшествующий год), л/с×км ²	
		р. Бузим-с. Малиновка	р. Нижняя Подъемная-п. Большая Мурта
2009	57,6	1,9	5,7
2010	28,9	1,2	2,9
2011	41,8	1,7	4,2
2013	38,9	1,6	2,2
2017	21,0	0,7	2,0

Нижняя Подъемная – п. Большая Мурта. Величина модуля стока (октябрь – ноябрь) коррелирует с показателем осеннего увлажнения, рассчитанного по сумме осадков, что подтверждает общую динамику хода осенних осадков и стока:

² При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых отражены основные результаты, положения и выводы исследования: Голубев И.А., Кожуховский А.В., Иванова О.И. Влияние осеннего увлажнения почв на эрозионно-аккумулятивные процессы в Красноярской лесостепи // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2021. - № 1(379). – С. 130-142. – doi:10.37162/2618-9631-2021-1-130-142. (вклад автора 50 %).

с возрастанием величин выпавших осадков в осенний период увеличивается величина стока и насыщение влагой верхних горизонтов почв в бассейнах рек.

Связь расчетного показателя предшествующего осеннего увлажнения почв, а также величин осеннего стока водосборов ближайших рек Бузим и Нижняя Подъемная с величинами смыва в районе исследований подтверждается графиками связи (рисунок 4.20). Видно, что с возрастанием характеристик

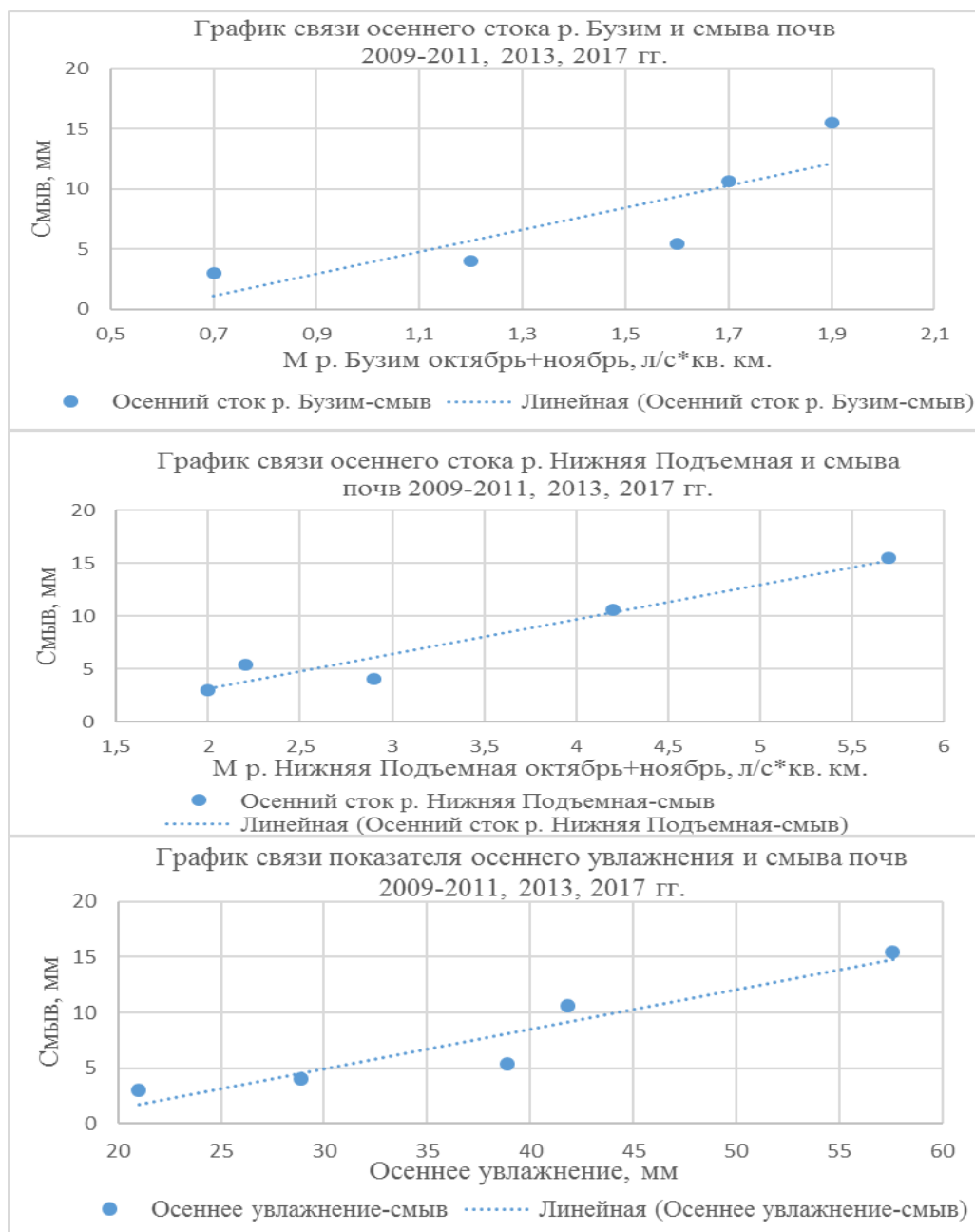


Рис 4.20. График связи показателя осеннего увлажнения и модуля осеннего стока рр. Бузим и Нижняя подъемная со смывом почв

осеннего стока и увлажнения водосборов увеличивается и средняя величина эрозии от талых вод.

Следует отметить, что влияние осеннего увлажнения почв на величину смыва определяется не только через потери талого стока на впитывание. Увеличение интенсивности смыва сильно увлажненных с осени почв талыми водами происходит в том числе и по причине снижения противоэрозионной стойкости: при насыщении верхних слоев почвы водой они становятся более подвержены эрозионным процессам, т.е. легче размываются. При прочих равных условиях, чем больше влаги содержится в верхнем слое почвы, тем меньше ее устойчивость к смыву и размыву.

Анализ данных по динамике величин осеннего увлажнения (рисунок 4.21)

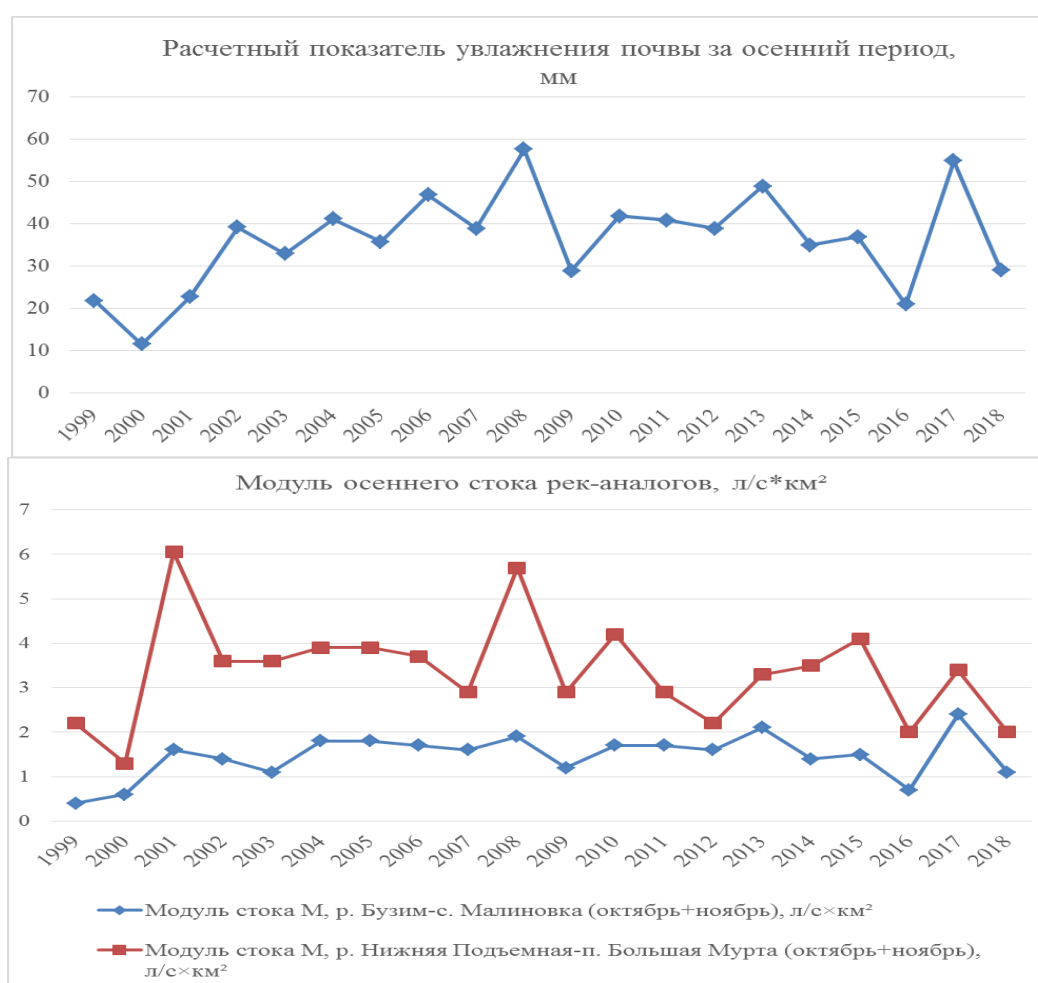


Рис 4.21. Динамика расчетного показателя осеннего увлажнения и модуля стока ближайших рек в Красноярской лесостепи (1999-2018 гг.)

показывает, что для территории Красноярской лесостепи характерна высокая изменчивость этого показателя. Амплитуда колебаний расчетного показателя за двадцатилетний период составляет 46 мм, минимальное значение зафиксировано в 2000 году, максимальное – в 2008-м. Для рассматриваемых рек амплитуда модуля осеннего стока по годам составляет: для р. Нижняя Подъемная – 5 л/с×км², для р. Бузим – 2 л/с×км². Таким образом, динамика величин осеннего стока р. Бузим выражена меньше, и в целом их значения ниже, чем у р. Нижняя Подъемная. Это связано с тем, что р. Бузим расположена южнее, где общее увлажнение территории меньше [27].

Из вышеприведенных данных видно, что для 2009 года наблюдений величина осеннего увлажнения была максимальной за двадцатилетний период (расчетный показатель - 57,6 мм; рисунок 4.21, таблица 4.19) что существенно снизило потери стока на впитывание и усилило эрозию. Последующий 2010-й год характеризовался низкими значениями (28,9 мм), 2011 и 2013 гг – средними, 2017 г – одними из минимальных (21,0 мм). Таким образом, можно заключить, что выбранные годы полевых измерений смыва и аккумуляции почв являются репрезентативными для исследуемой территории по условиям формирования талого стока, варьирования величин осеннего увлажнения. Эти годы характеризуются широким охватом значений, эрозионно-аккумулятивные процессы в них развивались в различных условиях водопроницаемости почв и потерь талого стока на впитывание в период снеготаяния.

Для территории лесных и лесостепных районов Средней Сибири О. И. Ивановой проводились исследования факторов формирования стока весеннего половодья и его прогноза [43]. Было установлено, что на потери весеннего стока существенное влияние, помимо увлажнения почвы, оказывают условия ее промерзания в октябре-ноябре. Чем ниже температура воздуха и меньше осадков в данный период, тем быстрее и глубже промерзает почва и тем больше воды подтягивается к фронту промерзания. Этот факт подтверждают установленные О. И. Ивановой зависимости для прогноза стока талых вод (Y) с учетом суммы

запаса воды в снеге и весенних осадков ($S+X$), а также комплексной характеристики осеннего увлажнения и промерзания почвы m (рисунок 4.22) [27, 29, 43].

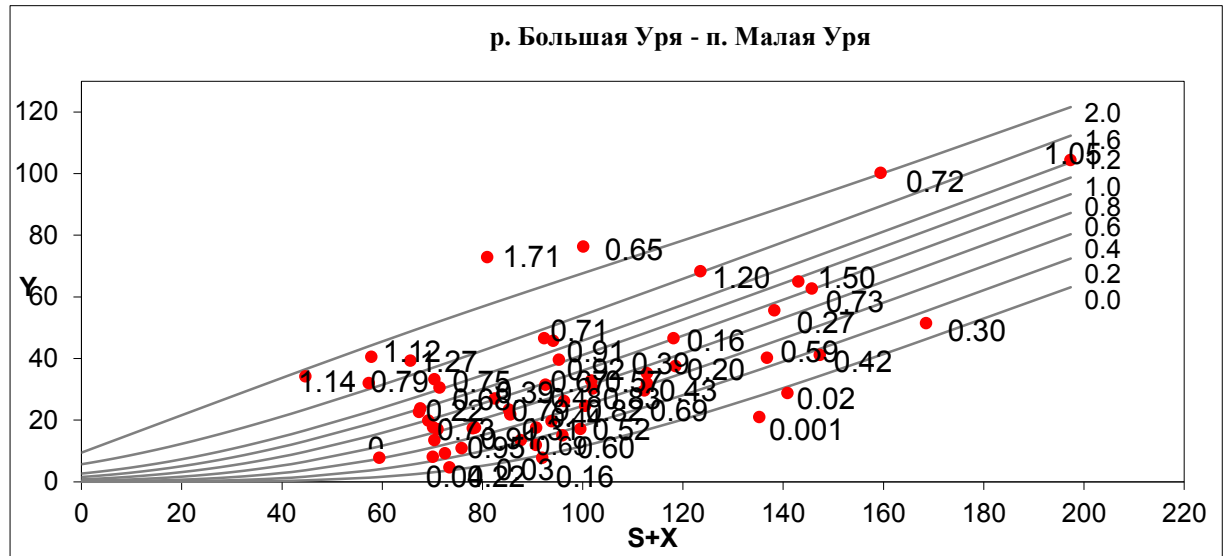


Рис. 4.22. Зависимость величины стока талых вод (Y , мм) от запаса воды в снежном покрове и осадков за период снеготаяния ($S+X$, мм). У точек в поле графика выписаны значения комплексной характеристики осеннего увлажнения и промерзания почвы ($Y = f(S+X, m)$) [43]

Показатель осеннего увлажнения и промерзания почвы m характеризует предзимнее увлажнение водосбора и определяется от комплексной характеристики потерь талых вод:

$$m = A_0 + 0,04\Delta H; \quad (4.4)$$

где ΔH представляет собой разницу между уровнем воды на момент начала ледостава (H_n) и минимальным зимним уровнем воды ($H_{\min}$); A_0 - комплексная характеристика потерь стока талых вод, рассчитывается следующим образом:

$$A_0 = \sqrt{K_{Q_{9+10}}} \frac{K_{10-T}}{K_{h+100}}; \quad (4.5)$$

где $K_{Q_{9+10}} = \frac{Q_{9+10}}{Q_{9+10}}$, $K_{10-T} = \frac{10-T}{10-T}$, $K_{h+100} = \frac{h+100}{h+100}$ представляют собой модульные коэффициенты (черта сверху над показателем означает среднее многолетнее

значение). $K_{Q_{9+10}}$ - модульный коэффициент, выражающий сумму среднемесячных расходов воды за сентябрь и октябрь; T - средняя месячная температура воздуха для степных и лесостепных бассейнов в ноябре; h - высота снежного покрова за третью декаду ноября для степных и лесостепных бассейнов.

Верхняя кривая на графике отвечает высокой величине комплексной характеристики осеннего увлажнения и промерзания и, соответственно, низкой водопроницаемости почв. Нижняя кривая отражает наиболее низкое значение этой характеристики, и, соответственно, высокую водопроницаемость почв. Следовательно, изменения от года к году осеннего увлажнения и промерзания оказывают значительное влияние на величину стока весеннего половодья рек исследуемой территории, который по этой причине может изменяться в три и более раза [29, 43].

Исследования, произведенные на территории Поволжья (А.Т. Барабанов, 2017) [6], показали, что распределение поверхностного талого стока характеризуется зональными климатическим факторами и хозяйственной деятельностью. Открыт закон лимитирующих факторов поверхностного стока в период весеннего половодья, согласно которому важнейшими факторами, оказывающими наибольшее влияние на величину поверхностного стока талых вод, являются глубина промерзания, влажность почв и запасы воды в снеге: при минимальном значении одного из этих трех показателей поверхностный талый сток не образуется. Данный вывод согласуется с результатами исследований О.И. Ивановой [43] и авторскими наблюдениями.

Сразу после схода снежного покрова начинается оттаивание почвенного профиля. Для территории Красноярской лесостепи данные о глубине оттаивания почв к моменту весенних замеров шпилек приняты по данным наблюдений на участках метеостанции Сухобузимское (см. Глава 3, таблица 3.2.). Из этих данных видно, что в период замеров глубина оттаивания почвенного профиля во все годы исследований превышала глубину установки шпилек (15-18 см). В 2009-м году данное значение составило 60 см, в 2010-м – 125 см, в 2011-м – 129 см.

Таким образом, можно заключить, что в годы исследований в момент весеннего замера шпилек их подземная часть полностью находилась в оттаявшем слое почвы.

Рассмотрим процессы гидротермических движений почвенного покрова при его замерзании и оттаивании. С наступлением отрицательных температур воздуха в осенне-зимний период почвенный покров начинает промерзать. При этом содержащаяся в почвенном профиле вода переходит в твердую фазу, ее объем в процессе кристаллизации увеличивается. Происходит рост кристаллов льда в почве за счет подтягивания влаги из нижних слоев к фронту промерзания. Разрастаясь, крупные кристаллы и прослойки льда увеличивают объем грунтов и этим вызывают поднятие почвенной поверхности. В весенне-летний период при оттаивании почвенного покрова вода переходит из твердого состояния в жидкое. Этот процесс сопровождается ее сжатием, стоком и испарением, вследствие чего происходит уплотнение грунта и оседание его поверхности [18].

Как было указано выше (см. глава 3), группы шпилек на пашне участка Долгий Лог устанавливались в феврале-марте, перед началом снеготаяния. После схода снега, при оттаивании происходит постепенное оседание почвенной поверхности. Шпильки же остаются неподвижными, удерживаемые подпирающим их снизу мерзлотным слоем внутри почвы. Вследствие этого происходит обнажение шпилек на некоторую величину, равную величине опускания почвенной поверхности. Величина опускания почвы за вычетом эрозии в группах шпилек фиксируется шпильками с пластиной (см. глава 3, раздел 3.3.2.1).

Результаты наблюдений (таблица 4.20) показали, что величина опускания почвы на пашне исследуемой территории изменяется от 0 до 50-60 мм, чаще всего данная величина составляет от 2 до 15 мм. Наибольшие значения гидротермических движений шпильками с пластиной зафиксированы в основном в средних и нижних частях склонов (см. глава 3, рис. 3.10.) – от 20 до 50 мм (группы шпилек №№ 6, 7, 20, 22, 23). Это связано с повышенной влажностью

Таблица 4.20

Опускание почвенной поверхности на участке Долгий Лог
(по замерам шпилек с пластиной), 2009-2011 гг.

номер группы шпилек	Обнажение шпильки, мм		
	2009 г *	2010 г	2011 г
1	10,7	4,1	-
2	-	4,1	-
3а	9,6	3,7	-
3б	-	1,4	-
3в	-	1,7	-
3	0,26	0,0	0,0
4	18,8	7,2	6,0
5	28,2	10,8	12,0
6	50,3	19,3	-
7	63,9	24,5	2,5
8	14,3	5,5	7,0
9	22,2	8,5	16,5
10	8,6	2,5	-
11	0,52	0,0	9,0
12	1,8	0,7	3,0
13	0,5	0,0	8,4
14	4,7	1,8	1,0
15	0,52	0,0	0,0
16	7,3	2,8	11,0
17	1,8	0,0	7,0
18	8,6	3,3	4,5
19	3,9	1,5	20,0
20	24	9,2	15,2
21	22,2	8,5	15,0
22	32,1	12,3	14,0
23	32,1	12,3	37,0

*) Величина опускания почвенной поверхности в 2009-м году получена расчетным путем по данным запаса влаги в почве к моменту замерзания (мм) и разнице плотности жидкой воды и льда

почвы на указанных элементах, вызванной гравитационным перемещением влаги в почвенном профиле. Минимальные значения зафиксированы, как правило, верхней части склонов, а также в западной части северного массива, представляющего собой вершину водораздельного плато - от 0 до 11 мм (группы шпилек №№ 1, 2, 3а, 3б, 3в, 3).

4.5. Эрозионные процессы от талых вод на пашне Красноярской лесостепи

На территории Красноярской лесостепи, как было сказано выше, полевые исследования эрозии от талых вод проводились на опытных участках в северной (ключевой участок Долгий Лог) и центральной частях лесостепной зоны (опытные участки центральной части, см. глава 3). На основе этих наблюдений, рассмотрим более подробно проявление эрозионно-аккумулятивных процессов, распределение величин смыва и его закономерности на пашне центральной и северной части исследуемой территории.

4.5.1. Эрозионно-аккумулятивные процессы в северной части Красноярской лесостепи

Как показали наблюдения, в структуре земельных массивов северной части в пределах района авторских исследований подавляющую часть занимает пашня – 99,4 %. Остальные 0,6 % представлены пастбищем и лесными колками (таблица 4.21). Помимо пахотных земель, исследования смыва частично проводились на

Таблица 4.21

Структура угодий полевых участков северной части

№ п/п	Вид угодий	Площадь		% от общей площади
		м ²	га	
1	пашня	5198837,25	520	99,4
2	пастбище	12934,99	1	0,2
3	колки, кустарники	18331,05	2	0,4
4	Всего угодий	5230103,29	523	100,0

пастбище (участок Долгий Лог, группа шпилек № 3). На ключевом участке агрофон исследуемых массивов пашни в 2009 году представлен стерней, в 2010-м

- стерня и озимые (последние - в восточной части южного массива); в 2011 году на южном массиве – стерня и озимые, на северном – залежь и озимые.

Отметим, что наибольшая доля площади пашни (более 60%) ежегодно в период наблюдений была занята стерней. Распашка преимущественно проводится вдоль склона. В период снеготаяния талые воды стекают со склона по пахотным бороздам. Работа потоков воды приводит к образованию ручейковой сети, характерных для продольной вспашки [37].

Рассмотрим подробней распределение величин смыва для каждого типа склонов и геометрии пахотных массивов в северной части на основе результатов полевых исследований на ключевом участке. Отметим, что группы шпилек устанавливались на всех элементах склонов (вершина, средняя часть и подножье).

Массивы в виде водораздельного плато. Исследования проводились на северном массиве участка Долгий Лог в границах смежных склонов *I* и *II* (см. Глава 3, раздел 3.3.2.1.). Группы шпилек №№ 11 и 16 установлены в водораздельной части плато, на общей вершине смежных склонов *I* и *II*.

На склоне *I* в средней его части установлены группы шпилек №1, №12, №17. В нижней части – группы шпилек №2, №13, №18. В западной части склона, в районе группы шпилек №2 присутствует небольшая ложбина, на бровке и склонах которой в 2010 году были добавлены дополнительные группы шпилек №№ 3а, 3б, 3в. В средней части склона *II* устанавливались группы №№ 14 и 19. В нижней части склона, вблизи искусственной придорожной канавы – группы №№ 15 и 20 (см. глава 3, рис. 3.10.).

Смежные склоны *I* и *II* имеют общее понижение с запада на восток и обладают пологим рельефом, средний уклон 1,1°. Наивысшая точка плато (высота 274,0 м) находится на западной окраине массива. Водораздельная линия выражена слабо. В период снеготаяния потоки талых вод начинают движение в направлении от высоты 274,0 с запада на восток. Далее в процессе движения в соответствии с условиями рельефа часть стока распределяется вниз по склону *I* в северо-восточном направлении, и по склону *II* – в юго-восточном (рисунок 4.23).

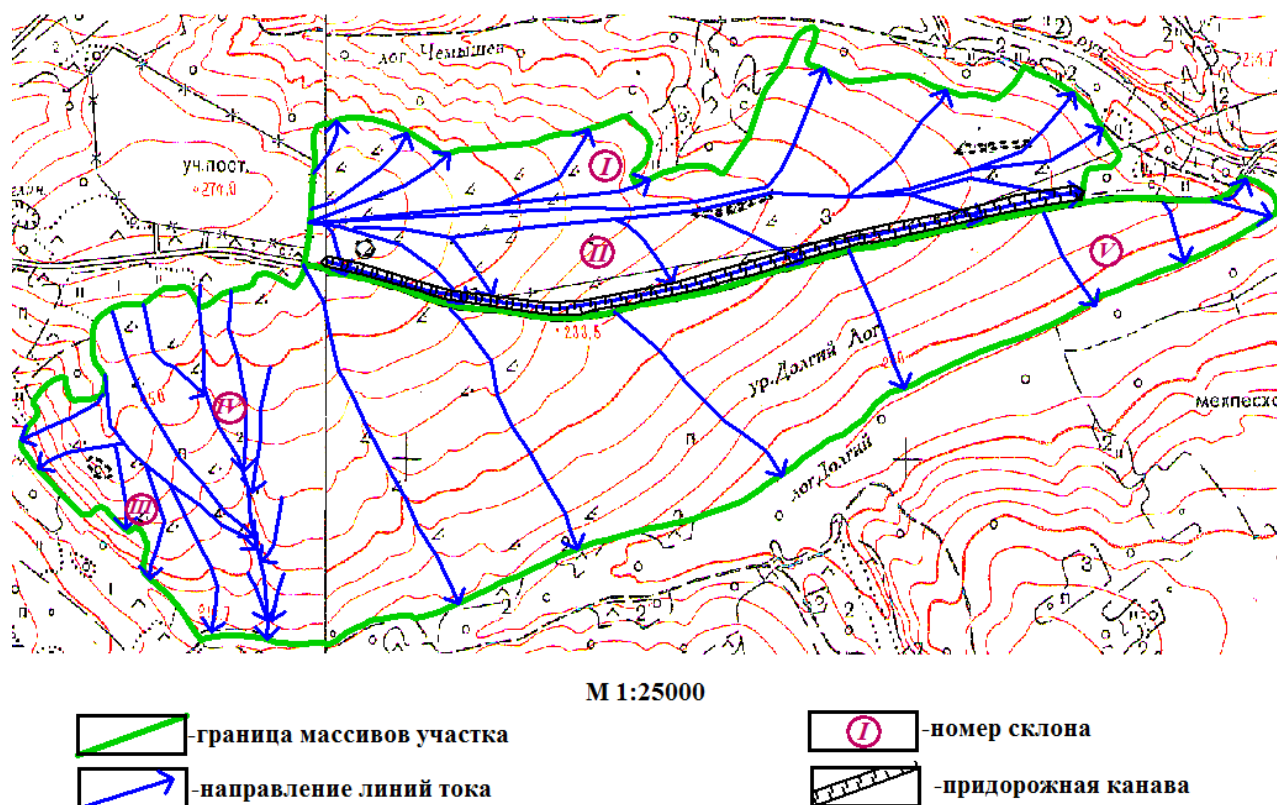


Рис. 4.23. Схема направления линий тока талых вод на участке Долгий Лог

Остальная часть водных потоков достигает низины плато на востоке северного массива, где происходит отложение основной массы продуктов смыва в приопушечной части и далее в лесном массиве. Толщина конусов выноса на этом участке достигает 30-35 см (рисунок 4.24).

Исследованиями, выполненными А.Д. Орловым (1971) [71] в Новосибирском Приобье (1962-1963 гг.), была выявлена роль и влияние выпуклой формы склонов южных западных и восточных экспозиций в усилении интенсивности эрозии: в зависимости от характера проявления эрозионных процессов и влияния различных факторов.

А.Д. Орлов выделил на выпуклых склонах четыре зоны.

1. Зона Б – водораздельная часть, уклон не превышает $0,5^\circ$. Сток обусловлен микрорельефом, за пределы зоны практически не выходит. Смыв в основном отсутствует (рисунок 4.25).



Рис. 4.24. Скопление делювиальных отложений и водороины в приопушечной зоне восточной части склонов I и II уч. Долгий Лог, май 2010 г.

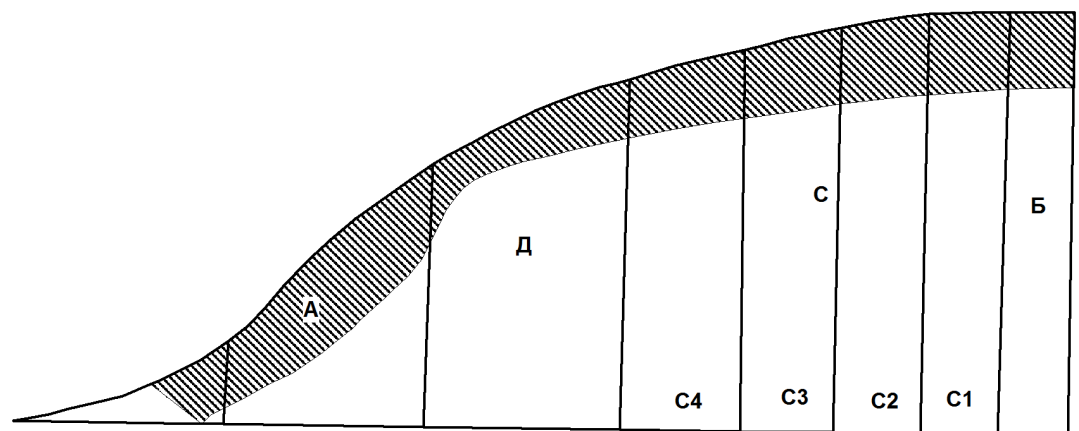


Рис. 4.25. Схема эрозионного зонирования выпуклого склона (А.Д. Орлов [71])

2. Зона С – верхняя и средняя часть склона, уклон до 3° . Происходит формирование основной части стока. Подразделяется на четыре подзоны по величине смыва:

- *C1. Подзона отсутствия смыва* – верхняя часть склона, его крутизна до $1,5^\circ$. В период снеготаяния сток идет в основном по мерзлой почве, не

обладает большой эродирующей способностью и практически не вызывает эрозию.

- *С2. Подзона слабого смыва* – располагается ниже по склону, уклон 1-2°. Освобождается из-под снежного покрова раньше предыдущей, поэтому потоки талых вод с первой подзоны вызывают процессы смыва. Ввиду невысоких снеготолщин на ней и невысокой эродирующей способности талых вод, величина смыва в основном не превышает 5 т/га (примерно 0,5 мм слоя почвы).
- *С3. Подзона умеренного смыва* – располагается ниже по склону, уклон до 3°. В данной подзоне поступление талых вод и их эродирующая способность существенно больше. Величина смыва достигает 10-15 т/га (1-1,5 мм слоя почвы).
- *С4. Подзона интенсивного смыва* – характеризуется более ранним освобождением от снежного покрова, выпуклой формой и немного меньшей мощностью снега по сравнению с другими подзонами зоны С. В связи с возрастающей величиной и эродирующей способностью тока талых вод, смыв в данной подзоне существенно выше - 25-30 т/га (2,5-3,0 мм слоя почвы). Возможно образование промоин глубиной до 0,5 м.

3. Зона Д – выпуклой формы, уклон в диапазоне 4-9°. Характеризуется малым количеством снега или полным его отсутствием, первой освобождается от снежного покрова. Смыв вызывается в основном потоками талых вод из зоны С. Большая величина талого стока и его высокая скорость приводят к катастрофическим значениям смыва – 100 т/га (10 мм слоя почвы) и более. Глубина формирующихся промоин достигает 1 м.

4. Зона А – транспортировки и частичного отложения смытых почвенных частиц. Смыв почв, как правило, отсутствует; толщина наносов в некоторых случаях достигает 50 см [71].

Пахотные массивы северной части Красноярской лесостепи, имеющие вид слабовыпуклого водораздельного плато, в значительной мере соответствуют вышеприведенным характеристикам. Например, северный массив участка Долгий Лог в продольном разрезе (вдоль водораздельной линии плато) представляет собой выпуклый склон длиной 3000 м и крутизной 1-3°. Если использовать деление склона по зонам, предложенное А.Д. Орловым, то зона Д ключевого участка располагается в его восточной части, вблизи приопушечного пространства, где зафиксированы максимальные значения смыва почв - 18-25 мм (в единичных случаях, при попадании шпилек в микроручей, – до 40-50 мм). Зона Б – в районе групп шпилек №№ 1 и 2 в западной части массива, средние значения смыва – 3 мм; зона С – в районе групп шпилек №№ 11, средний смыв – 8,2 мм. Зона А (частичная аккумуляция) располагается на территории, занятой лесной растительностью, мощность отложений в годы исследований превышали 30 см (средние значения смыва по участку Долгий Лог взяты за 2011 год - со средними за период наблюдений показателями).

Отличие участков водораздельного плато в северной части Красноярской лесостепи от выпуклых склонов в Новосибирском Приобье, исследованных А.Д. Орловым, состоит в том, что наличие лесной растительности по периметру пахотных массивов и преобладающее юго-западное направление ветра вызывает высокое снегонакопление в зоне Д, что существенно увеличивает интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов в данной зоне (см. раздел 4.1.). На состоянии агрофона и его влиянии на смыв талых вод А.Д. Орлов внимание не акцентирует, однако он указывает на распаханность исследуемых склонов, занятость значительных площадей посевами картофеля и яровыми культурами.

Обработка почв, также как и на пахотных склонах Красноярской лесостепи, производилась в основном отвальной вспашкой, направление обработки – не указано (на участках Красноярской лесостепи – преимущественно вдоль склона). Запасы воды в снеге на пахотных склонах Новосибирского Приобья в годы наблюдений составили до 150 мм [71], что в 1,5-1,8 раза меньше, чем в районе

авторских исследований (в среднем 120-250 мм). Величина осеннего увлажнения почв на участках в Западной Сибири была различной в разные годы наблюдений, глубина промерзания почв достигала 180-200 см, что согласуется с данными по Красноярской лесостепи. Данных по интенсивности снеготаяния в годы исследований в Новосибирском Приобье А.Д. Орлов не приводит, но указывает на ускорение темпов схода снега и увеличение модуля стока в солнечную погоду при положительных температурах воздуха [71].

В распределении величин смыва по участкам водораздельного плато в северной части Красноярской лесостепи обнаруживаются следующие тенденции.

- Общее увеличение интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов в направлении основного тока талых вод.
- Увеличение смыва в направлении от водораздельной линии к нижней части склона (в пределах северного массива ключевого участка: на склоне *I* – к лесному массиву, на склоне *II* – к искусственной придорожной канаве; рисунок 4.23, таблица 4.22).

Общее увеличение интенсивности смыва происходит вследствие значительной протяженности склонов, повышения удельных расходов воды, скорости и, соответственно, эродирующей способности потока талых вод по мере его движения от высшей точки к низшей. Например, в 2009 году величина смыва на западной части северного массива ключевого участка (в водораздельной части, шпилька № 1) составила 9,7 мм; в центральной части (шпилька № 11) – 15,2 мм; в восточной части (шпилька № 16) – 19,7 мм. Аналогичная картина наблюдалась в 2010 и 2011 годах (таблица 4.22).

Длина линий основного тока в пониженной части водораздельного плато достигает 3000 м. В местах перегиба профиля на вершине и середине плато наблюдались отложения делювия толщиной до 1,5 - 3 мм.

При движении основного тока талых вод, в дальнейшем в соответствии с условиями рельефа происходит распределение его части по поверхности смежных склонов. На северном массиве ключевого участка течение водных потоков

Таблица 4.22

Распределение смыва почв от талых вод на пахотных склонах участка Долгий Лог

№ склона	Номер точек со шпильками	Элемент склона			Экспозиция склона	2009 г		2010 г		2011 г	
		Участок (элемент)	Уклон %	Длина, м		Характеристика элементов склона	Смыв(-), аккумуля(+), мм	Характеристика элементов склона	Смыв(-), аккумуля(+), мм	Характеристика элементов склона	Смыв(-), аккумуля(+), мм
I	1	до 1*	3.1	157	СВ	вершина, пашня (стерня)	-9.7	вершина, пашня (стерня)	-2.4	вершина, залежь	-2.91
	2	1-2	4.6	76		средняя часть, пашня (стерня)	-	средняя часть, пашня (стерня)	-3.2	средняя часть, залежь	
	3а	2-3а	4.7	69		нижняя часть, пашня (стерня)	-7.7	нижняя часть, пашня (стерня)	+14,5	нижняя часть, залежь	
	3б	3а-3б	7.2	25		средняя часть, пашня (стерня)	-	средняя часть, пашня (стерня)	-1.2	средняя часть, залежь	
	3в	3б-3в	2.4	352		средняя часть, пашня (стерня)	-	средняя часть, пашня (стерня)	-1.1	средняя часть, залежь	
	11	до 11	2.1	-		верх. часть, водораздел, пашня (стерня)	-15.2	верх. часть, водораздел, пашня (стерня)	-0.95	верх. часть, водораздел, залежь	-8.25
	12	11-12	2.4	151		средняя часть, пашня (стерня)	-2.1	средняя часть, пашня (стерня)	-0.4	средняя часть, залежь	-18.0
	13	12-13	6.6	62		нижняя часть, пашня (стерня)	-23.7	нижняя часть, пашня (стерня)	-3.3	нижняя часть, залежь	+12,0
	16	до 16	3.7	174		вершина, пашня (стерня)	-19.7	вершина, пашня (стерня)	-6.6	вершина, пашня (озимые)	-15.3
	17	16-17	3.7	109		средняя часть, пашня (стерня)	-20.7	средняя часть, пашня (стерня)	-1.0	средняя часть, пашня (озимые)	-24.2
	18	17-18	3.8	201.5		нижняя часть, пашня (стерня)	-40.3	нижняя часть, пашня (стерня)	-5.4	нижняя часть, пашня (озимые)	-19.7
II	11	до 11	2.1	-	ЮВ	верх. часть, водораздел, пашня (стерня)	-15.2	верх. часть, водораздел, пашня (стерня)	-0.95	верх. часть, водораздел, залежь	-8.25
	14	11-14	3.1	146.5		средняя часть, пашня (стерня)	-2.9	средняя часть, пашня (стерня)	-1.6	средняя часть, залежь	-21.3
	15	14-15	2.9	191		нижняя часть, пашня (стерня)	-21.6	нижняя часть, пашня (стерня)	-0.4	нижняя часть, залежь	-20.2
	16	до 16	3.7	174		вершина, пашня (стерня)	-19.7	вершина, пашня (стерня)	-6.6	вершина, пашня (озимые)	-15.3
	19	16-19	1.0	20		вершина, пашня (стерня)	-24.9	вершина, пашня (стерня)	-6.9	вершина, пашня (озимые)	-51,0
	20	19-20	2.1	118		средняя часть, пашня (стерня)	-9.7	средняя часть, пашня (стерня)	-10.0	средняя часть, пашня (озимые)	-4.8
	8	до 8	5.4	173.5		вершина, пашня (стерня)	-8.8	вершина, пашня (пар)	-4.0	вершина, пашня (стерня)	-7.8
III	9	8-9	11.0	77	ЮЗ	средняя часть, пашня (стерня)	-9.7	средняя часть, пашня (стерня)	-4.0	средняя часть, пашня (стерня)	-5.0
	10	9-10	13.6	48		нижняя часть, пашня (стерня)	-21.8	нижняя часть, пашня (стерня)	+7,5	нижняя часть, пашня (стерня)	+7,0
IV	3	до 3	3.5	67	ЮВ	вершина, пастбище	-6.5	вершина, пастбище	-2.9	вершина, пастбище	-2.7
	4	3-4	7.0	237		средняя часть, пашня (стерня)	-19.0	средняя часть, пашня (стерня)	-2.35	средняя часть, пашня (стерня)	-4.2
	5	4-5	3.8	219			-20.1	средняя часть, пашня (пар)	-17.7		-16.3
	6	5-6	3.5	243			-9.1	средняя часть, пашня (стерня)	-4.6		-
	7	6-7	3.5	277		нижняя часть, пашня (стерня)	-23.9	нижняя часть, пашня (стерня)	+9,0	нижняя часть, пашня (стерня)	-8.8
V	21	до 21	2.0	57	ЮВ	вершина, пашня (стерня)	-5.6	вершина, пашня (озимые)	-3.0	вершина, пашня (пар)	-2.7
	22	21-22	3.1	122.5		средняя часть, пашня (стерня)	-4.4	средняя часть, пашня (озимые)	-4.0	средняя часть, пашня (пар)	-1.3
	23	22-23	5.6	103.5		нижняя часть, пашня (стерня)	-25.5	нижняя часть, пашня (озимые)	-5.2	нижняя часть, пашня (пар)	+2,7

* - вершина склона.

разделяется на северо-восточное и юго-восточное направления: по склону *I* – до опушки леса, по склону *II* – до искусственной придорожной канавы (рисунок 4.23). В данном случае, линии тока талых вод берут начало от общей вершины склонов 1 и 2. Величина смыва, как правило, увеличивается вниз по склону (таблица 4.22). Отметим, что в придорожной канаве в восточной части северного массива ключевого участка в 2010 и 2011 гг. исследований начались процессы размыва и оврагообразования.

Рассмотрим распределение величин смыва на водораздельных плато вдоль профилей смежных склонов. Для примера возьмем данные по центральной части северного массива участка Долгий Лог за 2010 год, по профилю склона *I*, с группами шпилек № 11, 12, 13, и профилю склона № 2 с группами шпилек №№ 11, 14, 15. Агрофон обоих склонов – стерня высотой 15-17 см.

Величина смыва по группе шпилек № 11 (общая вершина склонов *I* и *II*) составила 0,9 мм, высота снежного покрова на данной части склона – 61 см. В середине склона *I* значение смыва по группе шпилек № 12 составило 0,4 мм, то есть немного ниже, чем на вершине (таблица 4.22). При этом величина снегонакопления на данной части склона выше, чем на водоразделе – 87 см. Более высокое значение смыва в районе группы шпилек № 11 может быть связано с тем, что она располагалась в точке распределения потоков вод, и на нее оказывали влияние водные потоки, движущихся от высоты 274.0, их скорости и удельные расходы. Длины линий тока в указанной точке достигают 1100 м, скорости водных потоков 0,5-0,6 м/с.

В низине склона у опушки леса (группа шпилек № 13), величина смыва достигает наибольших значений на данном профиле (3,3 мм) вследствие увеличения скоростей потоков и величины уклона (до 3,5-4°). Кроме этого, оказывает влияние наличие ложбины длиной 72 м и шириной 160 м, в центре которой была установлена группа шпилек №13, а также скопление снега у опушки леса (его высота 114 см, максимальное значение на профиле). В середине склона *II* величина смыва по группе шпилек № 14 по сравнению с водораздельной

частью (группа шпилек № 11) увеличилась до 1,6 мм вследствие повышения накопления снега в середине склона – до 64 см, а также повышения скоростей водных потоков и удельных расходов воды. В нижней части склона, в районе группы шпилек № 15, величин снегонакопления понижается, оказываясь наименьшей на всем профиле (49 см). В связи с этим, величина смыва здесь понижается до 0,4 мм (таблица 4.22).

Присутствуют небольшие участки отложений наносов толщиной 0,5-0,7 мм, но основная масса делювия с данного профиля сносится в придорожную канаву, расположенную в 20-25 м южнее группы шпилек № 15.

В низинах северо-восточных склонов водораздельных плато, в приопушечных зонах скорости течения и расходы воды достигают максимальных значений, эрозионный потенциал талого стока наиболее высокий. Наблюдения на ключевом участке показали, что за зиму в таких зонах образуется наибольшие скопления снега – высота 100-120 см, отличающиеся пространственной неравномерностью распределения. В период снеготаяния в этих участках ежегодно формируются сугробы (рисунок 4.26), которые в весенний период



Рис. 4.26. Поздневесенний сугроб и аккумуляция продуктов смыва в восточной части северного массива уч. Долгий Лог, апрель 2017 г.

сохраняются дольше, чем основная масса снега, что при наступлении теплой погоды увеличивает интенсивность снеготаяния и смыва, величины которого здесь достигают максимальных значений – до 18-25 мм (таблица 4.22). Этому способствует протаивание и прорывы снежных перемычек, преграждавших путь скоплениям воды, временно задержанной в лужах под снегом [29].

Массивы в виде обособленных склонов. Общие закономерности распределения величин смыва на пахотных массивах северной части Красноярской лесостепи, представляющих собой отдельные обособленные склоны, состоят в следующем. В условиях одинакового агрофона, эрозия увеличивается вниз по профилям склонов массива, в направлении возрастания удельных расходов воды. При прочих равных условиях, с повышением крутизны склона возрастает и величина смыва. Во многих случаях, в низинах профилей склонов отмечена аккумуляция наносов. Приведем данные по распределению величин смыва на южном массиве участка Долгий Лог, который представляет собой обширный склон преимущественно юго-восточной экспозиции.

Исследования производились на трех профилях склона, с номерами *III*, *IV* (западная часть массива) и *V* (восточная часть массива) (Глава 3, рис. 3.10). На профиле *III* устанавливались группы шпилек №№ 9, 10 и 11; на профиле *IV* – группы №№ 3, 4, 5, 6 и 7; и на профиле *V* – группы №№ 21, 22 и 23 (рисунок 3.10, таблица 4.22).

Профиль склона *III*, прямой, юго-западной экспозиции, длиной 126 м, имеет среднюю крутизну 6,3°. Значения смыва на данном участке возрастают вдоль профиля склона по мере увеличения его крутизны, достигая наибольших значений в нижней части, где в 2009-м году было зафиксировано максимальное (21,8 мм) на данном профиле значение смыва. Интересно, что в 2010 и 2011 гг. в этом месте была отмечена аккумуляция наносов (таблица 4.22), что объясняется разными гидрометеорологическими условиями в рассматриваемые годы [29].

На профиле склона *IV* юго-восточной экспозиции, средней крутизны 2,0°, расположенном в пределах лощины длиной 1270 м и средней шириной 400 м.,

представлены два вида угодий – пастбище и пашня. На дне лощины, в зоне концентрации стока, располагается промоина шириной 70–110 см и глубиной до 70 см. Из полученных величин смыва по группам шпилек в верхней части этого склона (в 2009-м году 6,8 мм, в 2010-м - 2,9 мм, 2011-м - 2,7 мм) видно, что на кормовых угодьях под естественной растительностью значения эрозии заметно ниже, чем на пашне. На пахотных землях шпильки устанавливались на расстоянии 1,5-3 м от зоны концентрации стока в промоине, и показали смыв в 2009-м году до 20,1 мм, в 2010-м – до 17,7 мм, в 2011 - 16,3 мм [29]. В нижней части склона ежегодно наблюдалось формирование конусов выноса на пашне. Так, группой шпилек № 7 в 2010-м году зафиксировано отложение на пластине продуктов смыва толщиной 9 мм. Далее вниз по склону до кромки леса толщина отложений возрастает до 7-15 см. Наиболее мощный слой делювия формировался на дне промоины в лощине – 15-30 см (рисунок 4.27). При этом основная масса продуктов смыва уносится талыми водами в лесной массив.



Рис. 4.27. Аккумуляция наносов на дне промоины, уч. Долгий Лог, апрель 2009 г.

Профиль V, вогнутый, юго-восточной экспозиции, имеет средний уклон $2,4^\circ$ и длину 226 м. В нижней части у кромки леса в зоне с максимальным снегонакоплением наблюдаются наибольшие значения смыва – 25,5 мм в 2009 году. В 2011 году в этом месте отмечена незначительная аккумуляция наносов (таблица 4.22).

Исходя из вышесказанного, выделим особенности пахотных массивов северной части Красноярской лесостепи, ежегодно влияющие на распределение потоков талых вод и интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов (постоянно действующие факторы).

1. Геометрия массивов обрабатываемых земель. Как было указано ранее на примере ключевого участка (глава 3, раздел 3.3.1.1), пахотные массивы, имеющие форму слабовыпуклого водораздельного плато, характеризуются смежными склонами с общей водораздельной линией и имеющими общее понижение преимущественно в восточном и северо-восточном направлениях. Вследствие этого максимальные значения скоростей водных потоков, смыва и аккумуляции наблюдались в восточной и северо-восточной части массивов (рисунок 4.24; таблица 4.22).
2. Длины склонов. В северной части преобладают склоны со значительной протяженностью - от 500 до 2500 м. Данный фактор оказывает значительное влияние на величины смыва почв: так, на участке Долгий Лог на склоне IV наибольшей протяженности величина смыва выше, чем на более крутом, но коротком склоне № 3 (таблица 4.22). Поскольку средние уклоны на пахотных массивах преимущественно небольшие ($2,5^\circ$), высокие значения смыва могут возникать вследствие влияния длинных склонов, в результате возрастания удельных расходов воды и скоростей течения.
3. Формирование сугробов. Массивы пашни в северной части имеет окаймление лесом по всему периметру. Совместно с воздействием ветра, это вызывает образование сугробов в приопушечных зонах. Таяние снежного покрова на участках высокого снегонакопления затягивается, и в заключительной фазе

может происходить при высокой температуре и, соответственно, большой интенсивности снеготаяния. В этих условиях величины смыва выше на северных склонах с наибольшим снегонакоплением и более поздним сходом снега.

4. Обработка почвы вдоль склона. Данный фактор наблюдался ежегодно в период наблюдений. Вспашка вдоль склона многократно усиливает интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов. Отметим, что в этом случае общее направление борозд совпадает с направлением движения потока талых вод.
5. Распределение величин влажности почв. Исследования влажности почв показали, что содержание влаги в почве увеличивается вниз по склону. Например, на участке Долгий Лог влажность почв перед снеготаянием в 2011 году в западной части массива составила в среднем 30,5%, в то время как в восточной (нижняя часть водораздельного плато) – 50,1 %. Данный фактор уменьшает впитывание талых вод и, соответственно, увеличивает интенсивность эрозии [27].

В целом, максимальные величины смыва на пашне северной части Красноярской лесостепи наблюдались в 2009 году, минимальные – в 2010-м. В 2011-м году величины смыва близки к средним за период наблюдений (таблица 4.22).

Скорость и мутность потоков талых вод на пахотных массивах в разгар снеготаяния составляют:

- на вершинах склонов: скорость 0,10 – 0,26 м/с, мутность – 0,4 – 0,6 г/л;
- в средней части склона: скорость в среднем 0,37 м/с, мутность до 1,5 г/л;
- в нижней части склона: скорость 0,55 -0,70 м/с; мутность 17,5 г/л.

Выполненные измерения скорости водных потоков в микроручьях, замеры ширины и глубины водных потоков позволяют определить характеристики

поверхностного стока в виде расходов воды на каждом элементе профиля склона. В связи с высокой изменчивостью расходов воды и мутности в микроручьях, для установления зависимости величин смыва и поверхностного стока, в течение коротких промежутков времени (15-20 мин) производились замеры на всех элементах склонов микроводосборов (вершина, середина, низина). Сопоставление данных одномоментных значений расходов воды и смыва почв показывает, что с возрастанием талого стока увеличивается смыв почв (рисунок 4.28). Значение коэффициента корреляции $r = 0,87$, что подтверждает тесную зависимость между данными величинами.

Отметим, что в условиях залежи скорости течения ниже (0,45- 0,52 м/с). Значение допустимых не размывающих скоростей (ДНС) по данным разных исследователей [49], для супесей и легкосуглинистых почв составляет 0,65-0,70 м/с. Подчеркнем, что размыв почв увеличивается с увеличением степени их смывости. Этот фактор в расчетах ДНС недостаточно исследован.

Из приведенных данных видно, что скорости течения приближаются к ДНС или превышают их. Основная эрозионная работа продельвается талыми водами в средних и нижних частях склонов, где скорости течения выше [29].

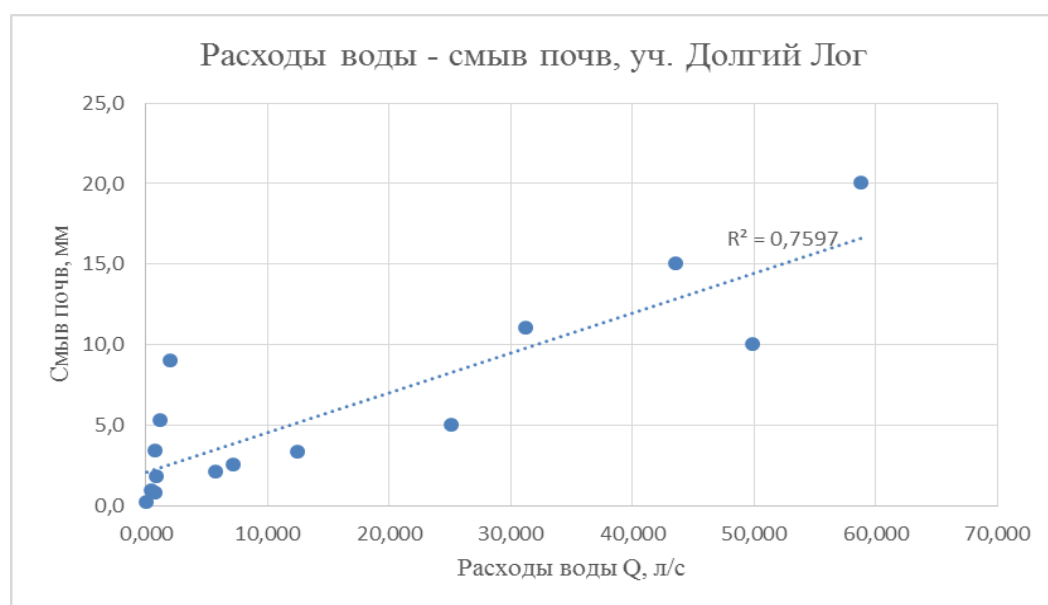


Рис 4.28. Зависимость между поверхностным стоком и смывом почв, уч. Долгий Лог

Территориальное обобщение данных наблюдений выполнено путем распространения характеристик смыва на неизученные участки, находящиеся в сходных условиях, с учетом уклона, длины, экспозиции, местоположения и формы склонов. Были выделены интервалы величин смыва и рассчитана доля площади для их различных градаций. На рисунке 4.29 приведена карта смыва и аккумуляции участка Долгий Лог по средним значениям смыва за период полевых наблюдений.

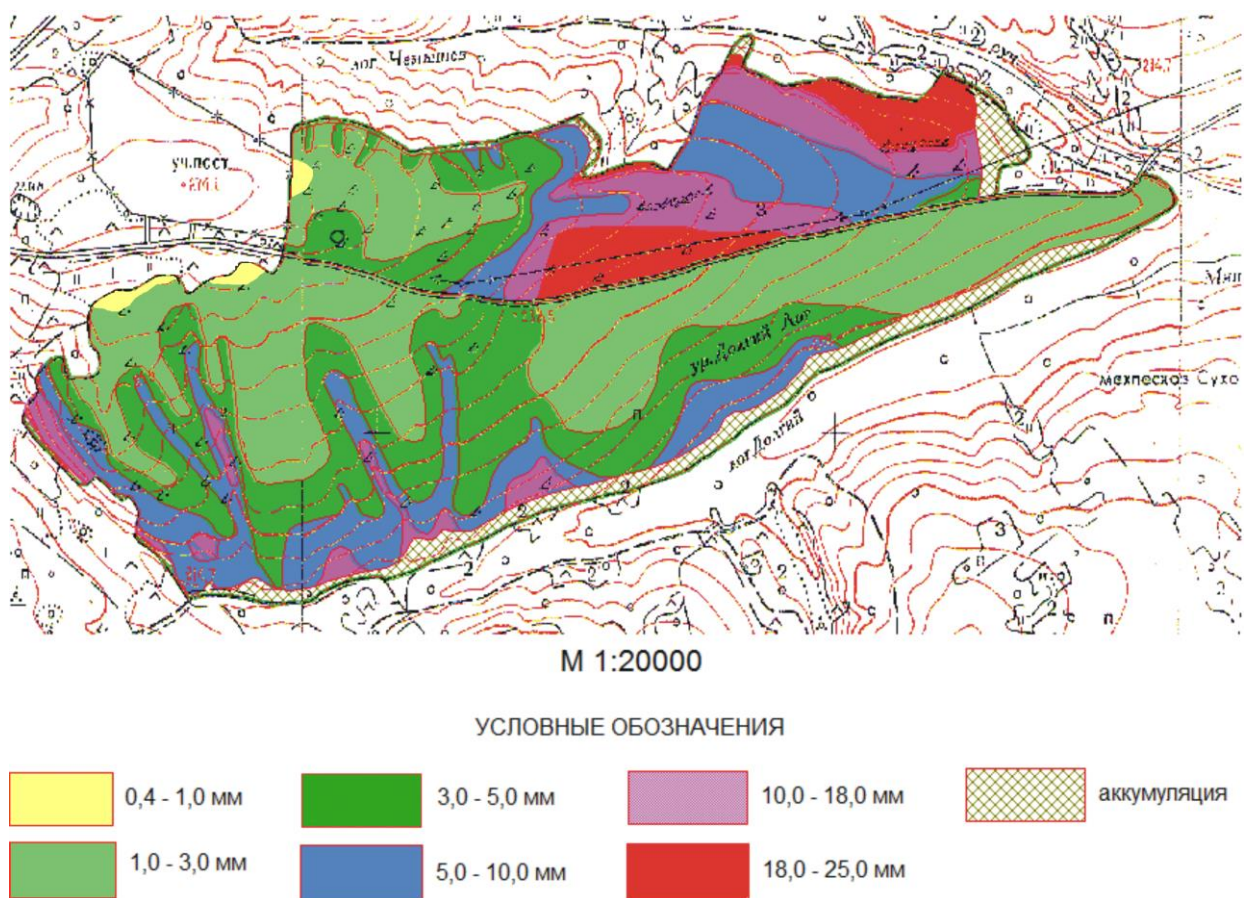


Рис. 4.29 Зонирование смыва почв от талых вод, уч. Долгий Лог для снеготазов близких к норме
(усредненные данные за 2009-2017 гг.)

С учетом каждого интервала смыва и площади его распространения, было рассчитано средневзвешенное значение смыва почв от талых вод для всей территории ключевого участка и для каждого из его массивов. Результаты представлены в таблице 4.23.

Расчеты на примере ключевого участка показали, что средневзвешенное значение смыва на пашне северной части за основной период авторских наблюдений составляет 6,1 мм. На обрабатываемых массивах в виде водораздельного плато средневзвешенная величина смыва (10,1 мм) заметно выше, чем на отдельных обособленных склонах юго-западной, южной и юго-восточной экспозиций (4,1 мм), что согласуется с особенностями снегонакопления (раздел 4.1, рисунок 4.8) и мезорельефа, определяющего направления и длины линий тока (раздел 4.5.1, рисунок 4.23). Следует учесть, что основной период наблюдений в целом характеризуется высокой водностью; он включает в себя два многоводных года (2009 и 2010 гг.) плюс один год средней водности (2011), который характеризовался малыми потерями стока на впитывание вследствие значительного предшествующего осеннего увлажнения. Высокие значения водности способствуют возрастанию эрозии от талых вод.

Таблица 4.23

Расчет средневзвешенной величины смыва на уч. Долгий Лог

Интервал смыва, мм	Площадь, м²	Доля площади	Средний смыв, мм	Средневзвешенное значение смыва, мм
Северный массив				
1 - 3	265868,01	0,17	2	10,1
3 - 5	265508,71	0,17	4	
5 - 10	376911,89	0,24	7,5	
10 - 18	365463,03	0,23	14	
18 - 25	298707,45	0,19	21,5	
Итого	1572459,09	1,00	-	
Южный массив				
1 - 3	1511617,09	0,46	2	4,1
3 - 5	1053505,06	0,32	4	
5 - 10	587109	0,18	7,5	
10 - 18	128367,1	0,04	14	
Итого	3280598,25	1,00	-	
Весь участок				
1 - 3	1777485,1	0,37	2	6,1
3 - 5	1319013,77	0,27	4	
5 - 10	964020,89	0,20	7,5	
10 - 18	493830,13	0,10	14	
18 - 25	298707,45	0,06	21,5	
Итого	4853057,34	1,00	-	

Согласно классификации, предложенной Шикла Н.К., Рожковым А.Г. и Трегубовым П.С. [100], интенсивность эрозии на пашне северной части Красноярской лесостепи изменяется от слабой до катастрофической для всех рассматриваемых лет. Столь широкий диапазон значений смыва объясняется тем, что пахотные массивы в данной зоне характеризуется значительной дифференциацией условий формирования талого стока и смыва почв.

4.5.2 Эрозионно-аккумулятивные процессы в центральной части Красноярской лесостепи

Для наблюдений за эрозионно-аккумулятивными процессами на пашне в центральной части Красноярской лесостепи, использовались опытные участки-микроводосборы с номерами 1, 2, 3, 4, 5 и 6 (детальная характеристика и местоположение опытных участков представлено в главе 3). Их площадь, длина, ширина и крутизна были определены с помощью геодезической съемки (приложение А). Исследование процессов смыва и аккумуляции производились методами С. С. Соболева и обмером конусов выноса (см. Глава 3, раздел 3.1.3).

Условия формирования стока и смыва почв на обрабатываемых землях центральной части Красноярской лесостепи заметно отличаются от рассмотренных для пахотных массивов северной части. Это выражается в следующем:

- меньшее количество лесной растительности по периметру участков;
- уменьшение количества снега на пашне на 25-30%;
- относительно равномерное залегание снежного покрова в условиях более пологого рельефа.

Для корректного сопоставления величин смыва в центральной и северной частях Красноярской лесостепи, на пашне опытного участка Долгий Лог были выделены участки-аналоги. По своим характеристикам (площадь, условия агрофона, крутизна, длина, форма и экспозиция склона, расположение

относительно лесных массивов) они идентичны опытным участкам центральной части.

В таблице 4.24 представлено сравнение интенсивности смыва на примере опытного участка центральной части № 4 и его аналога в урочище Долгий Лог. Видно, что при сопоставимых условиях рельефа, формы и экспозиции склона, величина смыва почв в северной части Красноярской лесостепи (участок-аналог на стерне) в целом выше, чем в центральной лесостепи (агрофон – чистый пар). Влияние типа агрофона (чистый пар) на участке № 4 усиливает эрозию, тем не менее, она оказывается меньше, чем в северной лесостепи (на стерне).

На различия между величинами эрозии от талых вод на пашне в центральной и северной частях Красноярской лесостепи в значительной степени влияют количество зимних осадков и особенности распределения снега.

Таблица 4.24

Средние величины смыва почв от талых вод на обрабатываемых землях участка Долгий Лог и опытных участков центральной части, 2009-2011 гг.

Опытные участки	Уклон, % (град)	Длина склона, м	Экспозиция	Площадь, м ²	2009 г.		2010 г.		2011 г.	
					агрофон	смыв, мм снегозапас, мм	агрофон	смыв, мм снегозапас, мм	агрофон	смыв, мм снегозапас, мм
Участок центральной зоны № 4	5,4 (3,1)	54	В	1640	пар	<u>3,2</u> 91	пар	<u>3,0</u> 101	пар	<u>2,9</u> 82
Участок-аналог на ур. Долгий Лог (ближайшая группа шпилек - №4)	6,1 (3,5)	51	ЮВ	1225	стерня	<u>19,0</u> 147	стерня	<u>3,0</u> 112	стерня	<u>5,0</u> 108

- В северной лесостепи снегонакопление выше, чем в центральной; контрасты отложения снега в северной части увеличиваются благодаря метелевому переносу к опушкам. Вследствие более высокого снегонакопления окончание таяния может запаздывать; в заключительной фазе снеготаяние происходит при высоких температурах воздуха и с

высокой интенсивностью на участках как равномерного, так и неравномерного залегания.

- В центральной части - приопушечные пространства встречается значительно реже, по этой причине снег распределяется по территории более равномерно.

В 2010-м году, при минимальных за период наблюдений различиях в снегонакоплении и низкой величине осеннего увлажнения почв, величины смыва на участке №4 и его аналоге были практически равными (таблица 4.24).

В пределах пашни центральной части Красноярской лесостепи на фоне относительно равномерного распределения снега по площади, различия в величинах смыва обусловлены в основном различиями агрофона: на участках под чистым паром, как правило, величина смыва выше, чем на стерне. Наличие в 2010 году стерни или неубранной пшеницы на опытных участках №№ 2, 5 и 6 вообще не привело к образованию конусов выноса, что свидетельствует о значительно меньшей интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов в этих условиях.

Интересно, что наибольшие величины смыва за годы исследований в центральной части Красноярской лесостепи соответствовали склонам северной экспозиции (участок №3), что говорит о позднем сходе снега и, соответственно более интенсивном снеготаянии на этих участках. Аналогичная ситуация отмечена на пахотных массивах северной части (см. раздел 4.5.1.).

В среднем интенсивность смыва от талых вод в центральной части Красноярской лесостепи в среднем в 1,9 (1,25 – 2,5) раза ниже аналогичных значений в северной части – вследствие различий общего увлажнения, снегонакопления, интенсивности снеготаяния и характера растительности.

4.6. Анализ результатов расчета потенциального смыва в Красноярской лесостепи

Проанализируем результаты расчета потенциального смыва от талых вод

для опытных участков центральной части Красноярской лесостепи по методикам ГГИ, Методическим указаниям и Региональной методике (была предложена до постановки авторских полевых исследований смыва почв, представленных в данной работе).

Как указано в главе 3, использованные методики учитывают следующие показатели:

- параметры, характеризующие рельеф и состояние подстилающей поверхности: тип и механический состав почв, длина, крутизна и форма склона;
- параметры, характеризующие влияние гидрометеорологических факторов: слой талого стока Y , снеготалос и осадки $S+X$ (таблица 4.25).

Таблица 4.25

Потенциальный смыв почв и гидрометеорологические данные,
центральная часть Красноярской лесостепи

№№ участков	Средний потенциальный смыв, мм *			Среднее суточное поступле- ние воды на поверх- ность почвы, мм	Средний запас воды в снеге и осадки (S+X), мм (ст. Сухобузимское)	Слой поверхност- ного стока весеннего половодья (Y) р. Бузим - с. Малиновка , мм	Расчетный показатель предшест- вующего осеннего увлажне- ния, мм
	Эр	Эу	Э- ГГИ				
2009 год							
1	0,07	0,05	0,03	12,3	123,40	37,50	57,60
3	0,23	0,23	0,07				
4	0,29	0,38	0,12				
2010 год							
1	0,09	0,06	0,05	4,6	154,90	64,10	28,90
3	0,28	0,26	0,13				
4	0,35	0,41	0,22				
2011 год							
1	0,06	0,05	0,03	7,6	105,30	32,10	41,80
3	0,19	0,23	0,08				
4	0,24	0,36	0,13				

*) Приведены средние величины для каждого участка

Авторскими полевыми исследованиями было установлено, что кроме вышеуказанных факторов, на интенсивность эрозии от талых вод в Красноярской лесостепи значительное влияние оказывает предшествующее осеннее увлажнение почв, определяющее степень водопроницаемости грунтов и потерь талого стока на впитывание, а также количество поступающей воды на поверхность почвы при снеготаянии. Всеми используемыми автором расчетными формулами эти показатели не учитываются. Данный факт подтверждается сравнением динамики значений всех вышеназванных гидрометеорологических факторов с расчетными величинами смыва по годам (таблица 4.25). Видно, что вычисленные значения потенциального смыва коррелируют с учтенными параметрами (снегозапас и осадки, слой стока), но с осенним увлажнением и интенсивностью поступления воды на поверхность почвы корреляция не прослеживается.

Для оценки точности применения расчетных методик были рассчитаны следующие показатели ошибок.

Средняя ошибка (ME):

$$ME = \frac{\sum_{i=0}^n (\mathcal{E}_{\text{факт.}i} - \mathcal{E}_{\text{расч.}i})}{n}, \quad (4.6)$$

среднеквадратическая ошибка ($RMSE$):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^n (\mathcal{E}_{\text{факт.}i} - \mathcal{E}_{\text{расч.}i})^2}{n}}, \quad (4.7)$$

средняя абсолютная ошибка (MAE):

$$MAE = \frac{\sum_{i=0}^n |\mathcal{E}_{\text{факт.}i} - \mathcal{E}_{\text{расч.}i}|}{n}, \quad (4.8)$$

средняя относительная погрешность ($E_{\text{ср.}}$):

$$E_{cp.} = \frac{ME}{\bar{\mathcal{E}}_{факт}}, \quad (4.9)$$

где $\mathcal{E}_{факт.i}$ - фактические величины смыва, за которые приняты данные, полученные в результате полевых наблюдений; $\mathcal{E}_{расч.i}$ - величины потенциального смыва, полученные с помощью расчетных методик; $\bar{\mathcal{E}}_{факт}$ - среднее значение фактических (измеренных) величин смыва, n – количество вычисленных значений. Результаты представлены в таблице 4.26.

Таблица 4.26

Ошибки расчета потенциального смыва для опытных участков
центральной части

Наименование/год наблюдений	2009			2010			2011		
	Эу	Э- ГГИ	Эр	Эу	Э-ГГИ	Эр	Эу	Э- ГГИ	Эр
<i>ME</i>	0,29	0,35	0,27	0,11	0,12	0,08	1,11	1,15	1,10
<i>RMSE</i>	0,76	0,91	0,71	0,15	0,16	0,12	2,48	2,56	2,46
<i>Ecp.</i>	0,71	0,86	0,68	0,64	0,70	0,49	0,94	0,97	0,93
<i>MAE</i>	0,29	0,35	0,27	0,11	0,12	0,08	1,11	1,15	1,10

Для корректной оценки учета влияния гидрометеорологических параметров в расчетных моделях, необходимо было учитывать только те данные по измеренному смыву, где влияние сторонних факторов было минимальным. В связи с тем, что продольная обработка почвы сильно увеличивает интенсивность эрозии, анализ данных производился только для участков с распашкой поперек склона.

Из данных таблиц 3.6, 4.25 и 4.26 видно, что при прочих равных условиях, расчет потенциального смыва по методикам ГГИ, Методическим указаниям и Региональной методике для Красноярской лесостепи по всем трем методикам дает результаты, наиболее близкие к измеренным величинам и с наименьшими ошибками в годы с низким предшествующим осенним увлажнением почв (2010г.). Осеннее увлажнение не учтено в расчетных моделях, соответственно,

чем ниже данный показатель, тем меньше ошибка вычислений по отношению к измеренным величинам; при этом значения показателей ошибок расчетных величин довольно высокие. Отметим, что наименьшее отклонение от фактических значений эрозии по всем показателям ошибок показывает применение Региональной методики. Например, величина E_{cp} показывает, что отклонение расчетных значений Региональной методики от фактических составляет от 49% при низком осеннем увлажнении почв и до 90% при высоком (0,49 и 0,90 соответственно, таблица 4.26). Применение модели ГГИ и формулы Указаний показывают наименьшее значение E_{cp} в размере 0,64 (отклонение на 64%). Максимальные значения ошибок получены для условий невысокого снегонакопления и большого осеннего увлажнения почв (2011 г., таблица 4.26). Это связано с тем, что при расчете потенциального смыва низкие снегозапасы уменьшают потенциальный смыв, в то время как высокое осеннее увлажнение почв способствует увеличению фактической интенсивности эрозии.

Таким образом, было установлено, что значения потенциального смыва наиболее тесно коррелируют с величинами запасов воды в снеге и слоем стока, которые учтены в расчетных методиках. Корреляцию с осенним увлажнением почв и интенсивностью поступления воды используемые расчетные модели не показывают. Это подтверждают показатели ошибок, рассчитанные для оценки точности расчетных моделей (таблица 4.26).

Для получения близких к измеренным расчетных величин смыва на территории Красноярской лесостепи, автором предлагается произвести уточнение расчетных моделей путем добавления корректирующего коэффициента (сомножителя K), который суммарно учитывает влияние интенсивности поступления воды из толщи снега и предшествующего осеннего увлажнения почв.

В процессе исследований был выполнен расчет возможных значений данного сомножителя для Региональной методики. С целью наиболее точного определения величины K , требовалось минимизировать воздействие сторонних

факторов, которые вносят существенную погрешность в результаты, и произвести соответствующий отбор исходных данных. Для этого было выполнено следующее.

- Выбраны только те участки, на которых обработка почв производилась без нарушений условий агротехники (при продольной обработке почвы расчетные величины смыва по указанным методикам меньше авторских опытных величин в 10-11 раз, при поперечной - в 2-3 раза, таблица 3.6).
- Выбраны годы наблюдений с минимальными и максимальными значениями предшествующего осеннего увлажнения, меньшими показателями ошибок, а также наиболее близкими условиями снегонакопления (2009 и 2010 гг.).
- Для участков, занятых стерней, с помощью коэффициентов агрофона измеренные значения смыва были приведены к величинам эрозии в условиях чистого пара.

Таким образом, расчет корректирующего сомножителя произведен для максимально близких гидрометеорологических условий (S+X) и одинакового состояния подстилающей поверхности. Основным влияющим фактором остается осеннее увлажнение почв.

Результаты расчета приведены в таблице 4.27. Видно, что для центральной части Красноярской лесостепи в годы с высоким осенним увлажнением $K= 3,1$ низким – $K= 2,4$. Соответственно, в годы со средними значениями данного фактора $K= 2,8$. С учетом данных поправочных сомножителей, формула Региональной методики Д.А. Буракова приобретает следующий вид:

$$\mathcal{E}_m = 4 \times K_m \times \Pi \times \Pi_0 \times P \times F \times K; \quad (4.10)$$

где $\mathcal{E}_m$ - потенциальный смыв от талых вод, т/га в год; K_m - эрозионный потенциал талых вод; Π – величина смываемости для стандартной почвы (чернозем выщелоченный, развитый на лессовидных суглинках и лессах, сильно

эродированный), P_0 - коэффициент относительной смываемости почв (зависит от механического состава, типа почв и степени их смывости), P – эрозионный потенциал рельефа; F – коэффициент формы склона, K – поправочный сомножитель, суммарно учитывающий влияние предшествующего осеннего увлажнения почв и величину поступления воды из толщи снега в весенний период. Значения K предлагается принимать, исходя из следующих градаций величин осеннего увлажнения: $K=2,4$ при величине осеннего увлажнения до 30 мм; $K=2,8$ при осеннем увлажнении от 30 до 45 мм; $K=3,1$ при величине осеннего увлажнения свыше 45 мм.

Таким образом, было установлено, что применение методик ГГИ, формулы Указаний и Региональной методики в центральной части Красноярской лесостепи дает заниженные результаты по сравнению со значениями, полученными опытным путем. Для получения величин, близких к измеренным, следует

Таблица 4.27

Определение приблизительных значений корректирующего сомножителя

№№ учас тков	№ линии стока	Эр		Средний потенциальн ый смыв по участку (Эр ср.), мм		Измеренный смыв в с учетом коэффициен та агрофона (Эизм.), мм		ΔЭ=Эизм./Эр.ср.		Корректирующ ий сомножитель К (ΔЭ средн.)	
		2009 г.	2010 г.	2009 г.	2010 г.	2009 г.	2010 г.	2009 г.	2010 г.	2009 г.	2010 г.
1	1	-	0,13	-	0,09	-	0,2	-	2,4	3,1	2,4
	2	-	0,04								
2	1	0,20	-	0,16	-	0,5	-	3,1	-		
	2	0,12	-								
5	1	0,07	-	0,1	-	0,3	-	3,0	-		
	2	0,13	-								
6	1	0,11	-	0,13	-	0,4	-	3,1	-		
	2	0,14	-								
	3	0,14	-								

уточнить примененные модели в соответствии с влиянием осеннего увлажнения

почв и интенсивности поступления воды на поверхность почвы в период снеготаяния. Автором предложены величины коэффициента, суммарно учитывающего влияние этих факторов для Региональной методики. Однако следует отметить, что небольшая длина ряда наблюдений по годам, наличие участков с продольной обработкой почв, перепады в величинах снегозапасов в исследуемые годы (2011 год характеризовался низким снегонакоплением по сравнению с 2009 и 2010 годами) не позволяют определить величину поправочного сомножителя с достаточной точностью. Для более точного определения предлагаемого сомножителя в дальнейшем необходимы более длинные наблюдения за смывом и аккумуляцией на участках чистого пара без нарушений условий агротехники.

4.7. Анализ результатов авторских исследований

Анализ величин смыва и аккумуляции почв от талых вод показал, что весной данные процессы на пахотных землях Красноярской лесостепи в условиях распашки вдоль склона характеризуются значительной интенсивностью; присутствует высокая дифференциация значений смыва, которые часто достигают очень высоких значений, особенно в северной лесостепи (уч. Долгий Лог, таблица 4.22). Из данных таблицы 4.22 видно, что максимальные величины эрозии на пашне северной части Красноярской лесостепи могут достигать экстремальных значений, которые в 1,5-5 раз превышают наибольшие величины смыва, полученные опытным путем в Предсалаирье, Кузнецкой котловине и Бие-Чумышской возвышенности, [88], Томь-Яйском междуречье в Западной Сибири [34, 35, 36, 37].

Как указывает А.Д. Орлов [72], на территории Предсалаирья и Бие-Чумышской возвышенности смыв почв в годы исследований составил от 0,3 до 6 т/га (0,03-0,6 мм слоя почвы), в микроложбинах выше – до 14 т/га (1,4 мм). Так же, как при наблюдениях в Новосибирском Приобье [71], А.Д. Орлов отмечает,

что на выпуклых частях склонов и в ложбинах смыв достигает 100 т/га (10 мм слоя почвы); кроме того, неравномерное распределение снега также усиливает эрозию (данные выводы согласуются с результатами авторских наблюдений в северной и центральной частях Красноярской лесостепи).

Значения смыва в Томь-Яйском междуречье (Лучановский стационар) в период 2002-2005 гг. [50] составила от 0,1 до 17 т/га (0,01-1,7 мм слоя почвы). Маршрутные наблюдения на других участках Томь-Яйского междуречья показали, что смыв от талых вод в Томь-Яйском междуречье достигает 30 т/га (3 мм) (зябь, всходы многолетних трав, вспашка вдоль склона). При этом Р.В. Кнауб (2006) отмечает, что при прочих равных условиях по зяби смыв почв может достигать 30-50 т/га (3-5 мм слоя почвы).

Произведем анализ совокупного влияния группы климатических и гидрологических факторов (осеннее увлажнение, весенний сток, дружность снеготаяния, таблица 4.28) на величины смыва почв в рассмотренных нами

Таблица 4.28

Гидрометеорологические факторы и смыв почв,
северная часть Красноярской лесостепи, 2009-2017 гг.

Год	Дата измерения эрозии	Максимальное суточное поступление воды на поверхность почвы, мм	Средний запас воды в снеге и осадки (S+X), мм	Слой поверхностного стока весеннего половодья Y, мм		Расчетный показатель предшествующего осеннего увлажнения, мм	Средний смыв, мм
				р. Бузим – с. Малиновка	р. Нижняя Подъемная – п. Большая Мурта		
2009	26.апр	34,5	130,3	37,5	80,4	57,6	15,5
2010	10.май	35,1	154,9	64,1	107,3	28,9	4
2011	29.апр	23,0	105,4	32,1	56,7	41,8	10,6
2013	20.апр	32,2	105	43,6	79,4	38,9	5,4
2017	15.апр	38,7	110	16,9	71,2	21	3,0

условиях (вспашка вдоль склона) для территории северной части Красноярской лесостепи, где производился более длинный ряд авторских исследований смыва почв от талых вод по годам.

2009-й год, многоводный, характеризовался высокими значениями предшествующего осеннего увлажнения и весеннего стока. Большие значения снегонакопления, талого стока и суточной водоотдачи на фоне сильно увлажненной с осени почвы и высокой дружности снеготаяния (см. раздел 4.2.) суммарно способствовали большой интенсивности смыва почв от талых вод (средний смыв - 15,5 мм; таблица 4.28).

2010-й год, многоводный, отмечен высокими величинами талого стока и дружности снеготаяния, но низким осенним увлажнением почв. Высокое снегонакопление и малое осеннее увлажнение снизили запасы холода в почвенном покрове; это могло повысить инфильтрационную способность почв и уменьшить интенсивность смыва, который в данном году был одним из минимальных за период полевых наблюдений (таблица 4.28).

2011-й год, средней водности, характеризовался высоким осенним увлажнением, но низкими значениями талого стока и суточного поступления воды на поверхность почвы. Величины смыва в данном году существенно превышают аналогичные показатели 2010-го года (таблица 4.28).

2013-й год, многоводный, характеризовался средними показателями поступления воды на почву, поверхностного стока и предшествующего осеннего увлажнения, но низким снегонакоплением, что могло снизить интенсивность эрозии. Величина смыва в данном году также была невысокой за исследуемый период, но превышала значения 2010-го года (5,4 мм, таблица 4.28).

Стоит отдельно обратить внимание на маловодный 2017-й год наблюдений. Он характеризовался наибольшей интенсивностью поступления воды на поверхность почвы, но остальные гидрометеорологические показатели (снегонакопление, талый сток, осеннее увлажнение) были наименьшими за весь период авторских исследований. Соответственно, интенсивность процессов смыва и аккумуляции в этом году была минимальной за период полевых наблюдений (3,0 мм, таблица 4.28) [27].

Таким образом, водность лет наблюдений в целом коррелирует со средними значениями смыва: многоводный 2009 год характеризовался максимальной интенсивностью эрозии, маловодный 2017-й – минимальными, 2011 год со средней водностью характеризовался средними величинами. Однако, в многоводные 2010 и 2013 годы величины эрозии от талых вод были невысокими вследствие влияния низкого осеннего увлажнения почв, определившего значительные потери талого стока на впитывание.

Из вышеприведенного сравнения видно, что величины смыва и поверхностного стока показывают тесную зависимость как во времени, так и в пространстве: с возрастанием удельных расходов воды вниз по склону при прочих равных условиях увеличивается интенсивность смыва почв; в динамике по годам наблюдений также прослеживается зависимость эрозии от величин поверхностного стока, однако влияние других гидрометеорологических факторов может оказывать влияние на сток талых вод [6]. Установлено, что полученные опытным путем величины смыва и аккумуляции во временном аспекте по годам в целом слабо коррелируют с величиной снегонакопления и поступлением воды на поверхность почвы, но присутствует корреляция с показателями предшествующего осеннего увлажнения почв. Так, в 2010-м году при максимальных за период полевых исследований значениях снегозапаса (154,9 мм), и слоя поверхностного талого стока, но невысоком предшествующем осеннем увлажнении (28,9 мм) средняя величина смыва была одной из наименьших. Это может быть связано с тем, что талые воды не успевали проделать значительную эрозионную работу, впитываясь в почву; при низком значении осеннего увлажнения увеличиваются потери стока на впитывание, эрозионный потенциал талых вод снижается. В 2011 году снегозапас и слой стока характеризовались невысокими значениями, суточное поступление воды было минимальным, однако высокое предшествующее осеннее увлажнение определило значительные величины смыва почв (10,6 мм, таблица 4.28). Таким образом, можно заключить, что на территории Красноярской лесостепи величина

предшествующего осеннего увлажнения при прочих равных условиях оказывает заметное влияние на интенсивность эрозии от талых вод.

Факторы поверхностного смыва на отдельно взятом склоне, его параметры и значения могут отличаться от таковых на водосборе в целом вследствие интегрирования по пространству и времени.

Как указано выше (раздел 4.5), максимальные величины смыва за период наблюдений отмечены на пашне северной части Красноярской лесостепи (таблицы 4.22, 4.23; рисунок 4.29). Основные причины этого следующие.

1. Особенности снегораспределения и снеготаяния. Массивы пашни в северной части со всех сторон окружены лесом. Мощность снежного покрова на приопушечных пространствах достигает 200-350 мм, за счет чего здесь возрастает сток талых вод и смыв почв. На открытых участках величина снегонакопления, а, следовательно, стока и смыва в 3-10 раз ниже, по сравнению с приопушечными зонами (таблица 4.22, рисунок 4.29). Повышенное снегонакопление в целом на пахотных массивах северной части и, соответственно, повышенный сток талых вод определяет и значительную величину эрозии. При прочих равных условиях, с увеличением поступления воды на почву интенсивность смыва возрастает в среднем в 1,5 раза (таблицы 4.5, 4.22, 4.28).

2. Специфика рельефа массивов пашни объясняет значительные длины линий тока и соответственно высокие удельные расходы воды в их средних и нижних частях (раздел 4.5.1.). При прочих равных условиях, данный фактор в 3-8 раз увеличивает смыв почвы по сравнению с вершинами склонов (рисунок 4.29).

3. Обработка почвы вдоль склона. По данным О.И. Баженовой для Антроповского вала на территории Назаровской котловины (южная лесостепь Средней Сибири, таблица 4.29), если произвести распределение слоя смытого грунта по всей территории склона равномерно, то при вспашке вдоль склона его толщина составит в верхней части – 17 мм, в средней – 23 мм, в нижней – 14 мм [77]. При этом, вспашка поперек склона в 3-4 раза снижает интенсивность смыва по сравнению с обработкой почвы вдоль склона.

Как показали полевые наблюдения, на пашне центральной и северной частей Красноярской лесостепи обработка почвы часто производится вдоль склона (рисунок 4.30). Исходя из этого, а также учитывая результаты наблюдений О.И. Баженовой, Р.В. Кнауба и других авторов, можно сделать вывод, что во многом именно этим фактором вызваны высокие величины смыва, полученные

Таблица 4.29

Объем почвы, смытой 20 июля 1983 г. с распаханых склонов Антроповского вала *) (О.И. Баженова, Е.М. Любцова, Ю.В. Рыжов, С.А. Макаров, 1997[77])

Элемент склона и его крутизна, град.	Объем почвы, смытой с площади 100 м²						Слой почвы, мм
	1	2	3	4	Средний	1 Га	
Склон западной экспозиции (пахота вдоль склона)							
Привершинный, 5-7	1,76	2,22	1,43	1,62	1,75	175	17,5
Средний, 12-14	3,64	1,37	2,04	2,04	2,27	227	22,7
Нижний, 7	1,53	1,64	1,18	1,34	1,42	142	14,2
Педимент юго-западной экспозиции (пахота поперек склона)							
Верхний, 9	0,54	0,61	0,7	0,55	0,6	60	6,0
Средний, 7	0,72	0,94	0,87	0,89	0,85	85	8,5
Нижний, 5	0,36	0,28	0,31	0,37	0,33	33	3,3

*) Примечание: 1-4 - повторности по поперечным профилям длиной 100 и шириной 1 м.



Рис. 4.30. Обработка пашни вдоль склона. Участок Долгий Лог, северный массив. Апрель 2017 г.

автором в результате полевых наблюдений.

5. Одновременное влияние нескольких факторов. Натурные наблюдения за эрозионно-аккумулятивными процессами, выполненные в Западной Сибири (Томь-Яйское междуречье) и в южных районах Центральной Сибири (Назаровская котловина, Южно-Минусинская котловина) показали, что смыв почв от ливневых дождей при одновременном воздействии нескольких факторов, благоприятствующих эрозии, может достигать очень высоких значений. Стоит еще раз упомянуть результаты исследований О.И. Баженовой [77]. Результаты ее наблюдений показали, что различные эрозионные факторы, такие как крутизна склона ($7-9^\circ$ и выше), вспашка вдоль склона и т. д. усиливают смыв почв, но одновременное их проявление может привести к катастрофическим значениям смыва при выпадении ливней. Приведенные данные по смыву О.И. Баженовой [77] количественно сопоставимы с данными автора по эрозии от талых вод на пашне северной части Красноярской лесостепи (см. таблицы 4.22, 4.29).

6. Особенности применяемых методик. Для оценки величины смыва и аккумуляции почв от талых вод в Предсалаирье, Кузнецкой котловине и Бие-Чумышской возвышенности А.А. Танасиенко [88] применил метод стоковых площадок, основанный на измерениях величин твердого стока и расходов воды [56, 88]. При исследовании эрозионно-аккумулятивных процессов в Томь-Яйском междуречье Н.С. Евсеевой и Р.В. Кнаубом использовался метод С.С. Соболева, основанный на измерении объема водоройн (см. глава 3, раздел 3.1.3). Указанные методики давно и успешно применяются при оценке эрозионно-аккумулятивных процессов, позволяя получить общую величину смыва на отдельно взятом (микро) водосборе или изолированной части склона (стоковая площадка).

Следует учитывать, что при использовании метода стоковых площадок, а также метода Соболева, остается неучтенной часть смытых наносов, которая может осаждаться в процессе стекания выше по склону. Кроме того, при использовании метода Соболева могут оставаться не учтенными самые малые ручейки. В связи с этим названные методы не предназначены для оценки

максимальных (локальных) значений смыва. На пашне северной части Красноярской лесостепи в качестве основного метода измерения смыва и аккумуляции использовался модернизированный метод шпилек. Данный метод показывает величину смыва в отдельно взятой точке, той, где установлена шпилька (см. глава 3).

Заключение

В результате проведенных исследований сделаны следующие выводы.

1. Анализ данных по предшествующему осеннему увлажнению почв, максимальному весеннему стоку, а также твердому стоку показал, что выбранные годы полевых наблюдений (2009-2011, 2013 и 2017гг.) в целом репрезентативны для территории Красноярской лесостепи и затрагивают годы с различными условиями водности, формирования весеннего стока и смыва почв.
2. Предложены экспериментальные методы оценки смыва (метод шпилек+метод коррелятных отложений) для применения на пашне лесостепной зоны Средней Сибири, модернизированные с учетом местных особенностей сезонно-мерзлотного режима почв и специфики формирования конусов выноса в низинах пахотных микроводосборов. Для этих целей, автором выполнено следующее.
 - 2.1. Произведена модернизация метода шпилек, фиксирующая процессы мерзлотного пучения-опускания почвенного покрова, характерные для лесостепной зоны Приенисейской Сибири. Это позволило определить величину гидротермических движений почв и исключить ее из показаний шпилек.
 - 2.2. Выбор опытных участков для применения метода коррелятных отложений в виде обмера конусов выноса в центральной части автором производился с учетом следующих критериев.
 - Формирование отложений продуктов смыва в весенний период в низинах пахотных микроводосборов без явно видимых признаков дальнейшей транспортировки продуктов смыва. Это позволило учесть основной объем смываемого материала, что увеличило точность результатов полевых измерений.

- Ежегодная распашка конусов выноса определяет однолетний (сезонный) характер отложений, в результате чего отпадает необходимость учитывать количество лет, за которые конусы выноса формируются.

3. Установлено, что в северной части Красноярской лесостепи в период полевых исследований величины смыва почв от талых вод в среднем в 1,9 раза выше, чем в центральной: диапазон значений составляет в северной части от 0,4 мм до 30 мм, в центральной – от 0,1 мм до 5,5 мм. Это объясняется различиями гидрометеорологических условий, особенностями рельефа и растительности, а именно: относительно равномерном залегании снежного покрова в условиях более пологого остепненного рельефа, меньшем количестве снега и лесных массивов в центральной лесостепи по сравнению с северной.

4. Интенсивность эрозии на различных элементах пахотных массивов в северной и центральной частях Красноярской лесостепи изменяется от «слабой» до «катастрофической» (по классификации [100]). Наибольшая разница в значениях смыва характерна для участков северной части. Такой широкий диапазон объясняется значительными различиями условий формирования талого стока и смыва почв.

5. Установлено, что в Красноярской лесостепи на величину эрозии от талых вод основное влияние оказывают следующие особенности гидрометеорологических условий и подстилающей поверхности.

5.1. Условия подстилающей поверхности.

- *Направление обработки почв.* На ряде рассматриваемых нами опытных участков Красноярской лесостепи (крутизна до 5°) обработка почвы производится преимущественно вдоль склона, что существенно увеличивает интенсивность смыва.
- *Почвенный покров.* Анализ состава почвенного покрова и его структуры в районе авторских исследований (раздел 3.3.1) показывает, что почвы на исследуемых участках характеризуются схожими показателями типа почв (преимущественно черноземы выщелоченные и обыкновенные),

гранулометрического состава (в основном тяжелосуглинистые), наличия поглощенных оснований. Заметна изменчивость содержания гумуса в верхнем горизонте – от 4,3% до 15 %, однако в большинстве случаев этот показатель составляет 7-9%. В этих условиях, состав почвенного покрова является некоторым «постоянным фоном», изменчивость величин эрозии определяется преимущественно другими факторами.

- *Условия агрофона.* Наличие растительности или ее остатков (стерня) на обрабатываемых землях на исследуемой территории являются постоянно действующим фактором. Наиболее заметно влияние агрофона в центральной части Красноярской лесостепи, в условиях более плоского рельефа, равномерного залегания снега и меньшего количества лесной растительности. Наблюдения показали, что в Красноярской лесостепи в весенний период около 75 % территории пашни занято стерней, около 25 % - зябь и озимые культуры. При прочих равных условиях, в условиях пара и зяби интенсивность эрозии от талых вод в среднем в 1,5-2 раза выше, чем на стерне и озимых культурах.
- *Влияние рельефа* на эрозионно-аккумулятивные процессы в районе исследований неоднозначно. Крутизна большинства склонов опытных участков невысока (до 3-5°). Однако, на пахотных массивах северной части специфика рельефа объясняет значительные длины линий тока и, соответственно, высокие удельные расходы воды в средних и нижних частях склонов, что приводит к возрастанию в 3-8 раз величин смыва.

5.2. Гидрометеорологические факторы.

- *Предшествующее осеннее увлажнение почв.* Установлено, что в исследуемом районе присутствует высокая корреляция с показателями предшествующего осеннего увлажнения почв, - при его низком значении увеличиваются потери стока на впитывание, эрозионный потенциал талых вод снижается. Кроме того, сильно увлажненные с осени почвы более подвержены смыву вследствие снижения противозерозионной устойчивости.

Данная зависимость прослеживалась в течение всего пятилетнего периода наблюдений. Остальные гидрометеорологические факторы (количественные характеристики талого стока, снегонакопления, дружность снеготаяния) показывают меньшую корреляцию со средними величинами смыва по годам (таблица 4.28). Из этого можно заключить, что на территории Красноярской лесостепи величина предшествующего осеннего увлажнения почв является значимым гидрометеорологическим фактором, который оказывает существенное влияние на интенсивность эрозии от талых вод.

- *Пространственная изменчивость залегания снега.* Сопоставление результатов снегомерных съемок и измеренных величин смыва почв на ключевом участке показывает, что в пределах пахотных массивов северной части Красноярской лесостепи с увеличением снеготаяния в среднем в 3-10 раз возрастает интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов. Наибольшие величины смыва характерны для приопушечных зон с повышенным и неравномерным залеганием снега (таблица 4.22, рисунки 4.8, 4.29). Таким образом, территориальная изменчивость залегания снега коррелирует с динамикой величин смыва.
- *Поверхностный сток.* Измерения и расчеты показали, что пространственная изменчивость величин поверхностного склонового стока тесно коррелирует с величинами эрозии от талых вод: при движении потоков талых вод вниз по склону с возрастанием скоростей течения и расходов воды в микроручьях увеличивается интенсивность смыва почв. Анализ параметров стокообразования и расчет величин поверхностного стока двух ближайших рек Бузим и Нижняя Подъемная (раздел 4.3.), на территории или вблизи водосборов которых располагается район авторских исследований, показывает, что величины талого стока в период снеготаяния в северной части Красноярской лесостепи в среднем в 1,5 раза выше, чем в центральной, что связано с возрастанием общего увлажнения территории, количества осадков. Анализ влияния величин стока на среднюю

интенсивность смыва во временном аспекте по годам наблюдений показывает, что связь этих величин присутствует, однако на величину поверхностного стока могут влиять такие факторы, как величина снегонакопления и предшествующее осеннее увлажнение почв.

- *Интенсивность поступления воды на поверхность почвы.* Установлено, что при прочих равных условиях с возрастанием значений максимального суточного поступления воды на поверхность почвы в среднем в 1,5 раза увеличивается и величина смыва. В северной части Красноярской лесостепи на склонах северной и северо-восточной экспозиций снеготаяние задерживается, в заключительной фазе происходит при высокой температуре и в 1,5-2 раза большей водоотдачей. В пределах таких зон выявлены максимальные значения эрозии от талых вод.
6. При использовании на территории Красноярской лесостепи методик ГГИ, формулы Указаний и Региональной методики, разработанной для Красноярского края, следует уточнить данные модели в соответствии с влиянием осеннего увлажнения почв и интенсивностью поступления воды на поверхность почвы в период снеготаяния. Для Региональной методики автором предложены величины коэффициента, суммарно учитывающего влияние вышеуказанных факторов: в годы с высоким осенним увлажнением $K = 3,1$ средними - $K = 2,8$, низким – $K = 2,4$.

Библиографический список

1. Атлас Красноярского края и Республики Хакассия. – Новосибирск: Роскартография, 1994.
2. Баженова О. И. Антропогенные изменения интенсивности эрозии почв на склонах Назаровской впадины // Экспериментальные основы географического прогнозирования воздействия объектов КАТЭКа на окружающую среду. – Иркутск, 1984.
3. Баженова О. И. Закономерности движения рыхлого материала на лесостепных склонах в Назаровской впадине (по результатам стационарных наблюдений) // География и природные ресурсы. – 1982. - № 2. – С. 98-103.
4. Баженова О.И. Интенсивность склонового смыва в Назаровской котловине (полевые исследования и расчет) // Рельеф и склоновые процессы юга Сибири. – Иркутск, 1988. – С.53-73.
5. Балян Г. А., Раменский Л. Г. О простейших способах учета смыва почв и определения их защебенности // Почвоведение. – 1954. - № 2. – С. 75-81.
6. Барабанов А.Т. Эрозионно-гидрологическая оценка взаимодействия природных и антропогенных факторов формирования поверхностного стока талых вод и адаптивно-ландшафтное земледелие [Текст] / А.Т. Барабанов. – Волгоград: ФНЦ агроэкологии РАН, 2017. – 188 с.
7. Белоцерковский М. Ю. Допустимый смыв: почвозащитный, экономический и экологический аспекты // Эрозия почв и русловые процессы. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. – Вып. 13.
8. Бобровицкая Н.Н. Эмпирический метод расчета смыва почвы со склонов // Сток наносов, его изучение и географическое распределение. Л., 1977 С. 202–211.
9. Бураков Д.А., Адамович А.А. Учет весенних заморозков в гидролого-математической модели прогноза наводнений в бассейне Енисея. – Труды VII

- научной конференции «Современные методы математического моделирования природных и антропогенных катастроф», том 1, Красноярск, 2003. – с. 14.
10. Бураков Д.А., Иванова О.И. Анализ формирования и прогноз стока весеннего половодья в лесных и лесостепных бассейнах рек Сибири. – М., Метеорология и гидрология, 2010, № 6, с.87-100.
 11. Бураков Д.А. Кривые добегания и расчет гидрографа весеннего половодья / Д. А. Бураков. - Томск: [б. и.], 1978. - 129 с.
 12. Бураков Д.А. Основы метеорологии, климатологии и гидрологии: учеб. пособие /Д.А. Бураков; Краснояр. гос. аграр. ун-т.– Красноярск, 2010. – 269 с.
 13. Бураков Д.А., Петров А.И. Некоторые итоги экспедиционных наблюдений за формированием стока на малом водосборе в условиях Васюганья. - Проблемы гляциологии Алтая. // Материалы научной конференции, посвященной 80-летию гляциолога М.В. Тронова/ Томск, Издательство Томского университета, 1972.
 14. Бураков, Д. А. Эрозия почв: учеб. Пособие / Д. А. Бураков, Е. Э. Маркова; Краснояр. Гос. аграр. ун-т. – Красноярск, 2009. – 160 с.
 15. Великанов М. А. Динамика русловых потоков, 3 изд., т. 2, М. -Л., 1955.
 16. Великанов М. А. Русловой процесс (основы теории) – М.: Изд-во Физ-мат. лит-ры, 1958.
 17. Водогрецкий В. Е. Влияние агромерелиораций на годовой сток/ В. Е. Водогрецкий. – Л.: Гидрометеиздат, 1979.
 18. Войлошников В. А. Гидротермические движения грунтов в Нижнем Приангарье // Южная тайга Приангарья. – Ленинград: Наука, 1969. – С. 166-218.
 19. Володин В. М., Опенлендер И. В., Шульга С. А., Порядин В. А. Водопроницаемость мерзлых почв и методы ее определения // Современные аспекты изучения эрозионных процессов. – Новосибирск: Наука, 1980.
 20. Выркин В. Б. Геоморфологические аспекты эрозии сельскохозяйственных земель Прибайкалья // География и природные ресурсы. – 1991. - № 1. – С. 38-44.
 21. Герасименко В. П. Среднегодовое смыв почвы на пашне в различных сельскохозяйственных условиях // Почвоведение. – 1995. - № 5. – С. 608-616.

22. Гидрологические основы водопользования ресурсами малых рек бассейна Верхнего Енисея, Верхнего Чулыма и Нижней Ангары. Рекомендации. Красноярск: СибНИИГиМ, 1990.
23. Голосов В. Н., Добровольская Н. Г., Жаркова Ю. Г., Кирюхина З. П. Смыв почвы с полевых водосборов // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях: Тез. докл. Всесоюзн. научн. конф. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – С. 131-132.
24. Голосов В. Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы в верхних звеньях аллювиальной сети освоенных равнин умеренного пояса: дис. ... докт. геогр. наук: 25.00.25 / Голосов Валентин Николаевич. – Москва, 2003.
25. Голосов В. Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. – М.: ГЕОС, 2006. – 296 с.
26. Голубев И.А. Влияние талых вод на эрозионно-аккумулятивные процессы на пашне в центральной лесостепной зоне Красноярского края // Использование и охрана природных ресурсов в России. – 2021. – № 1 (165). – С. 24-29.
27. Голубев И.А., Кожуховский А.В., Иванова О.И. Влияние осеннего увлажнения почв на эрозионно-аккумулятивные процессы в Красноярской лесостепи // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2021. - № 1(379). – С. 130-142. – doi:10.37162/2618-9631-2021-1-130-142.
28. Голубев И.А. Применение модернизированного метода шпилек для оценки смыва пашни талыми водами (на примере Красноярской лесостепи) // Вестник Томского государственного университета. – 2011. - № 347. – С. 170-173.
29. Голубев И. А. Смыв почв талыми водами на пашне северной части Красноярской лесостепи // Вестник Томского государственного университета. – 2012. - № 360. – С. 172-175.
30. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеиздат, 1962.
31. Государственная геологическая карта России (ГГК-1000, ГГК-200). - URL: http://www.geolkarta.ru/list_200.php?idlist=O-46-XXXIII&idlist_d=Q&gen=2&g=1 (дата обращения 03.03.2020).

32. Грудинин Г. В. Снежный покров юга Минусинской котловины. – Новосибирск: Наука, 1981.
33. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год [Электронный ресурс]. / М.: Росгидромет, 2013 г. – Режим доступа: <http://www.ugrameteo.ru/docs/doklad2012>, свободный . - Загл. с экрана. (дата обращения: 11.05.2019).
34. Евсеева Н. С., Квасникова З. Н. Эколого-геохимические аспекты эрозии почв Томь-Яйского междуречья (Западная Сибирь) // География и природные ресурсы. – 2006. - № 2. – С. 52-57.
35. Евсеева Н. С., Окишев П. А. Экзогенные процессы рельефообразования и четвертичные отложения. Учебное пособие. – Томск: Изд-во НТЛ, 2007. – Ч. I. – 300 с.
36. Евсеева Н. С., Петров А. И., Пашнева Г. Е. Изучение залегания снежного покрова в подтайге Западно-Сибирской равнины на уровне микромасштаба // География и природные ресурсы. – 1996. - № 3.
37. Евсеева Н. С. Современный морфолитогенез юго-востока Западно-Сибирской равнины. – Томск: Изд-во НТЛ, 2009. – 484 с.
38. Евсеева Н. С., Филандышева Л. Б., Пашнева Г. Е. Эрозия почв на Томь-Яйском междуречье // География и природные ресурсы. – 1990 - № 4.
39. Евсеева Н. С. Экзогенные процессы: Учеб. пособие. – Томск, 2000.
40. Заславский М. Н. Допустимые нормы эрозии или обязательные нормы наращивания плодородия почв // Почвоведение, - 1983. - № 11. – с. 91-100.
41. Заславский М. Н. Эрозия почв. – М.: Издательство «Мысль», 1979.
42. Иванов А. Д. Эрозия и дефляция почв в Западном Забайкалье в условиях многолетней и длительной сезонной мерзлоты // Мерзлота и почва. – Якутск, 1974б. – Вып. 3. – С. 231 – 238.
43. Иванова О. И. Гидрологический анализ и прогноз весеннего половодья лесных и лесостепных рек Средней Сибири: дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.27 / Иванова Ольга Игоревна. – Красноярск, 2011.

44. Инструкция по определению расчетных гидрологических характеристик при проектировании противоэрозионных мероприятий на европейской территории СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 62 с.
45. Кадеров Э. А. Поверхностный сток талых и дождевых вод в Красноярской лесостепи // Актуальные вопросы исследования лесов Сибири. Тезисы докладов Всесоюзной конференции (28-30 сентября 1981 г.). – Красноярск: Институт леса и древесины им. В. Н. Сукачева СО АН СССР, 1981.
46. Калюжный И.Л., Павлова К.К. Формирование потерь талого стока. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 159 с.
47. Качинский Н. А. Физика почвы. Часть II. Водно-физические свойства и режимы почв. Учебное пособие. — М.: Высшая школа, 1970, с. 26.
48. Киркби М. Дж. Состояние вопроса // Эрозия почвы. – М.: Колос, 1984. – С. 11-33.
49. Киселев П.Г. Справочник по гидравлическим расчетам. М-Л.: Госэнергоиздат, 1957. – 242 с.
50. Кнауб Р. В. Географический анализ факторов поверхностного смыва и оценка современной эрозии на пахотных землях Томь-Яйского междуречья (в пределах Томской области): дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.23 / Кнауб Роман Викторович. - Томск, 2006.
51. Кнауб Р. В. Эрозионное районирование пахотных земель Томь-Яйского междуречья от стока талых вод // Вестник Томского государственного университета / Приложение № 15 (I) Август 2005 г. «Современные проблемы почвоведения Сибири и оценки земель» 13-15 сентября 2005 г. – Томск, 2005.
52. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР – М., Гидрометеиздат, 1959, 295 с.
53. Комаров В. Д., Макарова Т. Т., Синегуб Е. С. Расчет гидрографа половодья небольших равнинных рек на основе данных об интенсивности снеготаяния. - "Труды Гидрометцентра СССР", 1969, вып. 37.
54. Коронкевич Н.И. Водный баланс Русской равнины и его антропогенные изменения. М.: Наука, 1990. 205 с.

55. Краснощеков Ю. Н. Процессы водной эрозии почв на сплошных вырубках в горных лесах бассейна оз. Байкал // Экологическое влияние леса на среду. – Красноярск: Институт леса и древесины им. В. Н. Сукачева АН СССР, 1977.
56. Кузнецов М. С., Глазунов Г. П. Эрозия и охрана почв: Учебник. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Изд-во МГУ, Изд-во «КолосС», 2004. – 352 с.
57. Кузнецов М. С., Демидов В. В. Эрозия почв лесостепной зоны центральной России: моделирование, предупреждение и экологические последствия. – М.: Изд-во ПОЛТЕКС, 2002.
58. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 348 с.
59. Ларионов Г. А. Зарубежный опыт оценки потенциальной опасности эрозии // Оценка и картирование эрозионно-опасных и дефляционно-опасных земель. – М., 1973.
60. Ларионов Г. А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. – М.: Изд-во МГУ, 1993. – 200 с.
61. Леса бассейна Байкала (состояние, использование и охрана) / Под ред. А. А. Онучина / – Красноярск: Институт леса им. В. Н. Сукачева СО РАН, 2008. – 245 с.
62. Литвин Л. Ф. География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2002.
63. Литвин Л. Ф., Голосов В. Н., Добровольская Н. Г., Иванова Н. Н. Стационарные исследования эрозии почв при снеготаянии в Центральном нечерноземье // Эрозия почв и русловые процессы. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. – Вып. 11.
64. Литвин Л. Ф. Современное рельефообразование и эрозия почв // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях: Тез. докл. Всесоюзн. научн. конф. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – С. 17-18.
65. Методические рекомендации по применению материалов аэрофотосъемок для исследования и расчета характеристик водной эрозии почв / Сост. Н. Н. Бобровицкая / Под ред. Ю. А. Корнилова. Ленинград : Гидрометеиздат, 1986.

66. Методические указания по проектированию противозерозионной организации территории при внутрихозяйственном землеустройстве в зонах проявления водной эрозии. – М.: ГосНИИ земельных ресурсов, 1989. – 80 с.
67. Митчел Дж. К., Бунбезер Г. Д. Расчеты потерь почвы // Эрозия почв. М.: Колос, 1984.
68. Мусохранов В. Е., Лашкин В. М. Методика изучения поверхностного стока вод и смыва почв в Алтайском крае // Современные аспекты изучения эрозионных процессов. – Новосибирск: Наука, 1980.
69. Намжилов Н. Б. Факторы развития водной эрозии почв в Бурятской АССР и основные меры борьбы с ней // Современные аспекты изучения эрозионных процессов. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 96-99.
70. Онучин А. А., Буренина Т. А. Антропогенная динамика противозерозионных и водоохранно-защитных функций горно-таежных лесов Сибири // Лесоведение. – 2000. – № 1. – С. 3-11.
71. Орлов А. Д. Водная эрозия почв Новосибирского Приобья / отв. ред. Ковалев Р. В. – Новосибирск: Изд-во «Наука» Сиб. отд., 1971.
72. Орлов А. Д. Эрозия и эрозионноопасные земли Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1983.
73. Орловский Н. В., Крупкин П. И. и др. Эрозия почв в районах Минусинской впадины и борьба с нею. Красноярск, 1960.
74. Петенков А.В. Количественная оценка неполноты минимального стока малых неизученных рек. – Труды V Всесоюзного Гидрологического съезда. Т.6. Теория и методы гидрологических расчетов. Л.: Гидрометеиздат, 1989. – с. 479-484.
75. Попов Е.Г. Гидрологические прогнозы – Л., Гидрометеиздат, 1979, 256 с.
76. Природные условия Красноярского края. – М.: Изд-во АН СССР, 1961.
77. Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири / О. И. Баженова, Е. М. Любцова, Ю. В. Рыжов, С. А. Макаров. – Новосибирск: Наука. Сиб. предприятие РАН, 1997. – 208 с.
78. Работа водных потоков. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – 194.

79. Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т.16. Ангара-Енисейский район. Вып. 1. Енисей/ Под ред. Г. С. Карабаева. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 823 с.
80. Руководство по гидрологическим прогнозам. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1989. – Выпуск 1, – 358с.
81. Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов на территории европейской части СССР и борьба с ними. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1948. – Т. 1. – 287 с.
82. Современная интенсивность внутриконтинентальной эрозии суши и земного шара / М. И. Львович, Г. Я. Карасик, Н. Л. Братцева и др.; Междувед. геофиз. ком. при Президиуме АН СССР. — М., 1991. — 336 с. — (Результаты исследований по международным геофизическим проектам).
83. Соколовский Д.Л. Речной сток (основы теории и практики расчетов). Учебник для гидрометеорологических институтов. – Л., Гидрометеиздат, 1959. – 527 С.
84. СП 33-101-2003. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. М., 2004.
85. Субботин А.И. Сток талых и дождевых вод: (по эксперим. данным). – М.: Гидрометеиздат. Моск. отд-ние, 1966. – 376 с.
86. Сурмач Г. П. Водная эрозия и борьба с ней. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 254 с.
87. Танасиенко А. А., Путилин А. Ф., Артамонова В. С. Экологические аспекты эрозионных процессов: Аналит. обзор / ГПНТБ СО РАН, Ин-т почвоведения и агрохимии СО РАН; Науч. ред. И. М. Гаджиев. – Новосибирск, 1999. – 89 с.
88. Танасиенко А. А. Специфика эрозии почв в Сибири. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2003. – 176 с.: ил.
89. Технический отчет по почвенным изысканиям совхоза «Миндерлинский» Сухобузимского района Красноярского края / ВостСибНИИгипрозем. – Красноярск, 1989.
90. Технический отчет по почвенным изысканиям совхоза «Шилинский» Сухобузимского района Красноярского края / ВостСибНИИгипрозем. – Красноярск, 1989.

91. Технический отчет по почвенным изысканиям учебного хозяйства «Миндерлинское» КСХИ Сухобузимского района Красноярского края / ВостСибНИИГипрозем. – Красноярск, 1980.
92. Топтыгин В. В., Крупкин П. И., Пахтаев Г. П. Природные условия и природное районирование земледельческой части Красноярского края: Учеб. пособие / Краснояр. гос. аграр. ун-т. – Красноярск, 2002. – 144 с.
93. Холупяк К. Л. Роль снега как фактора эрозии // Снежный покров, его распределение и роль в народном хозяйстве. – М., 1969. – с. 114 – 121.
94. Хортон, Роберт Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов: Гидрофиз. подход к количеств. морфологии / Роберт Е. Хортон; Пер. с англ. Д. Л. Арманд и В. А. Троицкого; Под ред. М. А. Великанова. М.: Гос. изд-во иностр. лит., 1948. – 158 с.
95. Чалов Р. С. Географические исследования русловых процессов / Под ред. Н. И. Маккавеева. М., Изд-во МГУ, 1979, 232 с.
96. Чалов С.Р. Речные наносы в эрозионно-русловых системах: автореф. дис. ... д-ра. геогр. наук: 25.00.27 / Чалов Сергей Романович. – Москва, 2021.
97. Чеботарев Н. П. Учение о стоке. – М.: Изд-во МГУ, 1962. – 406 с.
98. Чернышев Е.П., Барымова Н.А., Иванова Н.Б., Китаев Л.М. Пространственно-временная дифференциация гидрологических процессов и связанного с ними вещественного обмена в системе «водосбор – река» // Географо-гидрологические исследования. Отв. ред. Н.И. Коронкевич, Г.М. Черногаева, РАН, МЦ ГО РФ, 1992. С. 4 – 26.
99. Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И. Четвертичная геология. – М.: ГЕОС, 2000. – 303 с.
100. Шикула Н. К., Рожков А. Г., Трегубов П. С. К вопросу картирования территории по интенсивности эрозионных процессов // Оценка и картирование эрозионно-опасных и дефляционноопасных земель. – М., 1973.
101. Эрозия и диагностика эродированных почв Сибири / Орлов А. Д., Рейхмев В. В., Ковалева С. Р. и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. – 119 с.

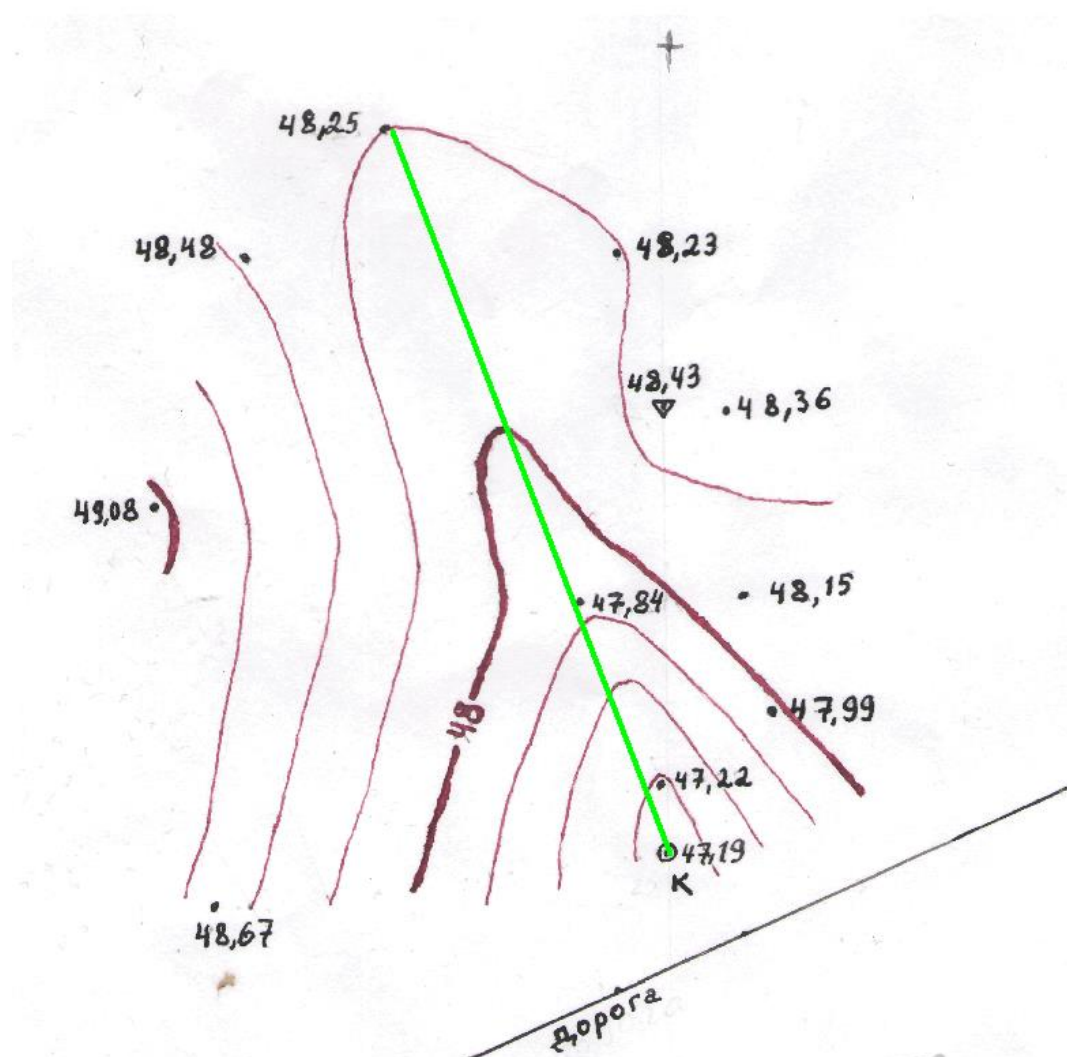
102. Botterweg, P., Favis-Mortlock, D. Modelling Soil Erosion by Water. - Springer, Berlin, Heidelberg, 1998, pp. 365-376.
103. Flanagan D.C., Laften J.M. The USDA water erosion prediction project (WEPP) // Proceedings of an International workshop on soil erosion. Moscow, Russia, Sept. 20-24, 1993. Moscow, 1993, pp. 16-34.
104. Golubev I.A., Burakov D.A., Kozhukhovskiy A.V. Overview of the IV International Conference on Agribusiness, Environmental Engineering and Biotechnologies – AGRITECH-IV-2020 // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2021. Vol. 677(4). P.042089 (1-7). doi:10.1088/1755-1315/677/4/042089.
105. Grawford N.H. and Linsley R. K. A conceptual model of hydrologic cycle – Intern. Assoc., Sci., Hydrol., Publ., 63. 1963.
106. Hayashi M., Van der Kamp G., Schmidt R. Focused infiltration of snowmelt water in partially frozen soil under small depressions // J. Hydrol. 2003. Vol.270. P.214-229.
107. Kozhuhovskiy A., Yamskikh G., Komatsu G. The evolution of gullies in steppe and forest-steppe landscapes of the Minusinskaya intermountain depression, Siberia: a case study in the central part of the Krasnoyarsk water reservoir // Phys. Geogr. 2015. V. 36. № 4. P. 305-321.
108. McConkey B.G., Nicholaichuk W., Steppuhn N., Reimer C.D. Sediment yield and seasonal soil erodibility for semiarid cropland in Western Canada // Canad. J. Soil Sci. 1997. Vol. 77. P. 33-34.
109. Montgomery, David. R. Soil erosion and agricultural sustainability // Proc. Natl. Acad. Sci USA August 14, 2007 104 (33) 13268-13272.
110. Musgrave G.W. The quantitative evaluation of factors in water erosion - a first approximation // J. Soil and Water Conserv. 1947. Vol. 2. P. 133-138.
111. Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A. et al. (coordinators). Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with Revised Universal Soil Loss

Equation (RUSLE). Wash. (D.C.), 1997. 404 p. (US Dep. Of Agriculture. Handbook; N. 703).

112. Wischmeier W.H. A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1959. Vol. 22. P. 246-249.
113. Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses // Agric. handbook № 537. Washington, 1978. 65 p.
114. Yuyang Wu, Wei Ouyang, Zengchao Hao, Bowen Yang, Li Wang. Snowmelt water drives higher soil erosion than rainfall water in a mid-high latitude upland watershed // J. Hydrol. 2017. Vol.556. P. 438-448.
115. Young R.A., Benuit G.R., Onstad S.A. Snowmelt and frozen soil. USDA Water Erosion Prediction Project: Hillslope profile model documentation. Ed. L.J. Lane and M.A. Nearing. NSERL Report No 2. USDAARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, Indiana 47907. 1989. P. 3.1-3.11.

Схемы опытных участков центральной части Красноярской лесостепи

Участок №1
Схема микроводосбора



М 1:1000

Сплошные горизонталы проведены через 0,25 м

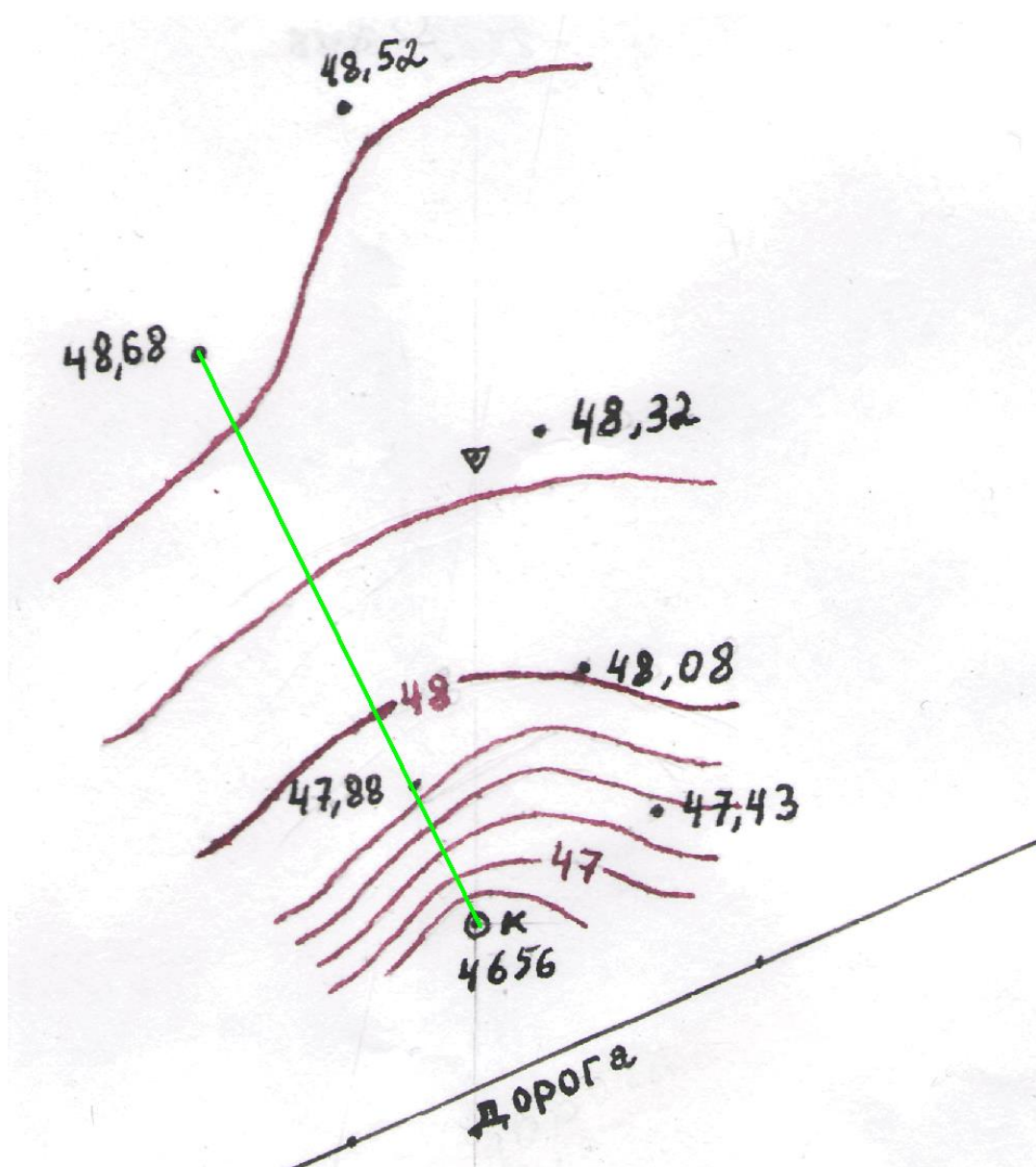
Система высот - условная

— линия профиля участка;

⊙_к - нижняя часть склона, зона
формирования конусов выноса

Продолжение приложения А

Участок №2
Схема микроводосбора



М 1:500

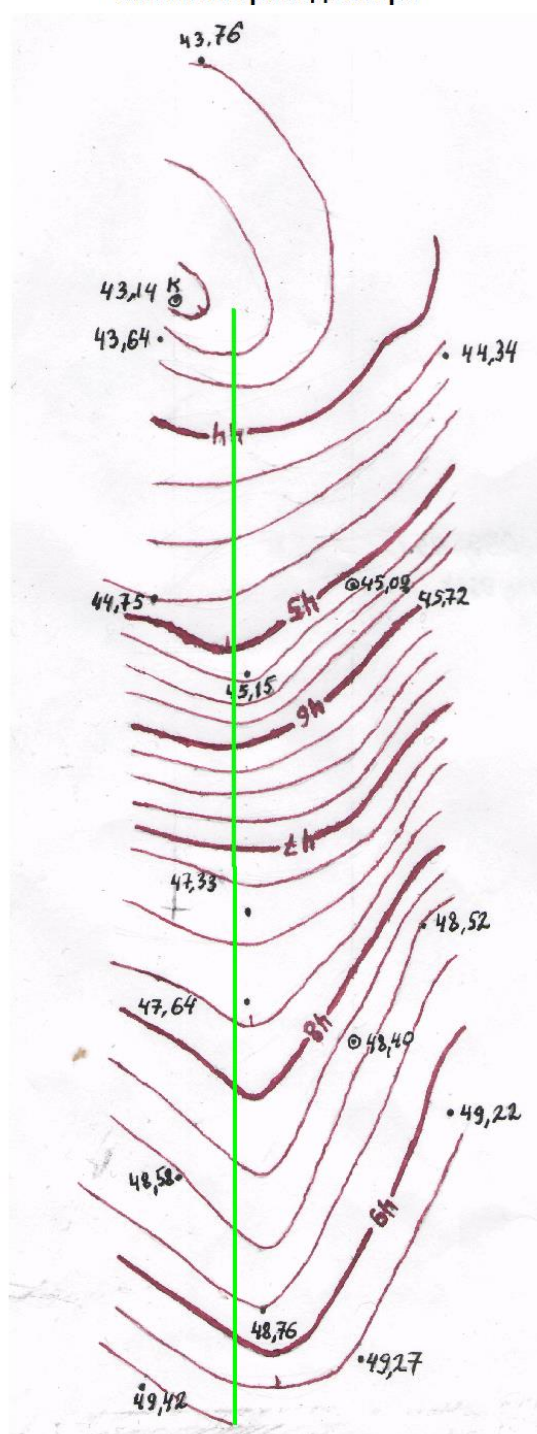
Сплошные горизонтали проведены через 0,25 м

Система высот - условная

— - линия профиля участка;

ОК - нижняя часть склона, зона формирования конусов выноса

Участок №3
Схема микроводосбора



М 1:1000

Сплошные горизонталы проведены через 0,25 м

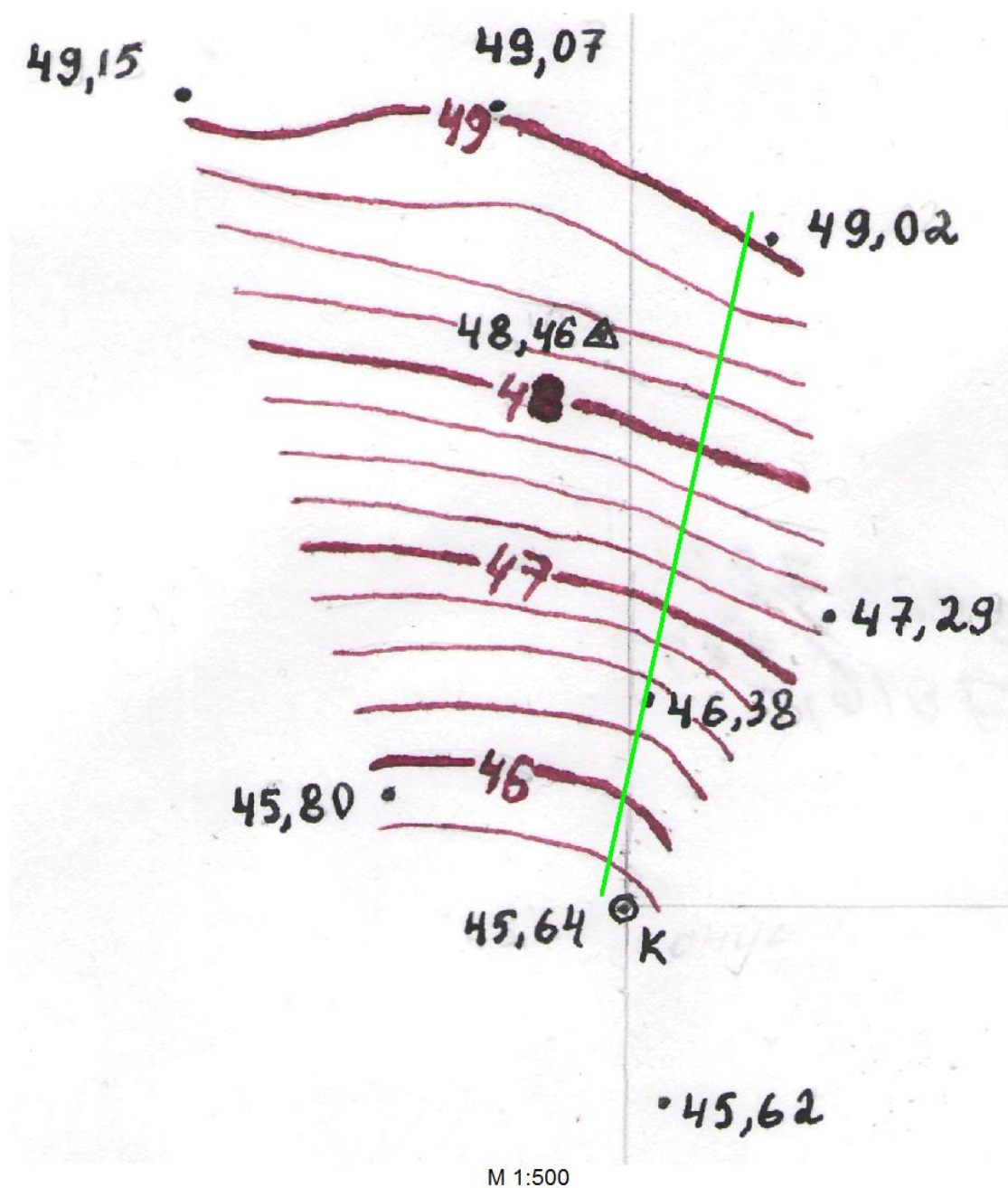
Система высот - условная

— линия профиля участка;

⊙ К - нижняя часть склона, зона формирования конусов выноса

Продолжение приложения А

Участок №4
Схема микроводосбора



М 1:500

Сплошные горизонталы проведены через 0,25 м

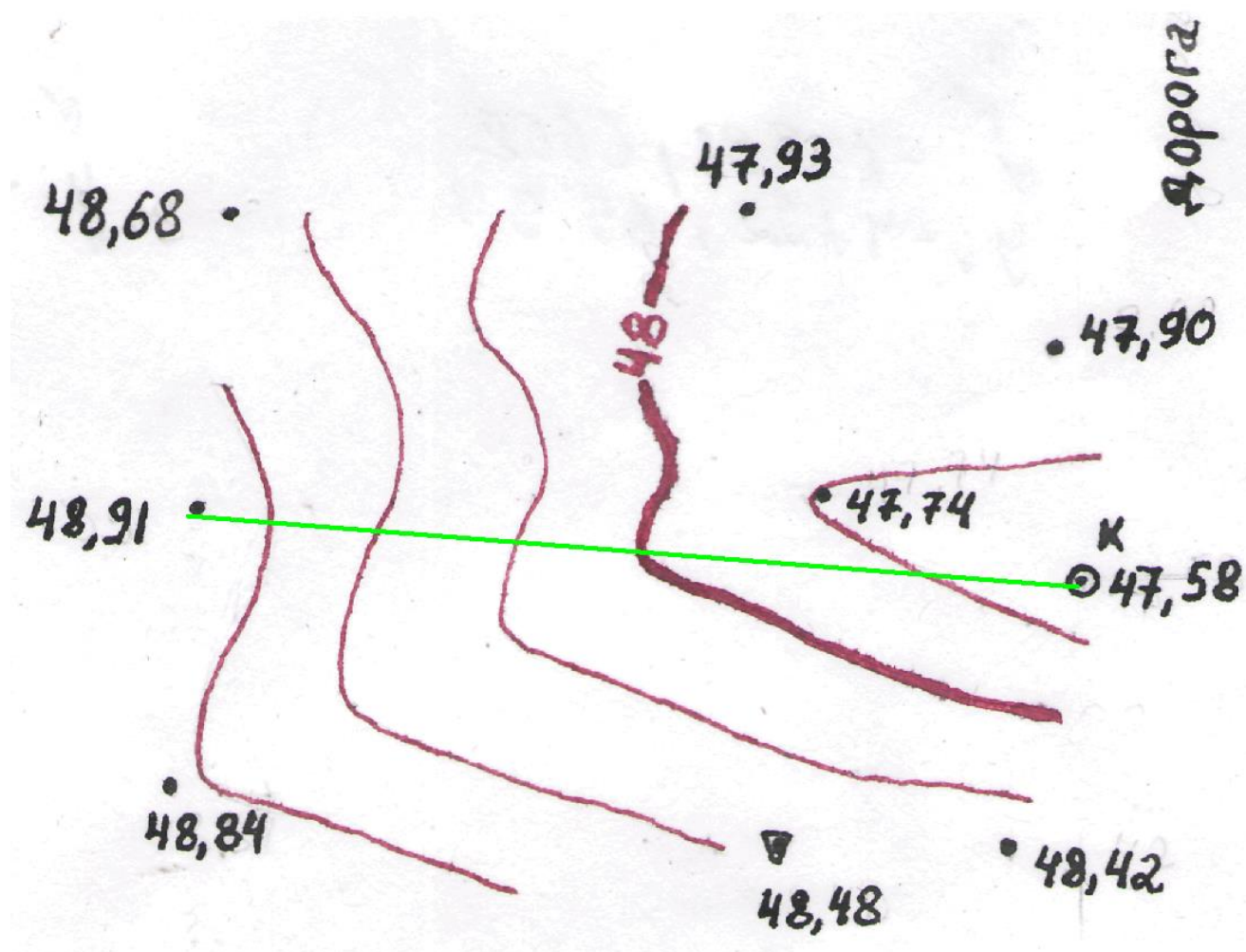
Система высот - условная

— - линия профиля участка;

⊙_к - нижняя часть склона, зона формирования конусов выноса

Продолжение приложения А

Участок №5
Схема микроводосбора



М 1:500

Сплошные горизонталы проведены через 0,25 м

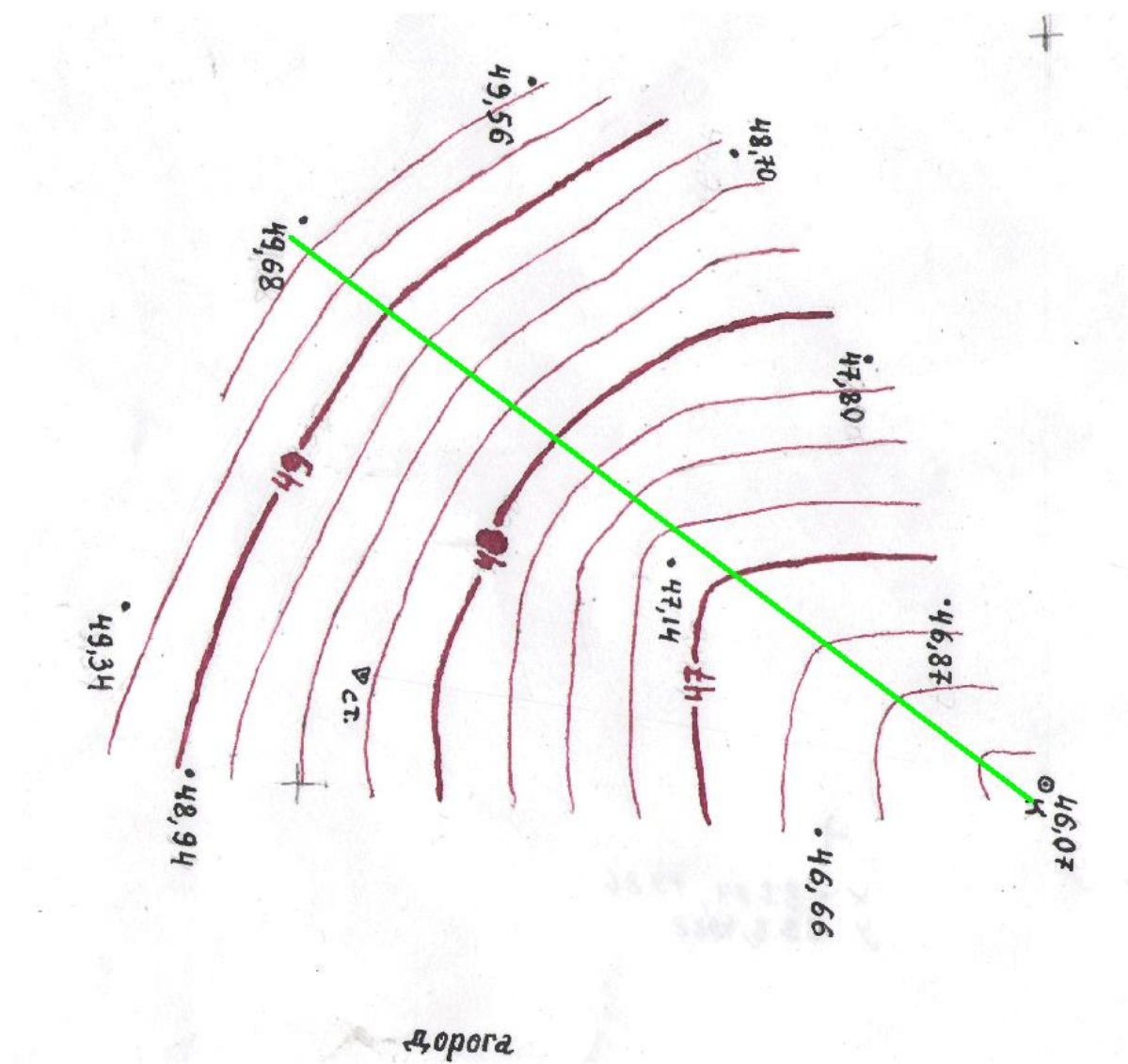
Система высот - условная

— - линия профиля участка;

⊙_К - нижняя часть склона, зона
формирования конусов выноса

Продолжение приложения А

Участок №6
Схема микроводосбора



М 1:1000

Сплошные горизонталы проведены через 0,25 м

Система высот - условная

— - линия профиля участка;



- нижняя часть склона, зона формирования конусов выноса

Приложение Б

Результаты снегомерных съемок, уч. Долгий Лог, 2009-2011 гг.

Год	№ снегомерного хода	№№ точки	высота снега Н, см	плотность ρ, г/см	Запас воды в снеге Si, мм	S среднее по массиву, мм
1	2	3	4	5	6	7
2009	Южный массив					
	1	0	45	0,44	198,0	134,7
		10	45	0,37	166,5	
		20	50	0,28	140,0	
		30	50	0,24	120,0	
	2	0	60	0,27	162,0	
		10	30	0,26	78,0	
		20	70	0,25	175,0	
		30	40	0,26	104,0	
	3	0	51	0,27	137,7	
		10	30	0,22	66,0	
	Северный массив					
	4	0	47	0,22	103,4	123,0
		10	51	0,24	122,4	
		20	50	0,23	115,0	
		30	42	0,35	147,0	
		40	41	0,26	106,6	
		50	38	0,27	102,6	
		60	38	0,27	102,6	
		70	52	0,25	130,0	
		80	49	0,25	122,5	
		90	48	0,32	153,6	
		100	49	0,30	147,0	
2010	Северный массив					
	1	0	33	0,22	71,0	135,9
		10	50	0,26	130,0	
		20	48	0,24	115,2	
		30	48	0,23	110,4	
		40	38	0,28	106,0	
		50	38	0,21	81,0	
		60	47	0,28	132,5	
		70	49	0,28	138,0	
		80	43	0,29	126,0	
		90	52	0,22	115,0	
	100	42	0,24	99,0		
	2	0	59,5	0,24	141,0	
		10	87	0,30	265,0	
		20	94	0,29	272,6	
	Южный массив					
	2	23	60	0,25	150,0	139,7
30		61,5	0,26	159,9		
40		39	0,28	109,2		
2011	Северный массив					
	1	0	31	0,21	66,0	89,5

Продолжение приложения Б

1	2	3	4	5	6	7
2011	1	10	33	0,22	73,0	89,5
		20	38	0,17	65,0	
		30	38	0,21	78,5	
		40	44	0,15	66,0	
		50	35,5	0,18	65,0	
		60	42,5	0,23	97,0	
		70	30	0,23	70,0	
		80	33	0,16	52,5	
		90	40	0,23	93,0	
		100	38	0,22	84,0	
	2	0	68	0,19	129,5	
		10	56	0,19	104,0	
		20	80	0,26	209,7	
	Южный массив					
	2	30	37	0,3	111,0	79,3

Приложение В

Измерения смыва модернизированным методом шпилек, уч. Долгий Лог

Номер группы шпилек	Номер шпильки в группе	Отчет по шпильке, мм	Поправка на пучение, мм	Отчет по шпильке с поправкой на пучение, мм*	Среднее по группе шпилек, мм
1	2	3	4	5	6
2009 г.					
1	1	9,9	0,2	9,7	9,7
2	2	17,3	9,6	7,7	7,7
3	3	6,8	0,26	6,5	6,5
4	4	37,8	18,8	19,0	19
5	5	20,1	0	20,1	20,1
6	6	9,5	0,4	9,1	9,1
7	7	23,9	0	23,9	23,9
8	8	12,9	4,1	8,8	8,8
9	9	13,8	4,1	9,7	9,7
10	10	30,4	8,6	21,8	21,8
11	11	15,7	0,5	15,2	15,2
12	12	3,9	1,8	2,1	2,1
13	13	24,2	0,5	23,7	23,7
14	14	2,9	0	2,9	2,9
15	15	22,1	0,52	21,6	21,6
16	16	27	7,3	19,7	19,7
17	17	22,5	1,8	20,7	20,7
18	18	48,9	8,6	40,3	40,3
19	19	28,8	3,9	24,9	24,9
20	20	9,7	0	9,7	9,7
21	21	5,6	0	5,6	5,6
22	22	36,5	32,1	4,4	4,4
23	23	31,1	5,6	25,5	25,5
2010 г.					
1	1	6,5	4,1	2,4	2,4
2	1	7,3	4,1	3,2	3,2
3а	1	+14,5	3,7	+14,5	+14,5
3б	1	2,6	1,4	1,2	1,2
3в	1	2,8	1,7	1,1	1,1
3	1	6,3	0,0	6,3	3,0
	2	5,4		5,4	
	3	0,1		0,1	
	4	0,1		0,1	
4	1	7,2	7,2	0,0	2,4
	2	7,2		0,0	
	3	12,5		5,3	
	4	11,3		4,1	
5	1	32,3	10,8	21,5	17,7

Продолжение приложения В

1	2	3	4	5	6
5	2	13,8	10,8	3,0	17,7
	3	17,3		6,5	
	4	50,5		39,7	
6	2	19,3	19,3	0,0	4,6
	3	19,3		0,0	
	4	33,0		13,7	
7	1	+9,0	24,5	+9,0	+9,0
	2				
	3				
	4				
8	1	16,3	5,5	10,8	4,1
	2	7,9		2,4	
	3	5,5		0,0	
	4	8,5		3,0	
9	1	9,8	8,5	1,3	4,0
	2	11,2		2,7	
	3	15,2		6,7	
	4	13,9		5,4	
10	1	+7,5	2,5	+7,5	+7,5
	2				
	3				
	4				
11	1	0,1	0,0	0,1	1,0
	2	0,0		0,0	
	3	1,8		1,8	
	4	1,9		1,9	
12	1	2,2	0,7	1,5	0,4
	2	0,7		0,0	
	3	0,7		0,0	
	4	0,6		0,0	
13	1	2,5	0,0	2,5	3,3
	2	3,2		3,2	
	3	4,3		4,3	
	4	3,2		3,2	
14	1	6,5	1,8	4,7	1,6
	2	1,8		0,0	
	3	1,7		0,0	
	4	3,6		1,8	
15	1	0,0	0,0	0,0	0,4
	2	0,0		0,0	
	3	1,5		1,5	
	4	0,2		0,2	
16	1	13,7	2,8	10,9	6,6

Продолжение приложения В

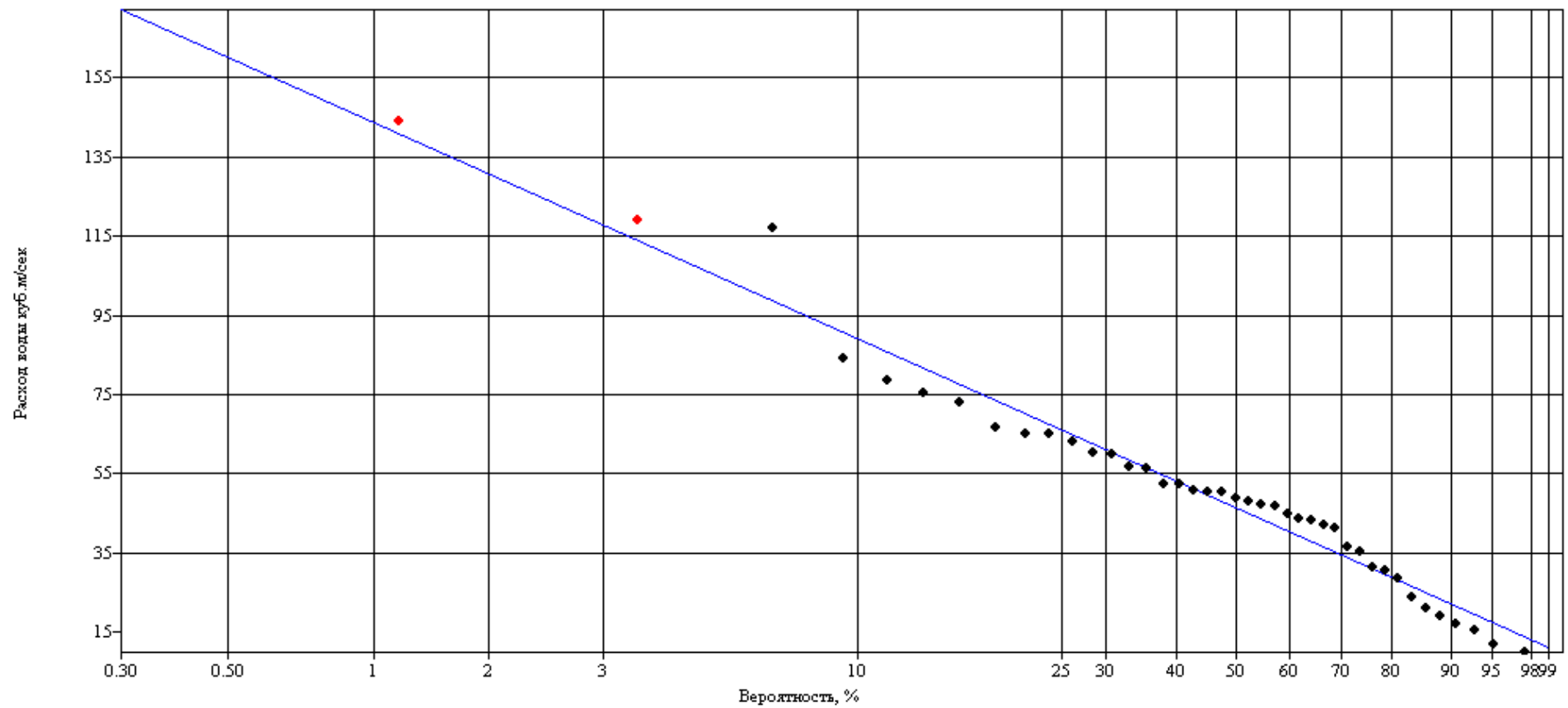
1	2	3	4	5	6
16	3	6,8	2,8	4,0	6,6
	4	5,3		2,5	
17	1	0,2	0,0	0,2	1,0
	2	0,0		0,0	
	3	3,7		3,7	
	4	0,0		0,0	
18	1	4,5	3,3	1,2	5,4
	2	12,9		9,6	
	3	10,3		7,0	
	4	7,1		3,8	
19	1	2,8	1,5	1,3	6,9
	2	10,5		9,0	
	3	18,9		17,4	
	4	0,0		0,0	
20	1	13,8	9,2	4,6	10,1
	2	19,8		10,6	
	3	29,2		20,0	
	4	14,2		5,0	
21	1	10,5	8,5	2,0	3,0
	2	11,7		3,2	
	3	14,1		5,6	
	4	9,6		1,1	
22	1	12,5	12,3	0,2	4,0
	2	6,4		0,0	
	3	28,2		15,9	
	4	7,1		0,0	
23	1	28,2	12,3	15,9	5,2
	2	16,3		4,0	
	3	12,9		0,6	
	4	12,7		0,4	
2011 г.					
3	1	4,0	0,0	4,0	2,7
	2	0,0		0,0	
	3	4,0		4,0	
4	1	15,0	6,0	9,0	4,2
	2	8,0		2,0	
	3	7,5		1,5	
5	1	32,0	12,0	20,0	16,3
	2	24,0		12,0	
	3	29,0		17,0	
6	1	-	-	-	-
	2	-		-	
	3	-		-	
7	1	15,5	2,5	13,0	8,8

Продолжение приложения В

1	2	3	4	5	6
7	2	5,0	2,5	2,5	8,8
	3	13,5		11,0	
8	1	8,2	7,0	1,2	7,8
	2	12,0		5,0	
	3	24,2		17,2	
9	1	17,0	16,5	0,5	5,0
	2	31,0		14,5	
	3	14,0		0,0	
10	1	+7,0	-	+7,0	+7,0
	2				
	3				
11	1	16,5	9,0	7,5	8,3
	2	18,0		9,0	
12	1	29,0	3,0	26,0	18,0
	2	13,0		10,0	
13	1	+12,0	8,4	+12,0	+12,0
	2				
14	1	22,0	1,0	21,0	19,5
	2	19,0		18,0	
15	1	15,5	0,0	15,5	22,3
	2	29,0		29,0	
16	1	25,0	11,0	14,0	16,5
	2	30,0		19,0	
17	1	28,0	7,0	21,0	24,3
	2	34,5		27,5	
18	1	27,0	4,5	22,5	19,0
	2	20,0		15,5	
19	1	56,0	20,0	36,0	61,5
	2	107,0		87,0	
20	1	24,0	15,2	8,8	4,8
	2	16,0		0,8	
21	1	11,0	15,0	0,0	2,7
	2	17,0		2,0	
	3	21,0		6,0	
22	1	10,0	14,0	0,0	1,3
	2	16,0		2,0	
	3	16,0		2,0	
23	1	+2,7	24	+2,7	+2,7
	2				
	3				

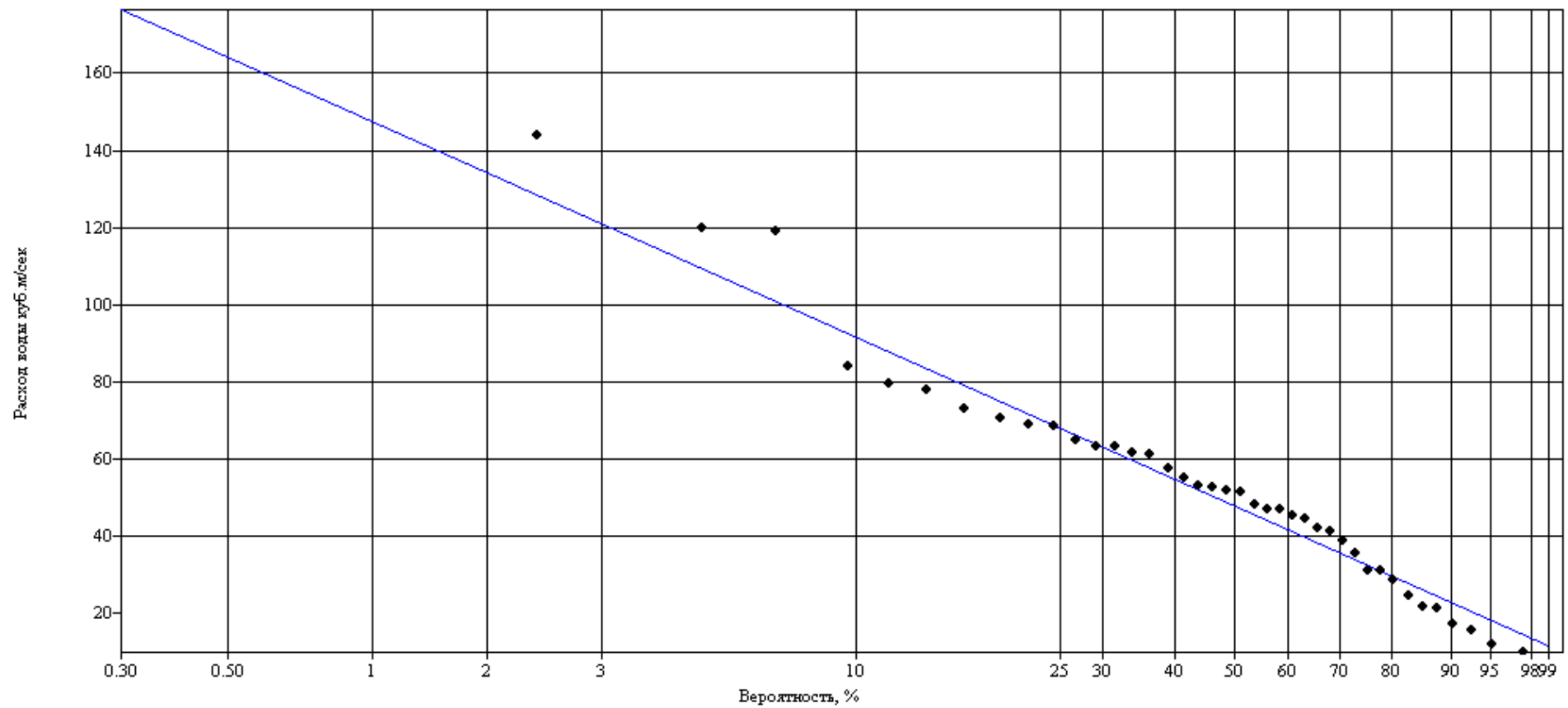
Кривая обеспеченности Q MAX ср. сут за весенний период, п. Большая Мурта (р. Нижняя Подъемная)

Метод моментов



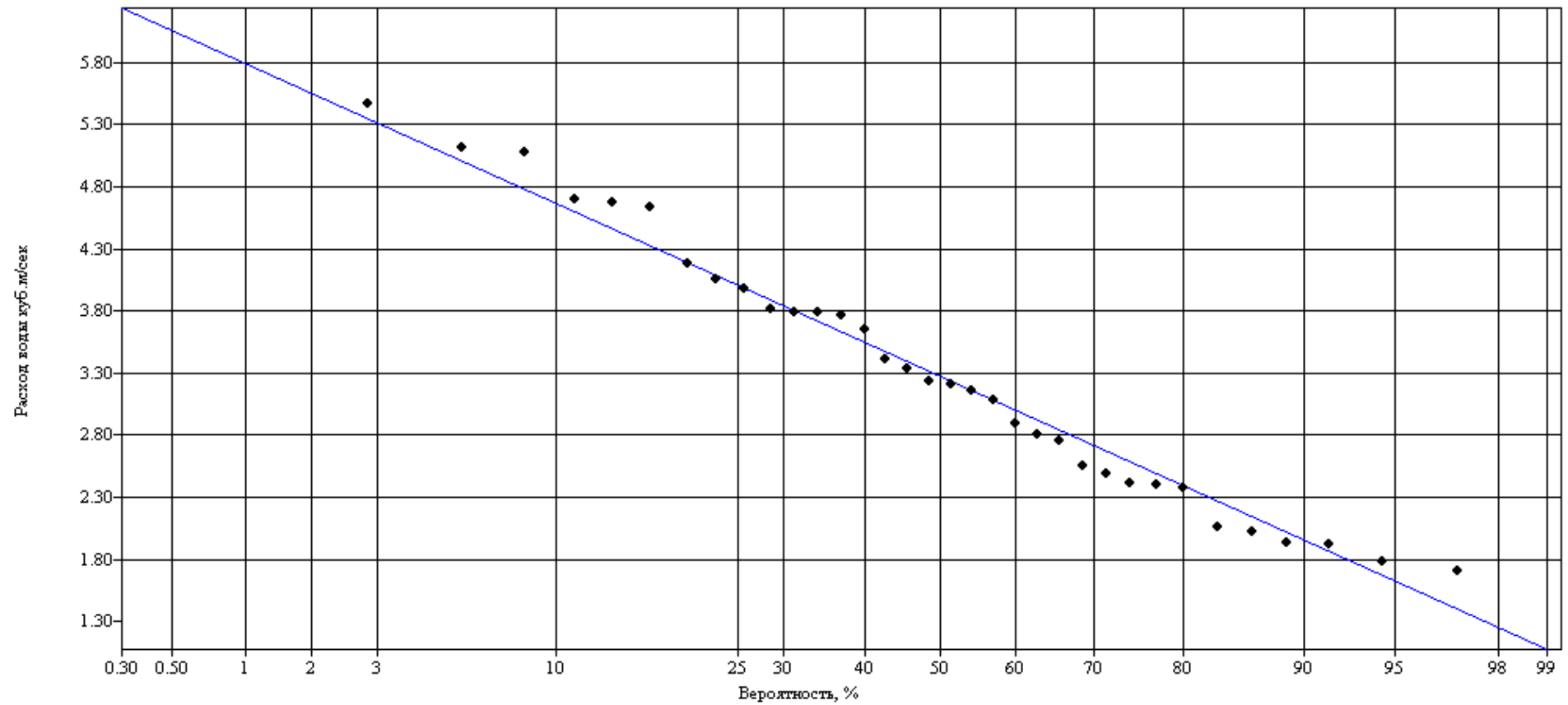
Кривая обеспеченности Q СРОЧН за весенний период, п. Большая Мурта (р. Нижняя Подъемная)

Метод моментов



Кривая обеспеченности Q СР ГОД за весенний период, п. Большая Мурта (р. Нижняя Подъемная)

Метод моментов



Приложение Ж

Осеннее увлажнение почв за период 2008 – 2010 гг., ст. Сухобузимское

Дата	Температура воздуха ср.сут., °C	Осадки, мм	Слой таяния в сутки $h=5 \times t$, мм	Оставшийся снегозапас, мм	Итоговое суточное поступление воды на поверхность почвы h_p , мм	Дата	Температура воздуха ср.сут., °C	Осадки, мм	Слой таяния в сутки $h=5 \times t$, мм	Оставшийся снегозапас, мм	Итоговое суточное поступление воды на поверхность почвы h_p , мм	Показатель осеннего увлажнения почв, $\sum h_p$, мм
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2008 г.												
Октябрь						Ноябрь						57,6
1	2,6	-	13,0	-	-	1	0,5	4,0*	2,5	1,5	2,5	
2	5,7	0,0	28,5	-	0,0	2	0,0	8,3*	0	9,8	0	
3	8,0	-	40,0	-	-	3	4,2	1,0	21	0	10,8	
4	6,2	0,0	31,0	-	-	4	-2,8	0,9*	-	0,9	-	
5	4,1	0,4	20,5	0,0	0,4	5	-9,4	1,0*	-	1,9	-	
6	6,2	4,1	31,0	0,0	4,1	6	-3,2	0,4*	-	2,3	-	
7	4,4	6,8	22,0	0,0	6,8	7	1,9	-	9,5	0	2,3	
8	4,4	0,6	22,0	0,0	0,6	8	7,1	0,0	35,5		-	
9	5,0	-	25,0	-	-	9	-0,5	9,0*	-	9	-	
10	3,0	-	15,0	-	-	10	-7,1	0,3*	-	9,3	-	
11	4,3	-	21,5	-	-	11	-6,0	0,8*	-	10,1	-	
12	6,5	0,0	32,5	-	0,0	12	-10,8	0,5*	-	10,6	-	
13	4,4	0,7	22,0	0,0	0,7	13	-20,4	-	-	10,6	-	
14	2,3	0,0	11,5	-	0,0	14	-22,6	-	-	10,6	-	
15	2,2	-	11,0	-	-	15	-15,6	-	-	10,6	-	
16	8,4	0,0	42,0	-	0,0	16	-10,9	3,0*	-	13,6	-	
17	5,7	0,0	28,5	-	0,0	17	-9,6	0,0*	-	13,6	-	
18	5,0	0,4	25,0	0,0	0,4	18	1,3	0,2*	6,5	7,3	6,5	
19	1,7	-	8,5	-	-	19	0,6	0,0*	3	4,3	3	
20	-3,1	0,0*	-	0,0	-	20	1,4	1,8*	7	0	6,1	
21	-4,3	0,5*	-	0,5	0	21	-1,3	0,8*	-	0,8	-	

Продолжение приложения Ж

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
22	-2,0	0,8*	-	1,3	0	22	-4,9	0,3*	-	1,1	-	57,6
23	-2,9	-	-	1,3	-	23	-0,6	0,0*	-	1,1	-	
24	-2,5	-	-	1,3	-	24	1,3	0,9*	6,5	0	2	
25	0,8	0,0*	4,0	0,0	1,3	25	-1,5	4,0*	-	4	-	
26	1,0	0,0*	5,0	-	0,0	26	2,5	0,3	12,5	0	4,3	
27	3,3	1,8	16,5	0,0	1,8	27	-2,2	0,4*	0	0,4	-	
28	3,8	1,2	19,0	0,0	1,2	28	-1,6	-	0	0,4	-	
29	2,9	0,4	14,5	0,0	0,4	29	3,8	0,4	19	0	0,8	
30	3,5	1,0	17,5	0,0	1,0	30	-3,9	3,0*	0	3	-	
31	1,1	0,6*	5,5	0,0	0,6	-	-	-	-	-	-	
За месяц	3	19,3	-	-	19,3	за месяц	-3,7	41,3	-	-	38,3	
2009 г.												
Октябрь						Ноябрь						28,9
1	10,3	-	51,5	-	-	1	-12,1	-	0	22,1	-	
2	7,8	-	39	-	-	2	1,4	0*	7	15,1	7,0	
3	8,5	-	42,5	-	-	3	-0,4	0*	0	15,1	-	
4	11,2	1,5	56	0	1,5	4	-6,6	6,2*	0	21,3	-	
5	12	-	60	-	-	5	-6,8	1,2*	0	22,5	-	
6	8,9	5,9	44,5	0	5,9	6	-18,4	0*	0	22,5	-	
7	4,8	0	24	-	-	7	-24,2	-	0	22,5	-	
8	2,5	-	12,5	-	-	8	-26,8	-	0	22,5	-	
9	4,8	-	24	-	-	9	-27	-	0	22,5	-	
10	4,4	-	22	-	-	10	-26	-	0	22,5	-	
11	4,1	-	20,5	-	-	11	-22,9	-	0	22,5	-	
12	5	0,7	25	0	0,7	12	-21,6	-	0	22,5	-	
13	4,7	0,4	23,5	0	0,4	13	-26,3	-	0	22,5	-	
14	-0,7	-	0	-	-	14	-26,9	-	0	22,5	-	
15	1,1	3,4*	5,5	0	3,4	15	-24	0,6*	0	23,1	-	
16	0,8	8,6*	4	4,6	4	16	-8,1	5,4*	0	28,5	-	

Продолжение приложения Ж

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
17	-1,9	1,1*	0	5,7	-	17	-15,1	0,7*	0	29,2	-	28,9
18	0,5	2,1*	2,5	5,3	2,5	18	-11,6	0,8*	0	30	-	
19	0,2	5,9*	1	10,2	1	19	-11	0,4*	0	30,4	-	
20	-1	1,1*	0	11,3	-	20	-3,5	4,6*	0	35	-	
21	0,5	2,6*	2,5	11,4	2,5	21	-4,4	4,3*	0	39,3	-	
22	-0,8	1,6*	0	13	-	22	-7,9	1,6*	0	40,9	-	
23	-5,7	0,3*	0	13,3	-	23	-16,8	6*	0	46,9	-	
24	-8,3	0,2*	0	13,5	-	24	-14,7	3,9*	0	50,8	-	
25	-4,8	1*	0	14,5	-	25	-13,8	2*	0	52,8	-	
26	-3	5,8*	0	20,3	-	26	-7	0*	0	52,8	-	
27	-9,4	0,2*	0	20,5	-	27	-5,9	5,3*	0	58,1	-	
28	-12,3	0,9*	0	21,4	-	28	-12,5	9,2*	0	67,3	-	
29	-20,3	-	0	-	-	29	-11,1	4,3*	0	71,6	-	
30	-19	0,7*	0	22,1	-	30	-6,3	1,3*	0	72,9	-	
31	-17,8	-	0	22,1	-	-	-	-	-	-	-	
за месяц	-0,4	44,0	-	-	21,9	за месяц	-13,9	57,8	-	-	7,0	
2010 г.												
Октябрь						Ноябрь						41,8
1	12,5	-	62,5	-	-	1	3,2	1,0	16	0,0	1,0	
2	15,0	3,0	75	0,0	3,0	2	1,7	-	8,5	-	-	
3	8,8	8,4	44	0,0	8,4	3	0,8	0,6	4	0,0	0,6	
4	4,0	-	20	-	-	4	5,3	0,8	26,5	0,0	0,8	
5	2,5	0,0	12,5	-	-	5	1,4	0,4*	7	0,0	0,4	
6	3,3	-	16,5	-	-	6	2,8	-	14	-	-	
7	3,1	2,0	15,5	0,0	2,0	7	0,1	0,0*	0,5	-	-	
8	1,6	0,4*	8	0,0	0,4	8	1,9	0,3*	9,5	0,0	0,3	
9	3,1	0,8	15,5	0,0	0,8	9	1,2	2,4*	6	0,0	2,4	
10	5,6	2,9	28	0,0	2,9	10	-3,2	6,0*	0	6,0	0,0	
11	4,8	0,0	24	-	-	11	-5,7	0,7*	0	6,7	0,0	

Продолжение приложения Ж

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
12	5,6	1,2	28	0,0	1,2	12	-13,4	0,0*	0	6,7	-	41,8
13	6,3	-	31,5	-	-	13	-10,7	1,0*	0	7,7	-	
14	2,7	-	13,5	-	-	14	1,6	0,0*	8	0,0	7,7	
15	4,1	-	20,5	-	-	15	6,4	-	32	-	-	
16	2,8	2,0	14	0,0	2,0	16	5,1	0,0	25,5	-	-	
17	6,0	-	30	-	-	17	1,3	1,4*	6,5	0,0	1,4	
18	3,9	2,0	19,5	0,0	2,0	18	-1,9	0,7*	0	0,7	0,0	
19	4,3	1,0	21,5	0,0	1,0	19	-9,4	0,4*	0	1,1	-	
20	0,4	0,0*	2	-	-	20	-6,1	1,4*	0	2,5	-	
21	-2,2	1,0*	0	1,0	0,0	21	-3,8	1,0*	0	3,5	-	
22	-1,0	2,0*	0	3,0	0,0	22	-12,8	-	0	3,5	-	
23	-2,6	0,5*	0	3,5	0,0	23	-13,8	-	0	3,5	-	
24	0,9	-	4,5	0,0	3,5	24	-14,0	0,7*	0	4,2	-	
25	1,1	0,0*	5,5	-	-	25	-10,4	0,0*	0	4,2	-	
26	1,8	-	9	-	-	26	-16,7	-	0	4,2	-	
27	4,0	-	20	-	-	27	-26,3	0,0*	0	4,2	-	
28	5,8	-	29	-	-	28	-19,6	4,0*	0	8,2	-	
29	6,8	0,0	34	-	-	29	-21,2	4,9*	0	13,1	-	
30	0,7	-	3,5	-	-	30	-19,3	5,3*	0	18,4	-	
31	-0,5	-	0	-	-	-	-	-	-	-	-	
за месяц	3,7	27,2	-	-	27,2	за месяц	-5,9	33,0	-	-	14,6	

*Осадки считаются твердыми, если среднесуточная температура воздуха была менее 2°С