

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Иванов Виктор Алексеевич

**Формирование стока наносов рек
криолитозоны России**

1.6.16. Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
доктор географических
наук
Чалов Сергей Романович

Москва – 2025

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Физико-географические, климатические и гидрологические особенности водосборов рек в зоне залегания многолетнемерзлых пород	11
1.1. Строение многолетнемерзлых пород.....	11
1.2. Криолитозона Земли и России.....	13
1.3. Физико-географические особенности водосборов рек криолитозоны России.....	20
Глава 2. Процессы формирования и транспорта стока наносов рек криолитозоны...	26
2.1. Специфика развития экзогенных процессов в криолитозоне.....	26
2.2. Балансовый подход к типизации процессов формирования стока наносов	35
2.2.1. Сток наносов рек криолитозоны	35
2.2.2 Баланс наносов для рек криолитозоны	38
2.2.3. Бассейновые источники для равнинных водосборов криолитозоны.....	39
2.2.4. Бассейновые источники для горных водосборов криолитозоны	46
2.2.5. Специфика формирования стока наносов в речных долинах	48
2.3. Балансовая классификация процессов формирования стока наносов в криолитозоне.....	55
Глава 3. Модель формирования стока наносов рек криолитозоны.....	59
3.1 Характеристики модели формирования стока наносов	60
3.2 Оценка компонент баланса наносов для равнинных водосборо	63
3.2.1 Численная оценка плоскостного смыва.....	63
3.2.2 Оценка овражной эрозии	72
3.2.3 Численная оценка оползневых процессов.....	74
3.3 Оценка компонент баланса наносов для горных водосборов	79
3.3.1 Оценка процессов формирования стока наносов для горных водосборов	80
3.3.2 Оценка аккумуляции для горных водосборов	88
3.4 Оценка компонент баланса наносов для пойменно-русловых комплексов больших и средних рек	91
3.4.1 Оценка русловой эрозии и аккумуляции наносов в прирусловой части поймы.....	92
3.4.2 Расчет аккумуляции наносов на центральной и притеррасной части поймы...	98
Глава 4. Апробация модели формирования стока наносов для водосборов криолитозоны.....	100
4.1 Определение областей выполняемых расчетов	100

4.2. Результаты численных оценок потоков вещества	103
4.3 Валидация оценок бассейновой составляющей стока наносов по данным эрозионных стационаров	104
4.4 Сравнение результатов моделирования с натурными данными о стоке наносов для постов Росгидромета	106
4.5 Калибровка модели формирования стока наносов.....	111
4.6 Устойчивость расчетов стока наносов в условиях изменяющегося климата	119
4.6.1 Изменение климата в Арктике.....	119
4.6.2 Изменения гидрологических характеристик.....	123
4.6.3 Последствия изменений климатических и гидрологических характеристик на процессы формирования стока наносов	125
4.7 Вывод об устойчивости расчета стока наносов по модели формирования стока наносов	128
Глава 5. Условия формирования бассейновой составляющей стока наносов для рек криолитозоны	131
5.1 Влияние криолитозоны на модуль бассейновой составляющей стока наносов	131
5.2 Группировка водосборов по условиям формирования стока наносов	134
Глава 6. Особенности горизонтальных деформаций в условиях распространения многолетнемерзлых пород	144
6.1 Факторы, определяющие величину объема русловых деформаций для рек бассейна Оби, Енисея, Лены и Колымы на региональном уровне	145
6.2 Влияние мерзлоты на режим русловых деформаций в пределах крупных речных систем (на примере среднего и нижнего течения р. Лена)	154
6.3. Анализ влияния обнажений ледового комплекса на динамику русла и сток наносов (на примере урочища Дуванный Яр, нижнее течение р. Колыма)	162
Глава 7. Баланс наносов рек криолитозоны	168
7.1 Соотношение бассейновой и русловой составляющей стока наносов для рек криолитозоны различного размера	168
7.2 Формирование стока наносов крупнейших рек криолитозоны	170
Заключение	175
Приложения	175
Список использованной литературы	178

Введение

Актуальность темы исследования. Многолетнемерзлые породы занимают более 65% территории России, 11 млн км² [Национальный..., 2007]. Их наличие предопределяет специфику эрозионных и русловых процессов: мерзлые грунты характеризуются высокой льдистостью и низкой устойчивостью к внешним воздействиям при оттаивании [Шушерина и др., 1975]. В этих условиях водные потоки оказывают не только механическое, но и термическое разрушающее воздействие, что определяет особые механизмы формирования стока наносов [Попов, 1959; Воскресенский, 2001; Познанин, 2012]. Разрушение многолетнемерзлых пород приводит к высвобождению законсервированного в мерзлоте углерода и парниковых газов [Zimov et al., 1997], что, в свою очередь, влияет на климатическую систему. В текущих условиях наблюдается стремительная деградация мерзлоты: за последние десятилетия температура многолетнемерзлых пород в России повысилась на 1–2°C, а на Европейском Севере ее южная граница сместилась к северу до 80 км. Прогнозируется, что к 2050 году площадь распространения многолетнемерзлых пород в Северном полушарии сократится на 15–20%, а ее граница сместится на северо-восток на 150–200 км [Aalto et al., 2018; Obu et al., 2019; Брушков и др., 2024]. Увеличение глубины сезонного протаивания, рост продолжительности безморозного периода приводит к изменению динамики процессов формирования стока наносов [Zhang et al., 2021]. При этом характер влияния деградации многолетнемерзлых пород на режим эрозионных и русловых процессов и сток наносов рек криолитозоны изучен крайне слабо [Ielpi et al., 2023]. Помимо этого, на текущий момент исследования процессов формирования стока наносов в криолитозоне носят фрагментарный характер и сосредоточены на оценках геохимического материального стока [Gordeev, 2006], русловых процессах [Чалов, 1979] и величине речного стока наносов [Svitski, Kettner, 2011]. При этом комплексный, балансовый подход к изучению стока наносов в криолитозоне разработан недостаточно. Под балансовым подходом понимается количественная оценка всех компонентов системы – поступления, транспорта и аккумуляции наносов, что позволяет перейти от описания разрозненных процессов к созданию целостной прогнозной модели и оценкам влияния мерзлоты как фактора, контролирующего динамику и объем стока наносов в криолитозоне.

Степень разработанности темы исследования. Изучение процессов формирования и транспорта наносов, эрозионных и русловых процессов, как основных составляющих стока наносов для рек криолитозоны имеет глубокие исторические корни. Еще в конце XIX века в процессе освоения обширных северных территорий российскими учеными были начаты первые системные исследования многолетнемерзлых пород и связанных с ними экзогенных процессов. Импульсом к изучению эрозионных процессов криолитозоны стало

освоение нефтяных и газовых месторождений Западной Сибири. Тогда были созданы региональные научные обобщения, монографии, справочники, карты эрозионных процессов в пределах криолитозоны [Косов, 1959; Суходровский, 1979; Термоэрзия... 1982; Геокриологическая карта СССР..., 1996]. В исследованиях эрозионных процессов криолитозоны данного периода принято выделять следующие направления: теплофизическое, физико-механическое, гидрологическое, геолого-географическое [Унанян, 2011].

Суть теплофизического направления заключается в исследовании теплового воздействия водного потока на мерзлый грунт. Механизм термоэрзии принято рассматривать с позиций влияния состава, строения и свойств мерзлых грунтов на интенсивность протекания этого процесса при заданной кинетической энергии условных водных потоков. Большую роль в развитие данного направления исследования внесли труды А.И. Воейкова, Б.Н. Городкова, С.Г. Пархоменко, Н.Г. Бобова, Г.Ф. Грависа, Т.Н. Каплиной, С.П. Качурина, С.С. Коржуева, В.А. Кудрявцева, В.Л. Суходровского, Ф.Э. Арэ, А.Н. Толстова, С.В. Томирдиаро, Д.В. Малиновского, В.К. Данько, В.Н. Конищева, В.В. Рогова.

В физико-механическом направлении ученые уделяли особое внимание гранулометрическому и химикоминеральному составу подстилающих пород, криогенному строению мерзлой толщи, плотности, льдистости и другим параметрам мерзлого грунта, определяющим его размываемость. Важными трудами являются работы исследователей Д.Е. Ершова, Д.Г. Виленского, Т.Г. Жордания, Г.С. Золотарева, П.Е. Мирцхулавы. Их содержание зачастую включает описание и анализ лабораторных экспериментов по размытию мерзлых грунтов.

В гидрологическом направлении рассматриваются вопросы учета влияния гидравлических параметров стока на эрозионные и русловые процессы криолитозоны, а также особенности формирования стока наносов за счет бассейновой и русловой составляющей баланса наносов. Большой вклад в развитие данного направления внесли работы Н.И. Маккавеева, Р.С. Чалова, А.А. Зайцева, М.С. Кузнецова, Г.С. Золотарева, В.С. Круподерова, П.Е. Мирцхулавы, Н.Н. Бобровицкой, А.П. Дедкова, В.И. Мозжерина, Н.И. Тананаева.

В геолого-географическом направлении устанавливаются особенности закономерностей и количественных связей водно-эрзационного процесса со спецификой геологических, геоморфологических, климатических и почвенно-растительных условий. В работах данного направления представлены особенности развития эрозии в криолитозоне, приведены сведения об образующихся термоэрзационных формах рельефа, скоростях их образования и роста, указываются причины развития данного процесса. Данное

направление отражено в работах С.Г. Пархоменко, М.И. Сумгина, С.В., Калесника, С.С. Коржуева, С.П. Качурина, В.Л. Суходровского, Н.В. Романовского, Г.Ф. Грависа, Б.Ф. Косова, Г.С. Константиновой, Б.П. Любимова, В.Г. Чигира, Ф.Э. Арэ, К.С. Воскресенского, М.О. Лейбман, А.Ю. Сидорчука, В.Л. Познанина.

За рубежом особенности эрозионных и термических процессов в криолитозоне представлены в работах T. Zhang, E. Godin, D. Fortier, H. Toniolo, W.B. Bowden, S. Lamoureux; исследования русловых процессов отражены в работах E. Gautier, E.C. Geyman, J.C. Rowland, K.M. Scott, B.M. Jones, T.E. Osterkamp, Y. Shur, J.P. McNamara, D.L. Kane, S. Stettner, L.W. Gatto, K.B. Lininger, E. Wohl, J.T. Crawford, E.H. Stanley, L. Zheng, A.M. Cunliffe, F. Costard, L. Dupeyrat; особенности развития специфических для криолитозоны процессов криогенного оползания и термокарста описаны в работах J. Strauss, A. Morgenstern, I. Nitze, M. Fuchs, F. Günther, M. Kanevskiy, S.V. Kokelj, A.K. Liljedahl, J.L. Ramage, A.C. A. Rudy, A. Blais-Stevens, C.R. Burn, A.G. Lewkowicz, Y. Shur.

Таким образом, накоплен значительный опыт изучения формирования стока наносов в криолитозоне. Проведение исследований в этом направлении позволило выявить механизмы взаимодействия водных потоков с мерзлыми породами, зависимость размыва грунтов от их льдистости и криотекстуры, а также описать специфические формы рельефа, что заложило основу современных представлений о влиянии мерзлоты на формирование стока наносов. Однако единая концепция, определяющая роль криолитозоны в эрозионных процессах, не сформирована. Не разработаны комплексные классификации процессов и масштабные количественные оценки вклада каждого из них в баланс наносов. Существуют значительные противоречия между региональными оценками, свидетельствующими либо об интенсификации эрозии грунтов (в частности, разрушения берегов рек) в условиях распространения многолетнемерзлых пород, либо об их ослаблении. Существующие сведения о компонентах баланса наносов рек криолитозоны остаются фрагментарными.

Данная работа направлена на устранение этих пробелов путем разработки классификации процессов, количественной оценки вклада различных источников наносов и создания балансовой модели формирования стока, адаптированной для рек криолитозоны.

Целью настоящей работы является количественная оценка и выявление особенностей формирования стока наносов рек криолитозоны.

Задачи работы:

1. Типизировать основные процессы формирования стока наносов рек криолитозоны и ареалы их проявления.
2. Разработать методику региональных оценок, составляющих баланса наносов для бассейнов рек криолитозоны.

3. Численно оценить компоненты баланса наносов для бассейнов рек криолитозоны и определить роль бассейновой и русловой составляющей стока наносов.

4. Определить влияние многолетнемерзлых грунтов на процессы формирования стока наносов.

Объект и предмет исследования. Объектами исследования являются водосборы разного размера и пойменно-русловые комплексы в пределах бассейнов рек Обь, Енисей, Лена и Колыма, расположенные в зоне распространения многолетнемерзлых пород. Многолетняя мерзлота занимает значительную часть территории выбранных бассейнов: 45% для Оби, 68% для Енисея, 95% для Лены и 100% для Колымы [Obu et al., 2019] и определяет уникальные условия формирования стока наносов.

Предметом исследования являются процессы формирования стока наносов в бассейнах крупнейших рек криолитозоны России. Бассейновая составляющая была определена для водосборных пространств рек Обь, Енисей, Лена и Колыма (9,3 млн. км²), русловая составляющая – для 110 тыс. км русловой сети, т.е. для всех водотоков с среднегодовым расходом воды более 30 м³/с.

Материалы и методы исследования. В данной работе были проанализированы и использованы глобальные базы данных (далее по тексту – БД), посвященные мерзлотным характеристикам, такие как: БД ледовых комплексов [Strauss et al., 2021], БД обнажений пластовых льдов [Streletskaia et al., 2003], каталог термоэрэзионных цирков DARTS [Nitze et al., 2024b] и [Runge et al., 2022]. Для анализа рельефа применялись цифровые модели рельефа FABDEM [Hawker, Neal, 2021], ArcticDEM [Porter et al., 2023], GMTED2010 [Danielson, Gesch, 2011], а также глобальные БД гидрографической информации HydroBASINS [Linke et al., 2019], HYDROAtlas [Linke et al., 2019], GRWL [Allen, Pavelsky, 2018], GSWE [Pekel et al., 2016].

Для оценки факторов эрозионных процессов были использованы БД характеристик почв SOILGRIDS [Hengl et al., 2017] и FAO SOILS [FAO, 2006], карта подстилающего покрова ESA WorldCover [Zanaga et al., 2022], OpenStreetMap [OpenStreetMap contributors, 2015] и горных областей GMBA [Snethlage et al., 2022], карты эродирующего потенциала осадков и снега Г.А. Ларионова [Методические..., 1996]. Для расчета плоскостного смыва применялись программные комплексы WATEM-SEDEM [Notebaert et al., 2006] и Erosion [Методические..., 1996]. Для проверки и валидации расчётов учитывались данные о стоке наносов по 35 постам сети Росгидромета за период 1970–1990 гг. В работе также использовались данные, полученные при участии автора в ходе экспедиций, организованных кафедрой гидрологии суши Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, НИЛ Эрозии почв и русловых процессов, ИМЗ СО РАН им. Мельникова за 2019–2023 гг. в бассейнах рек Обь, Пур, Надым, Енисей, Лена и Колыма.

Анализ данных был проведен с применением различных методов статистического анализа при использовании программных комплексов ArcGIS Pro, QGIS Desktop 3.34.3, SAGA GIS 9.3.1 и RStudio 2023.12.1. Полученные оценки компонент баланса наносов представляют собой среднегодовые и среднемноголетние значения на период начала XXI века в эпоху изменения климата.

Научная новизна исследования состоит в следующем:

1. Для проведения количественных оценок компонент баланса наносов и определения степени влияния мерзлоты на процессы формирования стока наносов для рек криолитозоны была предложена их новая классификация, основанная на балансовом подходе, учитывающая условия и области проявления и существенно дополняющая предложенные ранее классификационные схемы.
2. Разработана методика расчета стока наносов для рек криолитозоны и осуществлена ее реализация в виде авторской балансовой модели, основанной на использовании материалов дистанционного зондирования и глобальных баз данных, выполнена апробация модели к разным пространственным уровням рассматриваемых территорий, проведена калибровка и валидация модели по данным сетевых наблюдений за стоком взвешенных наносов.
3. Впервые с использованием балансовой модели выполнены оценки бассейновой и русловой составляющих баланса наносов рек бассейнов Оби, Енисея, Лена и Колымы и предложены принципиально новые подходы к районированию территории криолитозоны по модулю бассейновой составляющей стока наносов и условиям формирования стока наносов.
4. На новом информационном уровне (для более чем на 110 тыс. км речной сети) выполнены определения горизонтальных деформаций русел рек со среднегодовыми расходами воды более $30 \text{ м}^3/\text{с}$, что позволило впервые на столь обширном материале получить сравнительные оценки размыва берегов и массы наносов, поступающих в результате русловой эрозии, в криолитозоне и за ее пределами. Таким образом, впервые дана статистически обоснованная оценка влияния многолетнемерзлых пород на темпы размыва берегов.

Научная и практическая значимость результатов. В диссертации предложена классификация процессов формирования стока наносов для рек криолитозоны, основанная на балансовом подходе. Разработанная методика численных оценок стока наносов с помощью сочетания данных дистанционного зондирования, глобальных геоинформационных баз данных, существующих моделей и авторских расчетных алгоритмов, вносит вклад в развитие представлений о процессах формирования стока наносов, а также уточняет роль мерзлотных факторов в формировании стока наносов для рек криолитозоны.

Защищаемые положения:

1. Балансовая модель, основанная на глобальных геоинформационных базах данных, позволяет оценить основные процессы формирования стока наносов рек в масштабах крупных речных бассейнов криолитозоны.
2. Многолетнемерзлые грунты определяют региональные особенности формирования бассейновой составляющей стока наносов, до 5 раз увеличивая ее модуль по сравнению с реками, протекающими за пределами криолитозоны.
3. В криолитозоне интенсивность горизонтальных деформаций возрастает в среднем на 40–55%, степень этого увеличения отличается на реках разного размера.
4. Доля русловой составляющей в стоке наносов возрастает на реках, протекающих в условиях сплошного большего распространения многолетней мерзлоты, увеличиваясь на север и северо-восток.

Личный вклад автора заключается в участии в натурных исследованиях процессов формирования стока на следующих объектах: нижние течения р. Обь (г. Салехард) и р. Енисей (г. Игарка) в 2019 г., р. Лена (г. Якутск – пер. Сахам) в 2020 г., верховья р. Колымы, в т.ч. водосбор руч. Контактовый (Магаданская область) в 2021 г., реки бассейна оз. Байкал в 2022 г., малые реки п-ова Ямал (по маршруту трассы Салехард – Новый Уренгой) в 2023 г.; в создании программного комплекса на языке R для оценки стока наносов и процессов, его формирующих; в апробации и калибровки модели; в подготовке исходных материалов в ГИС ArcGIS Pro, QGIS Desktop 3.34.3 и исходных данных, карт факторов формирования стока наносов на территории водосборов рек Обь, Енисей, Лена, Колыма, включая определение площадей размывов рек на 110 000 км и создание базы данных водосборов водохранилищ по материалам OpenStreetMap; в расчетах компонент баланса наносов с помощью авторского программного комплекса для 3886 малых водосборов бассейнов рек Обь, Енисей, Лена, Колыма.

Публикации. Результаты работы отражены в 6 публикациях, в том числе в 4 статьях в рецензируемых журналах, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ.016.2 по специальности 1.6.16. Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия (по географическим наукам).

Результаты работы использованы в научном отчете по проекту РНФ «Интегральная оценка баланса наносов речной системы р. Лены» № 21-17-00181 и НИР «Потоки потенциально токсичных элементов и соединений в речных бассейнах: технологии изучения, количественная оценка и прогноз» № 075-15-2024-614.

Апробация результатов. Результаты работы доложены на 10 научных конференциях, в том числе на: «37 пленарном межвузовском координационном совещании по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов» (Рязань, 2022); «XIX Большом

географическом фестивале» (Санкт-Петербург, 2023); «28th IUGG General Assembly» (Берлин, 2023); Международной научно-практической конференции, посвященной 90-летию образования кафедры почвоведения и ГИС БГУ и 85-летию со дня рождения профессора В.С. Аношко «Почвенные и земельные ресурсы: традиционные и инновационные подходы к изучению и управлению» (Минск, 2023); конференции «Тридцать восьмое пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов» (Пермь, 2023); «Пятых Виноградовских чтениях «Гидрология в эпоху перемен»» (Санкт-Петербург, 2023); XII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование – MARESEDU 2023» (Москва, 2023); конференции «WASWAC 4th International Youth Forum on Soil and Water Conservation (IYFWC IV)» (Шенъян, Китай, 2024); XV молодёжной научной конференции «Меридиан»: географические исследования в контексте глобальных изменений, (Пущино, 2024); научной гидрологической конференции молодых ученых, посвященной 80-летнему юбилею кафедры гидрологии суши МГУ имени М.В. Ломоносова (Москва, 2024); а также на научных семинарах НИЛ эрозии почв и русловых процессов и кафедры криолитологии и гляциологии МГУ имени М.В. Ломоносова.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, 7 глав, заключения и списка литературы. Общий объем работы составляет 202 стр., текст изложен на 176 странице, включая 62 рисунка, 23 таблицы и 1 приложение. Список литературы состоит из 310 наименований, в том числе 182 на иностранных языках.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность проф., д.г.н. С.Р. Чалову за руководство диссертационной работой; к.г.н. Д.В. Магрицкому, д.г.н. чл.-корр. РАН Н.Л. Фроловой, д.г.н. В.Н. Голосову за конструктивные рекомендации и содействие в работе, а также внимание и поддержку. Особая благодарность адресуется к.г.н. А.М. Тарбеевой, к.г.н. С.Н. Харченко, к.г.н. А.И. Кизякову, к.г.н. В.В. Суркову, к.г.н. А.С. Цыпленкову, д.г.-м.н. А.В Савенко за важные рекомендации в процессе подготовки работы, а также О.М. Макарьевой за предоставленные данные и содействие в их анализе. Благодарность за помошь и поддержку в работе также хотелось бы выразить д.г.н., проф. Р.С. Чалову, Д.И. Школьному, к.г.н. И.А. Голубеву, к.г.н. Н.И. Тананаеву, д.г.н. А.Ю. Сидорчуку, а также сотрудникам, аспирантам, студентам и выпускникам географического факультета МГУ, Института наук о Земле СПбГУ и всем участникам полевых исследований за вклад в работу и плодотворное сотрудничество. Автор признателен своей семье за поддержку и внимание.

Глава 1. Физико-географические, климатические и гидрологические особенности водосборов рек в зоне залегания многолетнемерзлых пород

1.1. Строение многолетнемерзлых пород

Мерзлота – физическое состояние горных пород с отрицательной температурой, в которой вся содержащаяся вода превращена в лед [Геокриолитологический словарь, 2003]. По длительности нахождения горных пород в мерзлом состоянии выделяют кратковременномёрзлые (мерзлое состояние грунтов наблюдается от первых часов до первых суток), сезонномёрзлые (мерзлое состояние грунтов наблюдается от первых суток до нескольких месяцев) и многолетнемерзлые породы (далее ММП) (мерзлое состояние грунта фиксируется непрерывно от двух лет и более) [Большая ..., 2008].

Основной характеристикой многолетнемерзлых пород в контексте эрозионных процессов, как характеристики размываемости грунтов, является параметр льдистости. Под льдистостью подразумевается показатель, характеризующий долю общего содержания подземного льда в мерзлой породе. В зависимости от величины льдистости породы подразделяются на высокольдистые (лед занимает более половины от общего объема породы), льдистые (содержание льда 25 – 50%) и слабольдистые (содержание льда менее 20%). Льдистость отложений в контексте эрозионных процессов важна в том аспекте, что после оттаивания высокольдистые породы переходят в текущее и текучепластичное состояние, а слабольдистые породы после оттаивания приобретают вязкопластичную или полутвердую консистенцию [Бойцов, 2011].

Немаловажным для развития эрозионных процессов в криолитозоне является криогенная текстура мерзлых пород. *Криогенная текстура* (криотекстура) – это расположение, форма и величина ледяных включений в мерзлом грунте [ГОСТ 23253 78]. Выделяют три основных типа криотекстур: массивная, шлировая (слоистая) и сетчатая. Массивная криотекстура наблюдается в основном в зернистых осадочных породах, характеризующихся отсутствием слоистости. Шлировая и сетчатая текстуры формируются за счет небольших по мощности прослоек (шлиров) льда, которые обособлены от самой породы. Грунты, имеющие массивную криотекстуру, обычно являются менее льдистыми, по сравнению с грунтами, имеющими шлировую и сетчатую криотекстуру, из-за чего данные грунты менее устойчивы к механическому и термическому разрушению. В то же время шлировая и, в еще большей мере, сетчатая криотекстура создает устойчивый каркас,

что приводит к тому, что грунты, имеющие подобную криотекстуру, более устойчивы к разрушению.

Верхний слой многолетнемерзлых пород ежегодно подвергается оттаиванию летом, его принято называть *деятельным, или слоем сезонного оттаивания*. Если между нижней границей сезонно промерзшего слоя грунта и верхней границей многолетнемерзлых пород в течение зимы сохраняются талые породы, то верхний промерзший слой называется *слоем сезонного промерзания* [Руководство..., 1980]. Глубина протаивания – крайне вариативная величина, которая зависит от свойств слагающих пород и подстилающего покрова. Для центральной Якутии глубина летнего оттаивания минимальна для торфяников, под моховым покровом (0,2-0,3 м) суглинистые почвы имеют большую глубину протаивания (0,9-2,1 м), для супесей – 1,3-2,5 м, а на песках глубина оттаивания достигает 4,5 м, в отдельных случаях аллювиальные формы мерзлоты, имеющие незначительную глубину залегания, могут полностью оттаивать [Анисимова, 1971]. Наличие растительности при прочих равных условиях уменьшает глубину промерзания и оттаивания, играя теплоизолирующую роль для мерзлоты. В том числе растительность способствует задержанию снежного покрова на поверхности, что также приводит к уменьшению глубины промерзания, поэтому при нарушении естественного растительного покрова, например, в случае пожара, увеличение глубины сезонного слоя протаивания достигает первых метров. В процессе сукцессии глубина сезонного протаивания / промерзания постепенно восстанавливается до значений, существовавших до пожара [Васильев, 2012].

Ниже слоя сезонного протаивания залегает переходный слой. *Переходным слоем* называют слой грунта, который в отдельные годы становится частью слоя сезонного оттаивания, оставаясь в остальное время в многолетнемерзлом состоянии [Шур, 1988]. Этот слой имеет исключительное значение для ряда процессов, происходящих в верхних слоях мёрзлой толщи, в том числе для процесса почвообразования и эрозии [Лупачев, Губин, 2008] [Hinzman et al., 1991], вместе с сезонно-талым слоем он образует некоторую буферную систему, определяющую достаточно широкие температурные условия существования мёрзлых пород, препятствуя излишнему протаиванию, и, следовательно, предохраняя мерзлоту от интенсификации экзогенных процессов [Конищев, 2011]. Это связано с тем, что прочность на разрыв пород в мерзлом состоянии превышает прочность пород в талом состоянии на 4 порядка [Gatto, 2000], поэтому глубина слоя сезонного оттаивания и температура грунта имеют ключевое значение для эрозионных процессов в зоне залегания многолетнемерзлых пород. Кроме того, даже единоразовое оттаивание многолетней мерзлоты приводит к резкому снижению прочностных характеристик грунтов,

поэтому заглубление сезонного слоя оттаивания является предпосылкой к развитию эрозионных процессов и термокарста [Воскресенский, 2001].

Промежуточный слой расположен между глубиной минимального сезонного оттаивания и нижней границей переходного слоя, определяет многовековые колебания процессов миграции влаги и оттаивания в мерзлой толще. Его толщина, обыкновенно, составляет 1-1,5 м, также данный слой обычно выделяется повышенной относительно вышележащих пород льдистостью [Шур, 1988]. Изменение его толщины и глубины отражает направленные изменения глобальных климатических или локальных условий оттаивания. В том числе изменение промежуточного слоя отражает смену растительных сообществ, типа землепользования, а также процесс почвообразования и изменения топографических отметок.

В зависимости от того, в каком виде лед присутствует в породе выделяют следующие группы:

Конституционный лед – является основным элементом, формирующим текстуру мерзлых пород. Этот тип льда может находиться в порах и быть невидимым для невооруженного глаза, а также может залегать в виде включений, прослоек, линз, шлиров льда [Бойцов, 2011].

Инъекционный лед образуется в результате замерзания подземных вод, внедренных в породу под давлением. Данный тип льда встречается в виде интрузий (гидролакколиты) и пластов, залегающих близко к поверхности [Бойцов, 2011].

Полигонально-жильный лед образуется в результате многократного заполнения водой или снегом морозобойных трещин при отрицательных температурах. Он имеет клиновидную или столбчатую форму в поперечном разрезе, а вместе образует трехмерную сетку жил [Шумской, 1955]. Размеры жил по вертикали могут составлять от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров, в плане – до 3-5 м и более [Бойцов, 2011].

1.2. Криолитозона Земли и России

Криолитозона (греч. «κριος» – холод, «λιθος» – камень, порода) – верхняя часть земной коры с отрицательной температурой почв, отложений, горных пород, с наличием или возможностью существования подземных льдов [Большая..., 2008]. По данным моделирования общая площадь, занятая многолетней мерзлотой, оценивается в $18 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ [Steinert et al., 2024] или 11% площади всей суши. Многолетняя мерзлота охватывает обширные территории севера материков Северной Америки и Евразии, Антарктиды, а также высокогорные районы, в т.ч. Тибет, шельфовые пространства Северного-Ледовитого

океана. Мощность мерзлой толщи колеблется в диапазоне от первых метров до глубин 1,5 км и более [Dobinski, 2011].

История картографирования криолитозоны на территории России, изложенная в труде [Ершов, 2002], представляет собой процесс последовательного накопления и систематизации данных, что нашло отражение в создании карт с возрастающей степенью детализации и информативности. Начальный этап, охватывающий период с конца XIX в. до 40-х гг. XX в., характеризовался разработкой первых схематических карт (А.Ф. Миддендорф, Г. Вильд, М.И. Сумгин и др.), на которых отображались одна-две ключевые мерзлотные характеристики, что позволило сформировать базовые представления о зональном распространении многолетнемерзлых пород. В 1950-е годы, по мере накопления новых сведений, был совершен качественный переход к созданию более подробных обзорных мерзлотных карт в масштабах от 1:40 000 000 до 1:20 000 000, авторами которых выступили В.А. Кудрявцев, И.Я. Баранов, П.И. Мельников и другие исследователи. Значительным достижением 1960-х годов стала первая комплексная «Геокриологическая карта СССР» масштаба 1:10 000 000, составленная И.Я. Барановым, в которой были синтезированы данные о распространении, мощности, составе, среднегодовых температурах сезонно- и многолетнемерзлых пород. Период 1970–1980-х годов ознаменовался переходом к крупномасштабному инженерно-геологическому картографированию, примерами которого служат комплекты карт для Западно-Сибирской плиты под редакцией Е.М. Сергеева (1976 г., м-б 1:1 500 000) и В.Т. Трофимова (1986 г., м-б 1:1 000 000), а также разработка многочисленных региональных карт для Южной Якутии, Забайкалья и Сибири. Венцом этого этапа научной деятельности стала фундаментальная «Геокриологическая карта СССР» масштаба 1:2 500 000, работа над которой была завершена на кафедре геокриологии геологического факультета МГУ к 1985 г. и которая была опубликована в 1997 г. под редакцией Э.Д. Ершова, аккумулировав наиболее полный на тот момент объем знаний о криолитозоне

Следующим этапом стало создание в 1990-е годы «Международной карты распространения вечной мерзлоты» (International Permafrost Association Map) под руководством Дж. Брауна масштабом 1:10 000 000 [Brown et al., 1997]. Эта карта, синтезировавшая национальные картографические материалы стран Северного полушария, в том числе и упомянутую «Геокриологическую карту СССР», долгое время являлась основным обзорным источником и общепринятым стандартом для глобальных оценок. Однако её недостатками, унаследованными от источников, были невысокое пространственное разрешение, неполная согласованность легенд для разных регионов и статичный характер, не отражающий современных климатических изменений.

Качественный скачок в картографировании криолитозоны произошел в XXI веке с развитием геоинформационных систем, методов дистанционного зондирования и численного моделирования. Это позволило перейти от статических карт к динамическим модельным оценкам, учитывающим такие ключевые параметры, как температура поверхности и снежный покров. Ключевым критерием выделения многолетнемерзлых пород здесь является сохранение отрицательной температуры грунта (MAGT) на протяжении двух лет и более. Одной из первых успешных попыток такого рода стала глобальная карта С. Грубера [Gruber, 2012], построенная с использованием полуэмпирической схемы и цифровых данных о климате с пространственным разрешением около 1 км. Итогом этого направления на сегодняшний день является карта северного полушария, построенная международным коллективом авторов под руководством Я. Обу [Obu et al., 2019] на основе модели ТТОР (Рисунок 1.1). Данная карта, имеющая разрешение 1 км² и охватывающая период 2000–2016 гг., представляет собой не статичный контур, а комплексный продукт, включающий растр средних годовых температур на кровле вечной мерзлоты и вероятности её распространения. Точность моделирования температуры составляет ± 2 °С при валидации по данным сети скважинных наблюдений GTN-P.

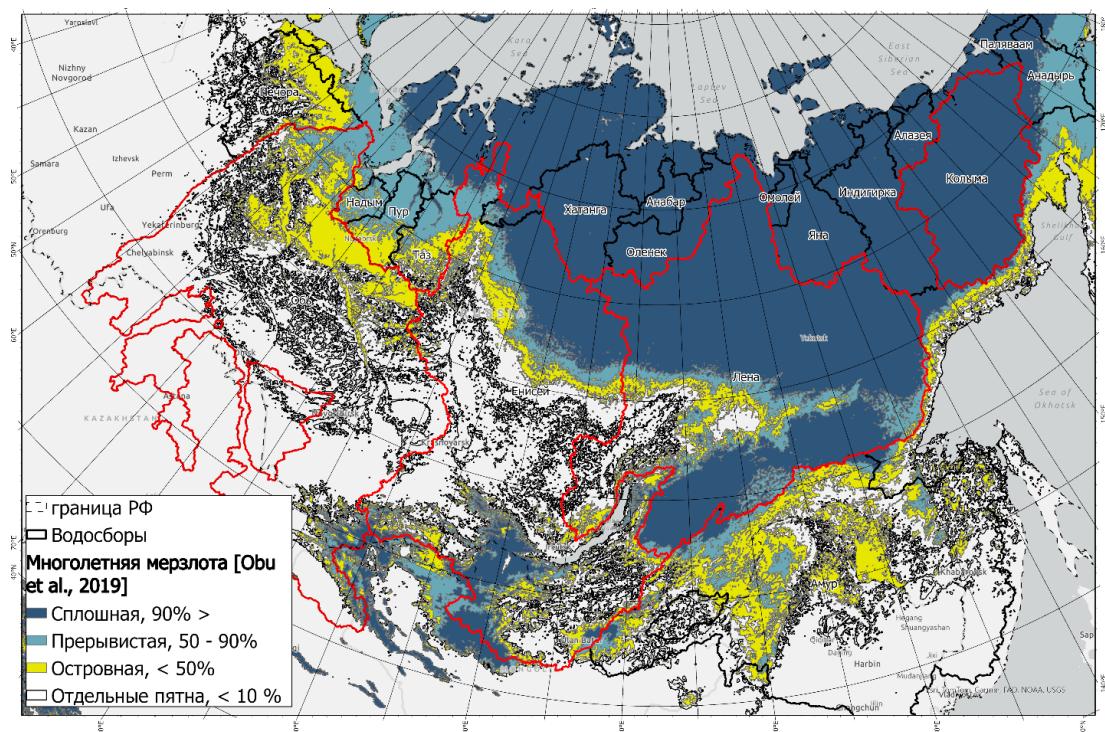


Рисунок 1.1. Распространение многолетнемерзлых пород по данным [Obu et al., 2019]

Прим. Красным контуром обозначены водосборы рр. Обь, Енисей, Лена, Колыма

Распространение многолетнемерзлых пород в природных условиях в пространстве характеризуется неоднородностью, обусловленной литологическими особенностями

субстрата, особенностями строения рельефа и характером растительного покрова. Выделяют три типа распространения многолетнемерзлых пород: сплошное (при распространении ММП выше 90% площади), прерывистое (50-90%) и островное (10 - 50%), в случае распространения ММП для менее 10% исследуемой территории, говорят о залегании мерзлоты в виде отдельных пятен [Obu et al., 2019]. В рамках данного исследования граница криолитозоны интерпретируется как граница залегания ММП в виде отдельных пятен [Васильчук, 2013; Obu et al., 2019]. По данным карты льдистости отложений [Brown et al., 2001], составленной для территории России по материалам советских геокриологических карт, в первую очередь обзорным картам масштаба 1:2 500 000 под редакцией В.А. Кудрявцева, К.А. Кондратьевой и А.Г. Гаврилова (1978 г.), а также карты И.Я. Баранова (1:10 000 000) и региональным картам, такие как карта Западно-Сибирской равнины под редакцией В.В. Баулина (1982 г.) (Рисунок 1.2)

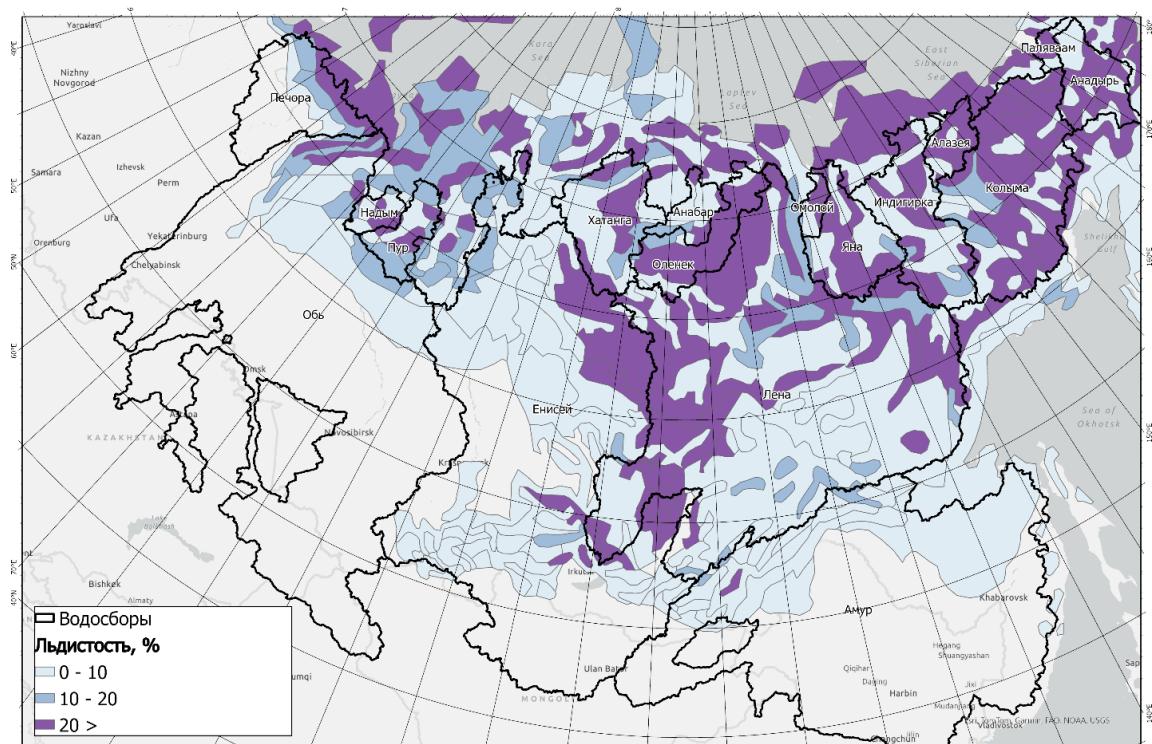


Рисунок 1.2. Льдистость отложений по данным [Brown et al., 2001].

Льдистость почвы для территории криолитозоны России увеличивается с запада на восток и с юга на север. Наличие горных массивов и особенностей геологического строения создают более сложный рисунок распределения данного показателя. Для равнинных территорий бассейна Оби, расположенных между 60-й и 80-й параллелью, равнинной части бассейна Енисея от 40 до 80 параллели, южной части и центральной части бассейна Лена, южнее 70-й параллели, преобладающее значение льдистости располагается в диапазоне от 0 до 10 %. Севернее вышеназванных параллелей для данных бассейнов преобладают

области со значением льдистости в диапазоне 10 – 20 %. Для горных областей данных бассейнов, расположенных за полярным кругом, а также региона Саянской горной системы, и Среднесибирского плоскогорья значения льдистости превышают 20%. К востоку от 120 градуса восточной долготы, в горных районах Дальнего Востока почти повсеместно значения льдистости превышают 20%, за исключением Индигирской низменности, побережья Охотского моря, п-ова Камчатка, где значения льдистости также не превышают 10% (Рисунок 1.2).

Важнейшую роль в развитии процессов формирования стока наносов в криолитозоне играют ледовые комплексы. Под *ледовым комплексом* в данной работе будут подразумеваться лёссовидные сингенетические мерзлые породы плейстоценового возраста большой мощности [Щукин, 1980]. Для них свойственны высокая льдистость отложений (до 70%, реже 90%) и наиболее крупные (высотой до 60-80 м) сингенетические ледяные жилы [Геокриолитологический,...2003]. Ледовые комплексы имеют высокое распространение для низменностей северо-восточной Евразии в бассейнах рек Лены, Колымы, Яны, Индигирки, а также частично для бассейна рек Енисея и Оби (Рисунок 1.3).

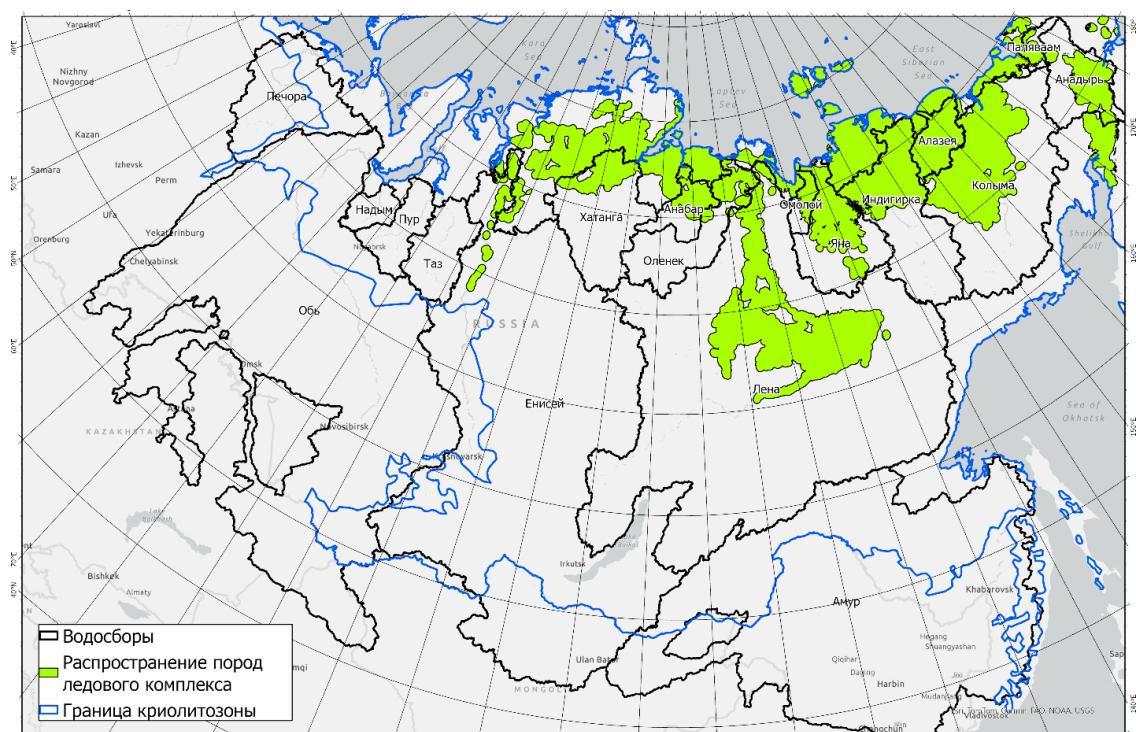


Рисунок 1.3. Распространение отложений ледового комплекса по материалам [Strauss et al., 2021].

Спецификой отложений ледового комплекса является высокое содержание слаборазложившегося органического вещества, которое в случае увеличения деятельного слоя и деградации мерзлоты будет вовлечено в современные биологические и

климатические процессы [Heslop et al., 2019]. Диагностирование отложений ледового комплекса возможно при помощи космических снимков, т.к. к распределению пород этого типа приурочены специфические ландшафты, *едомы* [Конищев, 2011]. В данной работе под термином *едома* будут подразумеваться ландшафты, занимающие водораздельные останцовые поверхности и сложенные поздненеоплейстоценовыми отложениями ледового комплекса [Zhang et al., 2022].

Еще одним типом отложений, имеющих высокую льдистость, выступают пластовые льды. *Пластовые льды* – полигенетические скопления льда линзовидной формы, мощностью от нескольких метров до 30-50 м и протяженностью до нескольких десятков километров [Данилов, 1990]. Скопления пластовых льдов зачастую состоят из практически прозрачного льда совершенно лишенного вкраплений грунта [Бойцов, 2011]. Характеристикам и свойствам выходов пластовых льдов посвящено множество исследований. Так, на основании литературного обзора и собственных экспедиционных исследований авторами статьи [Streletskaia, Ukraintseva, Drozdov, 2003] была составлена база данных «Пластовые льды», которая содержит каталог обнажений пластовых льдов, описанных в литературе. Пластовые льды встречаются к северу от 53° широты в горах и к северу от 66° широты на равнинах. Их наибольшее распространение связано с низменностями, где в плейстоцене произошло несколько морских трансгрессий (предгорья Западного Урала, Ямал, Гыданский и Югорский полуострова, устье реки Енисей, прибрежные районы полуострова Чукотка (Рисунок 1.4).

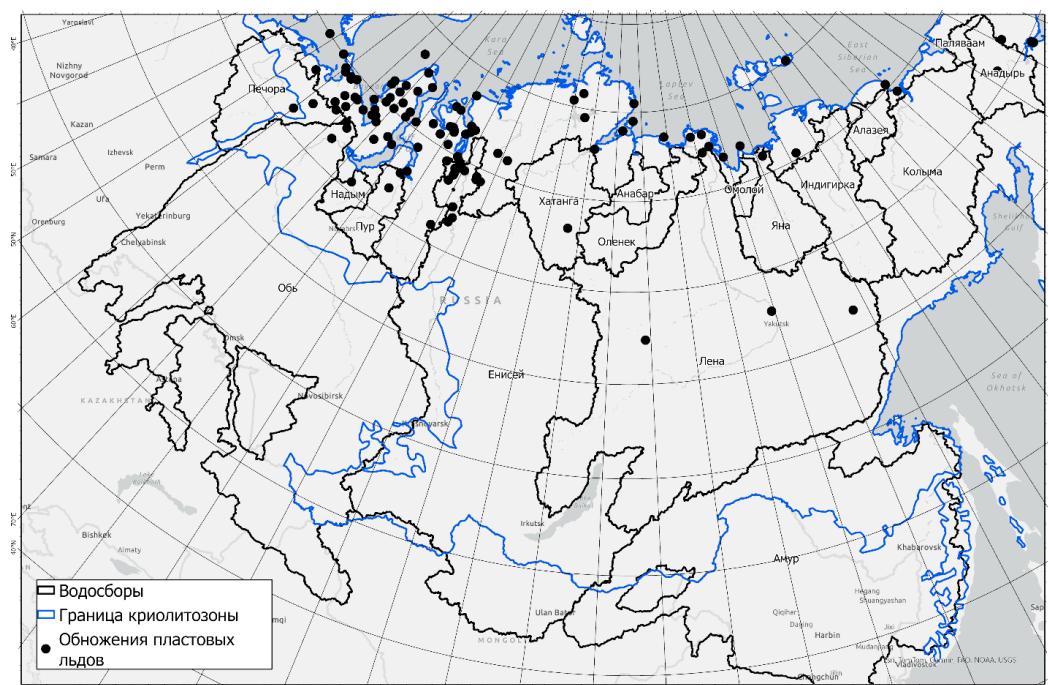


Рисунок 1.4. Обнажения пластовых льдов по материалам [Streletskaya, Ukraintseva, Drozdov, 2003].

К выходам пластовых льдов и пород ледового комплекса часто приурочена интенсификация эрозионных процессов [Чистяков, 1964; Rudy et al., 2017]. При определённых условиях наличие данных типов отложений способствует процессам криогенного оползания, которые проявляются в виде движения переувлажнённых оттаявших грунтов слоя сезонного оттаивания по кровле ледяной залежи с формированием особых форм рельефа – термоэрэзионных цирков [Лейбман, Кизяков, 2007]. За счёт быстрого протаивания грунта скорости отступания задней стенки термоцирков на начальном этапе формирования достигают 20-30 м/год. Например, для термоцирка около с. Лаврентия (Чукотка) скорость отступания задней стенки термоцирка составляла 13 м/год [Маслаков, Кузякин, Комова, 2021].

Распространение криогенных оползней отраженное в БД DARTS [Runge, Nitze, Grosse, 2022a] для территории Восточной Сибири и Дальнего Востока, севернее 60° с.ш. (Рисунок 1.5) в первую очередь связано с равнинными областями в северной части бассейнов рек Таза, Енисея, Лены, Колымы, Индигирки. На этих участках количество термоэрэзионных цирков превышает 160-510 шт. на 100 км², в отдельных случаях, как например среднее течение рр. Лена и Алдан, значения достигают 810 шт. на 100 км². На остальной части территории, охваченной БД, за пределами ледовых комплексов, количество термоэрэзионных цирков не превышает 41 на 100 км². DARTS не охватывает территории бассейнов рек Оби, Пуры, Надыма и Печоры.

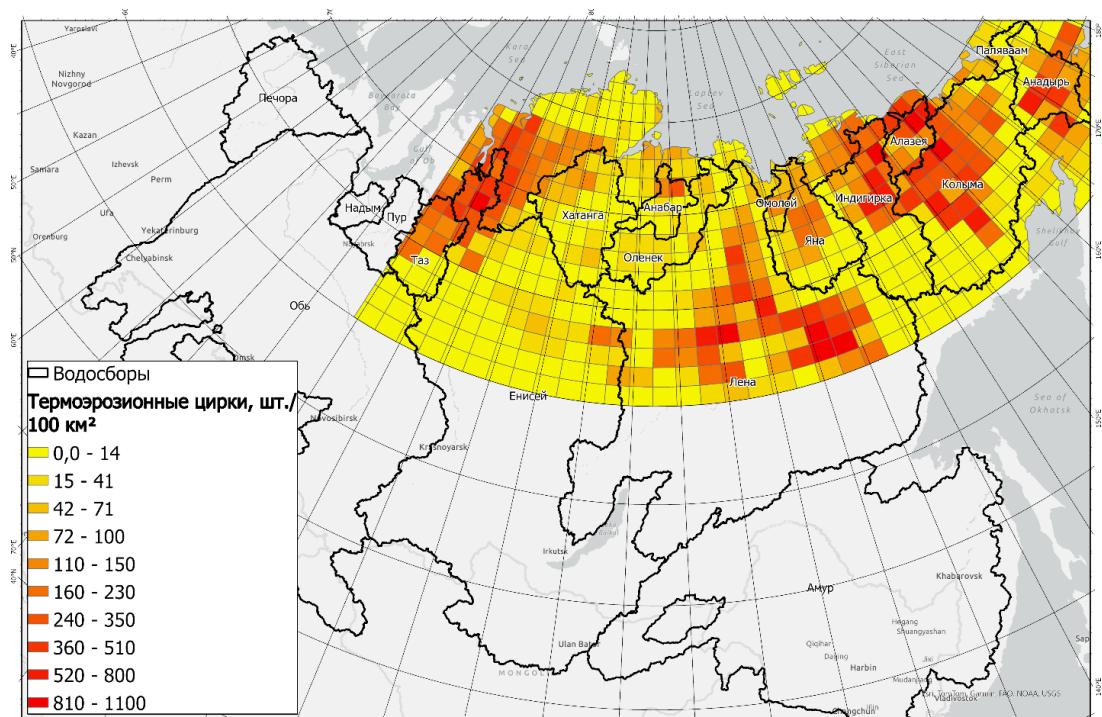


Рисунок 1.5. Распространение криогенных оползней по территории Восточной Сибири и Дальнего Востока по материалам [Runge, Nitze, Grosse, 2022a].

Таблица 1.1 Характеристики бассейнов, находящихся в зоне многолетней мерзлоты

Река	Площадь водосбора, км ²	Ср. годовой объем стока, км ³	Криолитозона, %*	Сплошное распространение ММП, %**	Распространение пород ледового комплекса, %***	Средняя льдистость, %****	Упоминаний в литературе обнаруженных пластовых льдов*	Термоэрэзационные цирки*****
Алазея	64 700	10	100	100	100	13	0	2605
Амур	2 491 000	315	56	2	0	5	0	0
Анабар	86 000	14	100	100	55	9	0	509
Анадырь	179 000	84	100	43	46	11	1	2200
Енисей	2 883 000	583	68	16	2	8	66	4874
Индигирка	354 000	51	100	100	45	14	0	4489
Колыма	685 000	103	100	100	43	14	0	8503
Лена	2 643 000	527	95	70	19	10	6	13224
Надым	57 000	14	100	0	0	12	1	0
Обь	3 066 000	400	45	0	0	9	7	0
Оленек	213 000	35	100	100	27	11	0	375
Омолой	38 900	1	100	100	66	13	0	211
Палываам	12 900	3	100	100	62	7	0	39
Печора	327 000	147	72	0	0	13	5	0
Пур	117 000	28	100	0	0	14	3	5
Таз	159 000	34	98	0	0	12	3	1102
Хатанга	300 000	176	100	100	23	11	1	766
Яна	241 000	34	100	100	52	14	1	1127

Прим. * - по данным [Obu et al., 2019], ** - по данным [Obu et al., 2019], *** - по данным [Strauss et al., 2021], **** - по данным [Brown et al., 2001], ***** - по данным [Streletskaia, Ukrainseva, Drozdov, 2003], ***** - по данным [Runge, Nitze, Grosse, 2022a].

1.3. Физико-географические особенности водосборов рек криолитозоны России

Территория крупнейших бассейнов криолитозоны имеет как горную, так и равнинную часть (Рисунок 1.6). Горные территории представляют собой обширные участки земной поверхности, характеризующиеся складчатой структурой и приподнятым положением относительно уровня океана и прилегающих равнин. Эти области отличаются значительными перепадами высот, где разница между вершинами хребтов и днищами

долин может достигать нескольких сотен и даже тысяч метров. Подобный рельеф формируется преимущественно в результате тектонических процессов, образования складок и последующего подъема всей складчатой зоны, что также ведет к интенсивной эрозии и расчленению поднятых участков [Щукин, 1964].

Для территорий к западу от Верхоянского хребта характерно преобладание низменностей и пологоволнистых равнин, наиболее крупными из которых являются Западно-Сибирская, Северо-Сибирская и Центрально-Якутская низменности. Абсолютные отметки равнинных территорий колеблются в пределах 100-200 м. Низменности севера России отличаются однообразием морфологии современного рельефа и сложены с поверхности рыхлыми плейстоценовыми отложениями различного генезиса с мощностью до 100-200 м, вблизи горных сооружений мощность рыхлых отложений сокращается до одного-двух десятков метров, но в целом отмечается увеличение мощности рыхлых отложений в сторону побережья Северного-Ледовитого океана. Долины рек здесь широкие, сложены песчаными аллювиальными отложениями, коренные склоны местами выражены нечетко [Суходровский, 1979], что определяет свободные условия руслоформирования [Чалов, Евстигнеев, Зайцев, 1994]. Широкое распространение имеют термокарстовые озёра. В среднем, для равнинных территорий мощность мерзлоты достигает 300-400 м, в зависимости от состава и генезиса отложений, а также климатических характеристик глубина залегания многолетнемерзлых пород может достигать значительно больших значений в 600 м и более. Глубина залегания мерзлоты от поверхности составляет от 0,5 м до нескольких десятков метров [Евсеева, Квасникова, Каширо, 2018].

В западном секторе криолитозоны России также встречаются горные массивы. Так, среди возвышенностей можно выделить Среднесибирское плоскогорье, для которого характерен рельеф, связанный с формированием останцовых гор. Для них свойственны развитые поверхности выветривания и глубокое эрозионное расчленение по базальтовым породам пермского и триасового возраста. Наибольшие высоты, от 1200 до 1700 м, приурочены к горам Пutorана. Данные территории относятся к правобережью Енисея и его притоков Подкаменная Тунгуска, Хантайка и прочее. Горы Полярного Урала (высоты до 1500 м) и Бырранга с высотными отметками до 1100 м связаны с герцинской складчатостью и имеют значительную эрозионную расчлененность, глубокие широкие долины, что в том числе связано с деятельностью ледников. Вдоль побережья моря Лаптевых протянулись хребты Чекановского и Прончищева высотой до 350-500 м [Воскресенский, 1968]. Минуя хребет Чекановского р. Лена в нижнем течении сменяет широкопойменное на врезанное русло. В целом, речные долины на этих территориях сравнительно узкие, ограниченные высокими скальными коренными склонами, аллювиальные отложения данных рек –

галечно-валунные, преобладают ограниченные условия руслоформирования [Чалов, Евстигнеев, Зайцев, 1994].

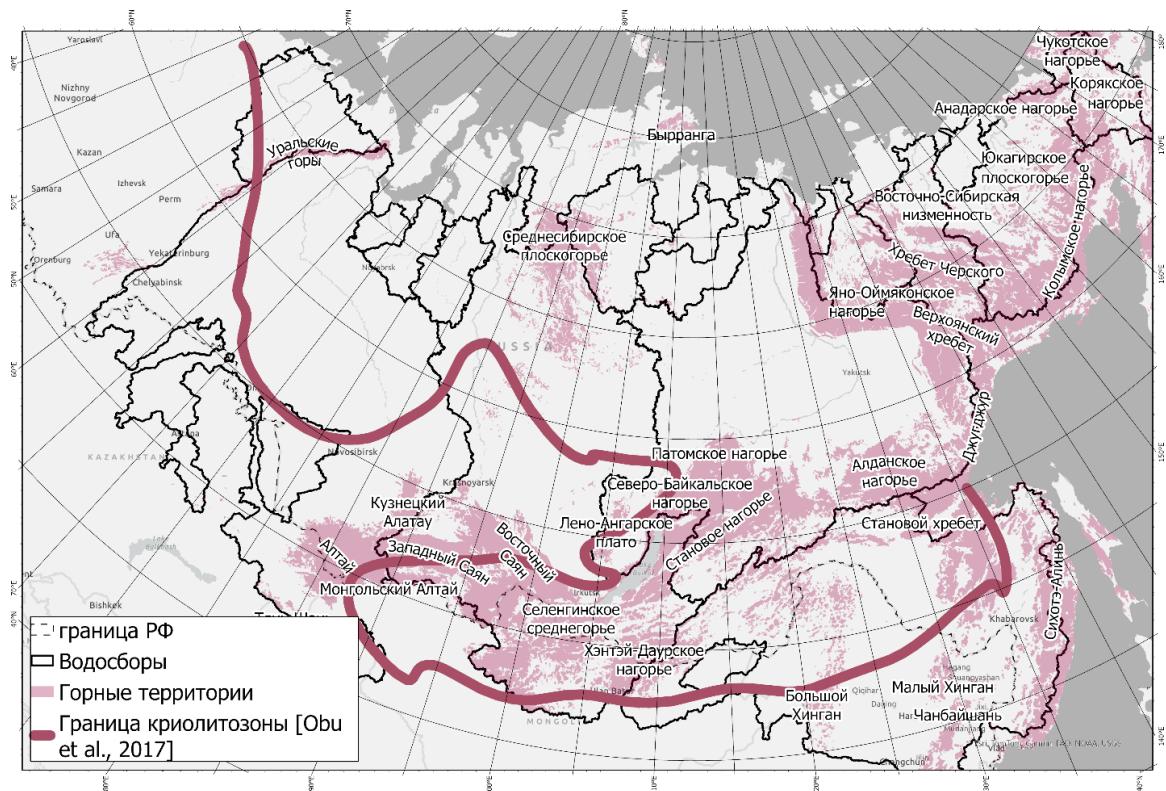


Рисунок 1.6. Горные территории водосборов криолитозоны по данным БД ГМВА [Snethlage et al., 2022].

Восточный сектор криолитозоны характеризуется высокой пестротой геологических условий и доминированием складчатостей. В западной части восточного сектора расположена обширная Верхояно-Колымская горная страна мезозойской складчатой области, западной границей которой выступает Верхоянский хребет, обширная горная цепь, состоящая из множества хребтов, массивов и разделяющих их впадин. Хребет образует широкую, выпуклую на юго-запад дугу, протяженностью в 1200 км и шириной от 100 до 250 км, высота отдельных вершин достигает до 2000 м. Верхоянский хребет дренируют правые притоки нижней Лены и Алдана. К востоку от Верхоянского хребта расположены ориентированные на северо-запад горные структуры Яно-Оймяконского нагорья, хребтов Момского и Черского. Горные цепи разделены впадинами, по которым расположены широкие, хорошо выработанные долины рек, притоков рр. Яна, Омолой; перепад высот между водоразделами и днищами долин местами превышает 1000 м [Бабич и др., 2001]. Обширные низменные заболоченные территории с широким распространением термокарстовых озёр оконтуривают Верхоянскую горную страну с севера (Яно-Индигирская низменность), северо-востока (Абыйская низменность) и востока (Колымская

низменность). Они отделяют её от самостоятельного в тектоническом плане Колымского массива, основой которого являются ориентированные на северо-восток Юкагирское плоскогорье, Колымский хребет, Анадырское и Чукотское нагорье. Чукотское нагорье представляет собой систему средневысоких массивов высотой до 1800 м, для которых характерны высокое расчленение и ледниковые формы рельефа. Анадырское плоскогорье слабо расчленено и сложено мезозойскими эфузивными отложениями и расположено на высотах 800-1000 м. Восточнее последней также располагается заболоченный равнинный участок Анадырской низменности [Пармузин, 1967].

Условия развития русловой эрозии интегрально определяются типами русла. По данным карты «Русловые процессы на реках СССР» 1989 г., составленной сотрудниками НИЛ ЭПиРП Географического факультета МГУ, для низменных территорий здесь характерны широкопойменные участки рек, сложенные песчаными русловыми отложениями, как пример - нижние течения рр. Колыма, Яна, Индигирка, среднее течение р. Анадырь. В свою очередь для горных территорий аллювиальные отложения рек галечно-валунные, преобладают ограниченные условия руслоформирования, которые свойственны для верховий этих рек (Рисунок 1.7). Бассейн Печоры характеризуются преобладанием врезанных русел (1902 км, 63%) над широкопойменными (1130 км, 37%). Далее на восток, водосборы Оби, Надыма, Пура и Таза формируют группу равнинных бассейнов, где доминируют широкопойменные реки. Обь выделяется наибольшей протяженностью широкопойменных русел (18722 км, 87%) на врезанные русла приходится только (2783 км, 13%), которые характерны для верхних течений горных притоков. Надым и Пур полностью состоят из широкопойменных русел (413 км и 877 км, 100%). Для Таза более характерны широкопойменные русла (792 км, 77%), но присутствуют и врезанные (231 км, 23%), преимущественно в верховьях. Водосбор Енисея, расположенный восточнее, сочетает врезанные (7309 км, 56%) и широкопойменные (5746 км, 44%) русла. Среднее течение главной реки, правые притоки (Нижняя и Подкаменная Тунгуска, Ангара) и верховья притоков бассейна Байкала имеют врезанные русла, тогда как нижнее течение Енисея и низовья его притоков — широкопойменные. Хатанга показывает близкое соотношение врезанных (961 км, 53%) и широкопойменных (867 км, 47%) русел, отражая смешанные условия. Анабар и Оленек, расположенные дальше на восток, выделяются преобладанием врезанных русел (495 км, 83% и 1561 км, 93% соответственно), что связано с горным рельефом, тогда как широкопойменные составляют лишь 100 км (17%) и 119 км (7%). Бассейны Омолоя, Яны, Индигирки, Алазея, Колымы и Паляваама образуют группу, где преобладают или полностью доминируют широкопойменные реки. Омолой, Индигирка, Алазея и Паляваам состоят исключительно из широкопойменных русел (225 км, 2788 км,

1277 км и 143 км, 100%), в бассейне Яны доминируют широкопойменные русла (1527 км, 89%) с небольшой долей врезанных (196 км, 11%), а реки бассейна Колымы почти полностью широкопойменные (5827 км, 99%), с минимальной долей врезанных рек (43 км, 1%), особенно в нижнем течении.

Для западного сектора криолитозоны равнинные территории, водосборы рр. Печора, Обь, Пур, Таз, характеризуются морским климатом с годовым количеством осадков 250-450 мм и средней высотой снежного покрова до 40 см. Для Средне-Сибирского плоскогорья, в пределах бассейна Енисея, количество осадков возрастает. Для плато Пutorана годовое количество осадков составляет 600-700 мм. В восточном секторе (бассейны рр. Колыма, Яна, Индигирка) для равнинных территорий годовое количество осадков не превышает 250 мм, высота снежного покрова около 25 см. Дефицит осадков в восточном секторе предопределяет снижение интенсивности большинства современных рельефообразующих процессов [Воскресенский, 2001]. В то же время для горных территорий значения осадков значительно выше, в зависимости от крутизны, экспозиции и абсолютной высоты склона их количество может достигать значений 400 мм и более. Разница между количеством осадков, выпадающим на подветренном и наветренном склонах Верхоянского хребта, составляет порядка 2,7 раз (с 394 мм на подветренном склоне (метеостанция Сегян-Кюель) до 144 мм на наветренном склоне (метеостанция Верхоянск) [Чистяков, 1964].

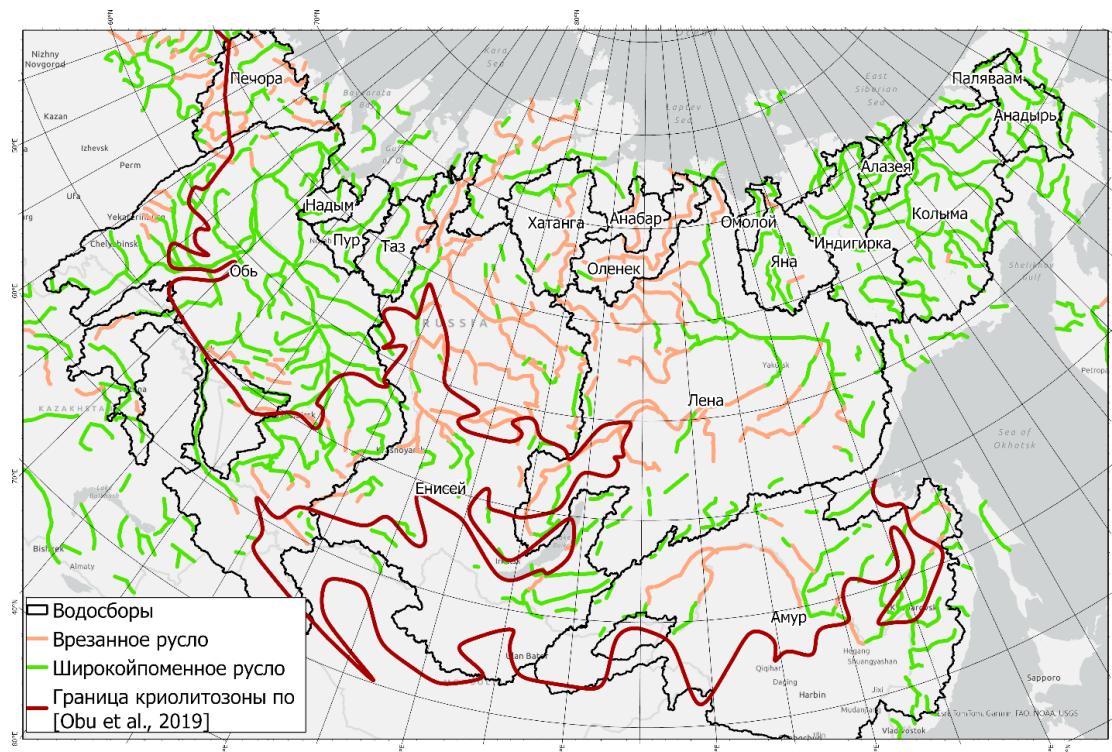


Рисунок 1.7. Распространение типов руслового процесса для рек криолитозоны РФ по материалам карты «Русловые процессы на реках СССР», 1989 г.

Для большей части криолитозоны характерны малоснежные зимы. Для равнинных участков число дней с устойчивым снежным покровом возрастает от 160-200 у притоков верхней Лены, Витима и Олекмы до 240-280 в низовьях Лены, Яны. Увеличение данного показателя характерно также и для горных районов. Максимальная высота снежного покрова наблюдается в нижнем течении Енисея и в горах Пutorана, и составляет 0,8 м, а также для горных массивов водосбора р. Лены – до 0,6 м. Минимальные значения высоты снежного покрова наблюдаются в бассейнах рр. Оленек, Яна, Индигирка – до 0,3 м. Наибольшее количество осадков обыкновенно выпадает в теплый сезон. Так, для метеостанции Якутск, соотношение жидких и твёрдых осадков составляет 7:3 [Тананаев, 2007]. По данным [Доронина, Смирнова, 1968] для большей части криолитозоны за год в среднем фиксируется от 2 до 5 крупных ливневых событий, в течение которых может выпасть до 20% годового слоя осадков.

Для больших рек криолитозоны, впадающих в Карское море (рр. Обь, Енисей, Таз, Пур) на месяцы половодья (апрель - июнь) приходится в среднем 42,3 % водного стока, для бассейна моря Лаптевых (рр. Хатанга, Лена, Яна) – 42,5 %, для бассейна Восточно-Сибирского моря (рр. Индигирка, Колыма) – 40,6%. Причем на июль - август данные показатели составляют 12,6 %, 27,6%, 33,7% [Magritsky et al., 2018]. Такое распределение связано с тем, что на реках Дальнего Востока (Бассейн моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря) сезон таяния наступает позднее, а половодье более растянуто во времени. В таком случае сток воды для этих рек распределен более неравномерно и на половодье приходится больше 70% годового стока. По классификации М.И.Львовича реки, впадающие в Карское море, имеют Западно-Сибирский тип водного режима, реки бассейна Восточно-Сибирского моря – ярко выраженный Восточно-Сибирский тип, реки бассейна моря Лаптевых и р. Енисей занимают промежуточное положение между двумя данными типами.

Глава 2. Процессы формирования и транспорта стока наносов рек криолитозоны

2.1. Специфика развития экзогенных процессов в криолитозоне

Специфика эрозионных процессов криолитозоны заключается во взаимодействии текучей воды с многолетнемерзлыми породами. Последние обладают той особенностью, что при оттаивании резко падают их прочностные свойства, а, следовательно, становится возможным массовое проявление водно-эрэзионных процессов. В дополнении к механической эрозии на льдистые отложения происходит тепловое воздействие водных потоков, носящее «разъедающий» характер [Познанин, 2012]. Это явление в литературе принято называть *термоэрэзией* (термической эрозией) – под которой понимают процесс разрушения мерзлых пород под тепловым и механическим воздействием текучей воды постоянных и временных водотоков [Котляков, Алексеев, Волков, 1984]. Взаимодействие данных процессов формирует общий облик рельефа территории. Наиболее ярко это взаимодействие проявляется в самых верхних звеньях эрозионной сети, где мощность водного потока невелика [Термоэрэзия дисперсных пород, 1982]. При замерзании грунта его прочность увеличивается на несколько порядков, что резко замедляет любые эрозионные процессы по той причине, что водные потоки не в состоянии достичь значений неразмывающей скорости. Процессы водной и термической эрозии сменяют друг друга во времени в зависимости от хода температуры, и смена преобладающего процесса может происходить даже в течении суток, поэтому процессы механической и термической эрозии в криолитозоне неотделимы друг от друга.

На фоне низких скоростей эрозионных процессов большую роль в формировании рельефа могут играть иные экзогенные процессы. Например, в области распространения многолетнемерзлых пород на склонах, сложенных суглинистыми отложениями, интенсивно развивается процесс *солифлюкции*, вязкопластичного движения грунта в ламинарном режиме [Воскресенский, 2001]. Для территории криолитозоны в ходе оттаивания деятельного слоя влага под действием гравитации перемещается к нижним горизонтам и двигается по уклону кровли мерзлых пород. При затрудненном стоке внутригрунтовых вод (что может быть вызвано резким уменьшением крутизны склона, глубины протаивания или изменением гранулометрического состава, проницаемости грунтов) происходит увеличение гидростатического давления, в первую очередь над кровлей высокольдистого транзитного слоя, являющегося локальным водоупором, что приводит к разрыхлению грунта и снижению его прочностных характеристик. При

увеличении гидростатического давления происходит взвешивание грунтовых частиц и их агрегатов, разрыв растительного слоя, в движение приходят огромные блоки грунта, объем которых может составлять десятки тысяч кубометров [Познанин, 2012].

Морозобойное растрескивание обусловлено процессами температурного сжатия и растяжения в массиве горных пород, которые могут приводить к их деформациям [Волков, Кезина, 2014]. После того как вся вода в верхней части геологического разреза за счет его промерзания перейдет в лед, массив продолжает остывать и сокращаться в объеме. Возникающие в нем температурные напряжения могут привести к разрыву мерзлой породы, если они превысят временное сопротивление породы на разрыв. Появление свободной вертикальной поверхности на месте трещины уменьшает напряжения в массиве вблизи трещины, но они постепенно возрастают на удалении от нее. В однородном массиве напряжения нарастают равномерно, поэтому вторая трещина будет параллельна первой. В природных условиях роль первой трещины играют естественные границы рельефа: уступы террасы, обрывистый берег реки и пр. Поэтому первые трещины (первой генерации) часто повторяют изгибы береговой линии рек и уступы надпойменных террас. Появление трещин второй генерации, перпендикулярных первым трещинам приводит к формированию полигональной сетки. С увеличением перепада температур размер полигонов уменьшается. Заполнение трещин мелким материалом и влагой приводит к росту ледяных клиньев, жил, связанному с сезонным оттаиванием и термическим расширением. Постепенно жилы срастаются между собой, образуя трехмерные ледяные структуры [Романовский, 1977]. По полигональной сетке обычно закладываются верхние звенья эрозионной сети и каналов стока в криолитозоне. Вытаивание жильных льдов приводит к увеличению расчлененности рельефа, неравномерному распределению снежного покрова и росту поверхностного стока даже при неизменном количестве осадков [Liljedahl et al., 2016].

Морозное пучение грунтов связано с термическим расширением поровой влаги при замерзании и миграции дополнительной влаги к фронту промерзания, где и образуются линзы льда. Наибольшее развитие пучения происходит в легких влагонасыщенных отложениях, пылеватых песках, супесях, легких суглинках, а также торфах. Пучение грунтов может быть площадным и локальным. Площадное пучение грунта связано с сезонным промерзанием деятельного слоя, в результате чего отметки поверхности испытывают поднятие, сопоставимое с половиной глубины деятельного слоя. Влияние данного процесса может быть показано на примере поймы средней Лены. Так, при её замерзании поверхность испытывает подъем до первых метров [Тананаев, 2018], что снижает вероятность её затопления. По мере оттаивания поймы, абсолютные отметки снова

снижаются, но как правило после схода волны половодья. Процессы сезонного пучения также приводят к сортировке материала, выпучиванию на поверхность крупных обломков.

Локальное пучение грунтов проявляется в формировании бугров, чье образование может быть вызвано как сезонным, так и многолетним промерзанием. Сезонные бугры пучения формируются за счет неоднородного промерзания вод сезонно-талого слоя, размер таких бугров не превышает полуметра, массовое скопление таких форм формирует бугорковый микрорельеф. Также сезонные бугры пучения образуются в зоне разгрузки талых вод. Размеры таких бугров составляют 5-6 м в высоту и 20-50 м в диаметре. Наибольших размеров достигают многолетние бугры пучения. Их образование связано с двумя факторами: 1) внутригрунтовое выдавливание воды или разжиженного грунта под действием криогенного напора (миграционные бугры пучения, *булгунняхи, пинго*); 2) длительная миграция подземной влаги к фронту промерзания (инъекционные бугры пучения). Инъекционные бугры пучения зачастую образуются на месте спущенных озер. При повторном промерзании озерного несквозного замкнутого талика возникает криогенный напор, в результате которого мерзлая кровля в наиболее слабом месте выгибается, образуя многолетний бугор пучения с ядром из инъекционного льда. Дальнейший рост бугра пучения происходит за счет питания надмерзлотными водами, сохранение льда происходит благодаря изолирующему слою озерных отложений летом, а сдувание снега с кровли зимой увеличивает глубину промерзания формы. Размеры таких бугров могут быть очень внушительными, диаметр может достигать отметок первых сотен метров, высота – до 75 м [Wolfe et al., 2023]. Являясь по своей сути аккумулятивной формой рельефа, бугры пучения приводят к существенной эрозии грунта. Увеличиваясь в размерах, склоны бугров пучения испытывают масштабное влияние склоновых процессов, в особенности таких как криогенные оползни и солифлюкция, что ведет к поставке материала в эрозионную сеть [Mackay, 1998].

Термокарст – процесс оттаивания высокольдистых многолетнемерзлых отложений и подземных льдов, который сопровождается отседанием поверхности земли, за счет образующихся при таянии пустот [Волков, Кезина, 2014]. Термокарст приводит к формированию западин, ложбин стока, блюдцеобразных понижений, термокарстовых воронок и провалов [Shur, Jorgenson, 2007]. Понижения форм рельефа в совокупности с высоким уровнем грунтовых вод приводят к образованию термокарстовых озер. Дальнейшее расширение таких озер может происходить при помощи термоабразии и термокарста. Спуск термокарстовых озер может приводить к значительной эрозии [Воскресенский, 2001]. Глубина термокарстовых озер, определяющаяся объемом подземных льдов и глубиной подзераного талика, изменяется в диапазоне от 1-3 до 10-20 м

и более [Кизяков, Лейбман, 2016]. На текущий момент около 20-40% криолитозоны занимают термокарстовые озера [Слагода, Ермак, 2014][Zandt in 't, Liebner, Welte, 2020][Кравцова, Быстрова, 2009].

Суффозия – процесс линейного проседания поверхности за счет подповерхностного выноса тонкодисперсных частиц грунта фильтрационными потоками воды [Познанин, 2012]. Для территории криолитозоны данный процесс проявляется только в пределах сезонноталого слоя, т.к. фильтрационные характеристики мерзлых грунтов крайне низкие, что определяет его как процесс подповерхностного механического разъедания оттаявшего слоя грунта. Для равнинных территорий суффозия распространена обычно вдоль бровок берегов морей, озер, рек и на резких перегибах склонов, либо развивается по границам полигонов, или морозобойных трещин. Часто данный процесс практически не выражен морфологически на поверхности, а его проявления заключаются в виде мелких конусов выноса грунта на склонах или у их подножий.

Для решения задачи систематизации сведений о проявлении эрозионных процессов и прочих процессов формирования стока наносов в криолитозоне, требуется классификация всех форм их проявления. Процессы, наиболее широко представленные в области распространения многолетнемерзлых грунтов, так или иначе связаны с криогенными процессами, т.е. с процессами промерзания и оттаивания грунта, рельефообразующими процессами. Все они оказывались предметом изучения разных исследователей. В работе [Гречищев, Чистотинов, Шур, 1984] приведена классификация экзогенных процессов криолитозоны, среди которых есть процессы, приводящие непосредственно к поставке наносов в эрозионно-русловую сеть. Согласно этой классификации все криогенные процессы можно разделить на те, в результате которых происходит изменение лишь облика земной поверхности (морфогенетические процессы) и те, что изменяют состав и строение пород. В свою очередь внутри морфогенетических процессов выделяют категорию процессов, для которых имеет место привнос энергии из других систем, например, энергии водного потока. К таким процессам относят термоабразию, термоэрозию и процессы, развитие которых в некоторой мере проходит изолированно, без привноса механической энергии извне. Ко второй категории относят процессы, образующиеся при промерзании почвы: пучение грунта и криогенное растрескивание; процессы, связанные с оттаиванием грунта: термокарст, солифлюкция, сплыв грунта (Рисунок 2.1).



Рисунок 2.1. Классификация криогенных процессов по [Гречищев, Чистотинов, Шур, 1984].

Наиболее известной в литературе классификацией рельефообразующих процессов в криолитозоне является классификация, представленная в таблице 2.1 [Воскресенский, 2001]. В ней автор выделяет две группы рельефообразующих процессов: конструктивные и деструктивные, по доминирующему процессам аккумуляции и денудации. Среди деструктивных процессов выделяются: псевдоэрозия, под которой подразумевается разрушение грунта процессами криогенного растрескивания, термокарст, склоновые процессы (отседание, обваливание, осипание, солифлюкционный смыв, сплывание, оползневание), дефляция (эоловая денудация), овражная термоэрозия, русловая эрозия, под которой подразумевается механическая эрозия, размыв берегов, термоабразия.

Таблица 2.1. Классификация рельефообразующих процессов в криолитозоне по [Воскресенский, 2001]

Состояние вещества	Криогенные процессы	Современные рельефообразующие процессы и формы рельефа	
		конструктивные	деструктивные
Преобразование вещества процессами выветривания	Дезинтеграция материалов песчано-		

	алевритной фракции		
Местное перемещение вещества (вертикальное и горизонтальное в пределах замкнутых форм)	Криогенное растрескивание	формирование полигонально-валикового рельефа	псевдоэрозия
Льдообразование	Пучение	образование бугров пучения, медальонного микрорельефа	
Деградация льда	Просадка		термокарст
Склоновое (площадное) перемещение вещества	Крип, термомеханическое оттаивание	аккумуляция в нижних частях склонов	отседание, обваливание, осыпание, солифлюкционный смыв, спыливание, оползневание
		эоловая аккумуляция	дефляция
Линейное перемещение вещества	Термомеханическое оттаивание	аккумуляция на днищах балок	овражная термоэрозия
		аккумуляция на днищах долин	русловая эрозия
		аккумуляция на днищах озер и морских побережий	термоабразия берегов озер

Непосредственно классификация эрозионных процессов криолитозоны предложена в работе [Познанин, 2012] (Рисунок 2.2). В ней автор предлагает все рельефообразующие процессы выстроить в ряд в зависимости от степени их «эрэзионности». Автор предполагает, что механизм процессов *криогенного растрескивания*, *термокарста* и *пучения грунтов* не является эрозионным, хотя также приводит к уменьшению абсолютных отметок высот, так как данные процессы определяются исключительно термическим режимом и не связаны с процессами водно-ветрового разрушения горных пород, с непосредственно «эрэзией». В отдельную категорию, псевдоэрзионные процессы, автор относит *лавиноподобные явления* (лавины, сели, обрушение снежных карнизов, сущность процесса которых заключается в механическом срыве, царапанье и сносе снегом дезинтегрированных частиц и слоев дисперсных горных пород) и *обрушение грунта* (обрушение карнизов водоприбойных ниш, и пр. под действием гравитации). К эрозионно-подобным процессам автор относит процессы *нивации* (разрушение крупных обломков при взаимном сталкиванием грунтовых частиц, связанных с термогидромеханическим разъеданием горных пород за счёт оттаивания/замерзания ледовоснежных масс), *наледеобразования* (образование на поймах рек ледяных корок, тарынов, изливания

грунтовых вод, и связанное с этим растрескивание горных пород), *солифлюкции* (процесс течения грунта на склонах и связанное с этим возникновение криогенных сплыпов, что приводит к срыванию обширных пластов дернины и грунта). К непосредственно эрозионным относятся два процесса, связанные с ветровым разрушением грунта и сносом частиц – *дефляция* и *перевевание*; *термоабразионная суффозия* (процесс линейного проседания поверхности за счет подповерхностного выноса тонкодисперсных частиц грунта фильтрационными и концентрированными потоками воды в сезонноталом слое); *термоабразия* (процесс разрушения берегов морей, озер, водохранилищ и рек, а также подводных береговых склонов, сложенных многолетнемерзлыми породами, под совместным механическим и тепловым воздействием водных масс водоемов [Воскресенский, 2001], который приводит к отступанию береговых уступов за счет развития трех ненаблюдаемых вне криолитозоны процессов – тепловой осадки дна, термоденудации береговых уступов и термоэрозии при волнении воды); *термоэрозия* (тепловое разъедание грунта, которое представляет собой процесс разрушения многолетнемерзлых пород водными потоками; выделяют три вида термоэрозии: бороздчатую, овражную и речную) (Рисунок 2.2) [Познанин, 2012].

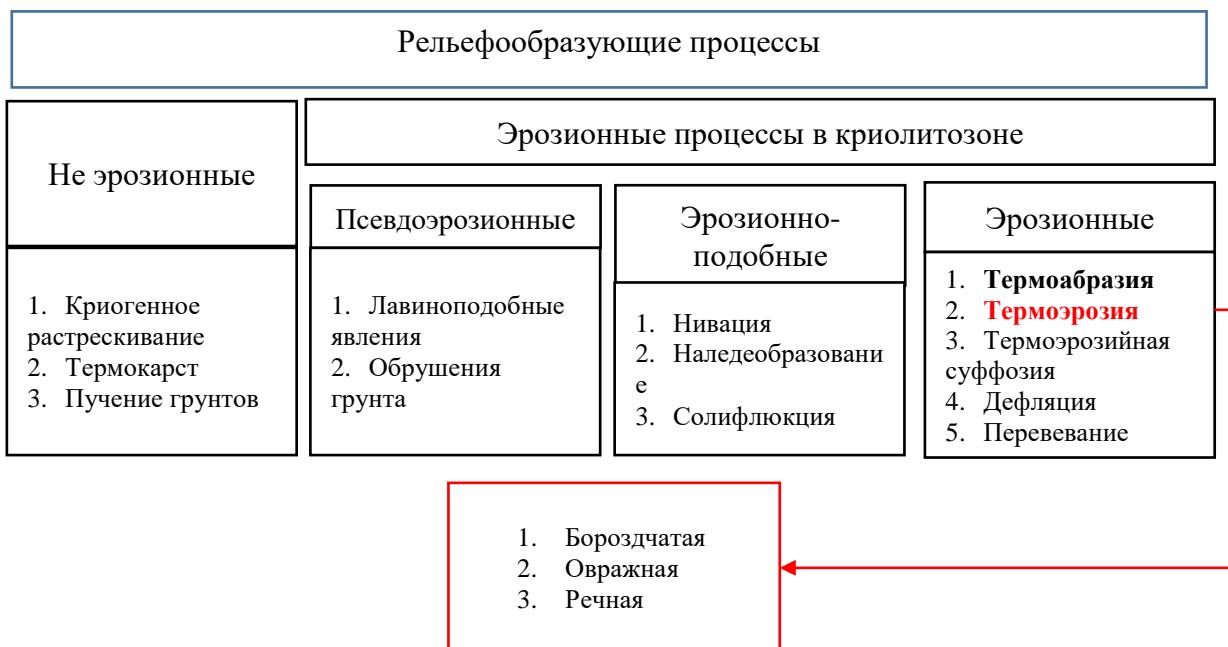


Рисунок 2.2 Классификация эрозионных и экзогенных процессов криолитозоне по [Познанин, 2012].

В научном труде [Алванян, Алванян, 2020] изложена классификация экзогенных геологических процессов и явлений в криолитозоне, которая была разработана Мельниковым В.П. в 2016 г. (Патент RU 2016 103 422 A). Согласно классификации

экзогенные геологические процессы и явления в криолитозоне делятся на три группы. К первой группе относятся *собственно криогенные процессы*, развитие которых вызвано сезонными и многолетними колебаниями тепло- и массообмена на земной поверхности и в подстилающих горных породах. К данной группе относятся процессы морозобойного растрескивания и криогенного выветривания, которые связаны с многократным повторением циклов промерзания и оттаивания пород; морозное пучение пород и наледообразование, обусловленное сезонным и многолетним промерзанием подземных и поверхностных вод; термокарст, связанный с сезонным и многолетним оттаиванием сильно льдистых пород и подземных залежей льдов, с изменением свойств, осадком и размоканием пород при оттаивании. Вторая группа имеет название *флювиальные, абразионные и водно-балансовые*. Развитие данных процессов вызвано механическим и тепловым воздействием водных масс на мерзлые породы, годовыми колебаниями теплообмена на поверхности почвы и многолетними колебаниями водного баланса поверхности. В эту группу входят термоабразия, термоэрзия и заболачивание. Развитию всех этих процессов всегда предшествует оттаивание пород, сопровождающееся нарушением структурных связей в породах, изменением их физикомеханических и теплофизических свойств. Третья группа процессов объединяет *гравитационные процессы*, такие как солифлюкция, сплывы, оползание, осыпание, десепция, курумообразование и другие, с которыми связано формирование специфического состава и строения склоновых отложений (Рисунок 2.3).

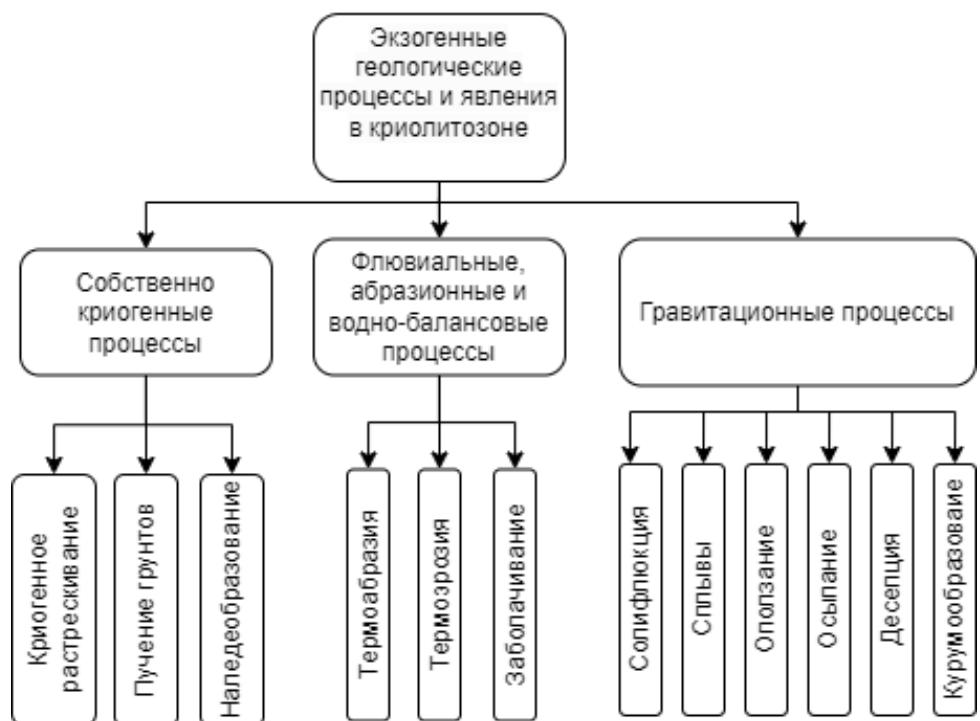


Рисунок 2.3 Классификация экзогенных геологических процессов и явлений в криолитозоне В.П. Мельникова.

Попытка систематизировать эрозионные процессы и связанные с ними формы рельефа криолитозоны проводится в работе [Tananaev, Lotsari, 2022]. В данной классификации все формы рельефа разделены по своему масштабу проявления: от склона к линейным эрозионным формам и масштабам речных долин. Так, для склонов эрозионные борозды и промоины сформированы, в основном, водной и термической эрозией. Термокарстовые/термоденудационные процессы для склонов — это, в основном, криогенные оползни, образование термоабразионных цирков и линейного термокарста. Формирование деллей у авторов отнесены к промежуточным водно/термо-эрэзионным формам рельефа. К линейным водно- и термоэрэзионным формам относятся овраги, к термокарстовым/термоденудационным — термокарстовые псевдоовраги. В масштабе речных долин русловая эрозия и, в целом, размыв берегов, образование пойм относятся к водно-эрэзионным процессам, но термокарст и термоденудация также оказывают влияние на русловой процесс в виде форм вытаивания береговых обнажения ледяных жил (Таблица 2.2).

Таблица 2.2. Классификация парагенетических форм рельефа криолитозоны по [Tananaev, Lotsari, 2022].

Ведущий процесс:		Водная эрозия и термоэрэзия	Термокарст и термоденудация
Формы рельефа	Склоны	Эрозионные борозды, промоины	Криогенные оползни, термоэрэзионные цирки, линейные термокарстовые формы
	Промежуточные	Делли	-
	Линейные эрозионные формы	Термоэрэзионные овраги	Термокарстовые псевдоовраги, рыхвины
	Речные долины и устьевые области	Поймы, формы руслового рельефа, старицы, побочни	Формы рельефа связанные с вытаиванием полигонально-жильных льдов

Таким образом, рассмотренные классификации экзогенных процессов криолитозоны демонстрируют широкий спектр подходов от морфогенетических схем до деления по ведущему физико-геологическому механизму. Тем не менее, ни одна из существующих систематизаций не обеспечивает полного охвата процессов, особенно в части их функциональной роли в формировании стока наносов. В большинстве случаев классификации ориентированы на морфологический результат или генетические особенности процесса, что затрудняет прямое применение этих схем при количественной оценке баланса наносов. Для задач настоящего исследования ключевым является понимание того, что всё многообразие эрозионных и сопутствующих им иных процессов

перемещения вещества в криолитозоне определяет одну из важнейших гидрологических характеристик – сток наносов. При этом вклад в баланс наносов вносят не только собственно эрозионные процессы, но и процессы, традиционно не относимые к эрозионным: солифлюкция, криогенное оползание и пр. Их роль в условиях криолитозоны зачастую оказывается сопоставимой или даже превышает вклад классических водно-эрэзионных механизмов, поскольку именно они инициируют массовое перемещение рыхлого материала в зону действия русловых и прибрежных потоков.

Следовательно, для целей анализа и моделирования стока наносов в криолитозоне требуется классификация, основанная не только на генетических признаках и рельефообразующей роли, но и на оценке количественного и качественного вклада каждого процесса в общий баланс наносов.

2.2. Балансовый подход к типизации процессов формирования стока наносов

2.2.1. Сток наносов рек криолитозоны

Главным источником информации о стоке наносов для рек на территории РФ служат данные многолетних наблюдений Росгидромета, проводимых на гидрологических постах. На территории водосборов с 1936 по 2025 г. Оби, Енисея, Лены и рек Дальнего Востока всего за разные периоды функционировало 326 постов, на которых велись наблюдения за стоком взвешенных наносов. Основываясь на этих данных Н.Н. Бобровицкой была создана карта мутности природных вод [Bobrovitskaya, 1996] (Рисунок 2.4). Для большей части бассейнов рек, расположенных в пределах Западно-Сибирской низменности, верховий р. Колымы, бассейна р. Индигирки, притоков р. Оби в среднем и нижнем течении, рек северной и западной части п-ова Камчатки величина мутности составляет $10-25 \text{ г/м}^3$, хотя встречаются отдельные пики мутности в 270 г/м^3 в зонах добычи полезных ископаемых, на антропогенно-нарушенных территориях. Для бассейна Печоры значения мутности несколько выше и составляют $25-50 \text{ г/м}^3$. Аналогичные значения мутности наблюдаются для горных водосборов, верховий рр. Енисея, Лены, бассейна оз. Байкал. Наибольшее количество взвешенных наносов переносится реками, чьи водосборы располагаются в пределах обширных приморских низменностей восточного сектора криолитозоны Яно-Индигирской, Колымской. Так, для рек бассейна Восточно-Сибирского моря, рр. Колыма и Индигирка, значения мутности составляют $50-100 \text{ г/м}^3$, наибольшие значения мутности в криолитозоне России принадлежат рекам бассейна Яны и составляют $250-500 \text{ г/м}^3$.

Большие реки, аккумулируя сток наносов со всего водосбора, имеют большие значения мутности, чем их притоки. Так, рассчитанные средние значения мутности для замыкающих створов рек имеют следующие значения: для Печоры мутность составляет

51,4 г/м³, Оби 39,6 г/м³, Пура 25,1 г/м³, Таза 15,6 г/м³, Енисея 12,4 г/м³, Анабара 24,4 г/м³, Оленька 33,6 г/м³, Лены 40 г/м³, Индигирки 230 г/м³, Алазеи 72,1 г/м³, Колымы 98,2 г/м³ [Магрицкий, 2010]. Исключением в данном ряду является р. Яна, ее мутность составляет 129 г/м³ [Магрицкий, 2010], что может быть вызвано особенностями формирования стока наносов в бассейне, нарушенности русел в связи с добычей полезных ископаемых на притоках, искажающих бассейновые оценки [Сток наносов..., 1977].

Распространение многолетнемерзлых пород на водосборе влияет на сезонные особенности стока наносов и, в частности, связи мутности воды с расходами воды. Для больших рек с восточно-сибирским и западно-сибирским типом водного режима большая часть годового стока взвешенных наносов проходит в период весеннего и весенне-летнего половодья [Водные пути..., 1995, Forbes, Lamoureux, 2005]. Например, для р. Лены (г. Якутск) до 90% годового стока взвешенных наносов проходит в период половодья [Зайцев и др., 1991]. Для большей части рек криолитозоны во время половодья свойственно постепенное увеличение мутности воды с увеличением расходов воды. Наибольшие значения концентраций взвешенных наносов наблюдаются обычно на 3-5 дней раньше пиковых значений расходов воды. Этот сдвиг, гистерезис, связан с истощением источников наносов на водосборах и в руслах рек к пику половодья. Наиболее близкое совпадение максимумов мутности и расходов воды свойственно рекам с более мягкими мерзлотными и климатическими условиями, например, для рр. Северная Сосьва, Пур. Так как для данных рек в меньшей степени характерно промерзание надводных русловых форм из-за меньшего падения уровня в зимний период и меньшей толщины льда, то в случае прекращения поступления наносов с бассейна на реках может происходить взвешивание руслового аллювия для реализации транспортирующей способности потока [Тананаев, 2007].

Запаздывание максимума мутности относительно пика половодья характерно для равнинных рек восточного сектора криолитозоны, для низовий таких рек, как Оленек, Колыма, Яна, Индигирка. Эта особенность связана с одновременным поступлением в русло значительного количества материала, связанного с активизацией склоновых процессов, в т.ч. криогенных оползней и термоэрзационным разрушением мерзлых берегов при увеличении температуры воздуха в весенний период. Кроме того, для участков песчаного широкопойменного русла исследуемых рек характерно глубокое промерзание руслового аллювия, оттаивание и взвешивание русловых отложений происходит с поднятием уровня, а пик размыва русла приходится уже на спаде половодья [Зайцев, Тананаев, 2008; Чалов, 1979].

Для горных водосборов восточного сектора криолитозоны, верховий рр. Яны и Индигирки характерно быстрое формирование и продвижение волны половодья по

русловой сети, что связано с тем, что талые воды (количество которых невелико в связи с незначительным количеством снега) из-за крайне низкой инфильтрации в мерзлый грунт быстро поступают в русловую сеть, в то время как пик стока наносов происходит значительно позже, по мере протаивания и эрозии мерзлых аллювиальных форм, берегов и склонов [Lecce et al., 2006].

Зимой сток взвешенных наносов практически отсутствует, что связано с отсутствием источников наносов в зимний период, склоны и берега находятся в мерзлом состоянии и покрыты снегом, берега и русловые отмели находятся в промерзшем состоянии, что определяет их устойчивость к эрозионным процессам. Также многие реки криолитозоны полностью перемерзают зимой.

С уменьшением площади водосбора возрастает роль отдельных событий в годовой сток наносов [Алексеевский, 1998; Porto, Callegari, 2021]. Для рек криолитозоны в связи с криогенными оползневыми событиями на водосборе даже при незначительном изменении расхода воды может наблюдаться резкое увеличение мутности [Нижняя Яна: устьевые и русловые процессы, 1998; Gurnell, Warburton, 1990; Бабич и др., 2001; Чалов, Евстигнеев, Зайцев, 1994].

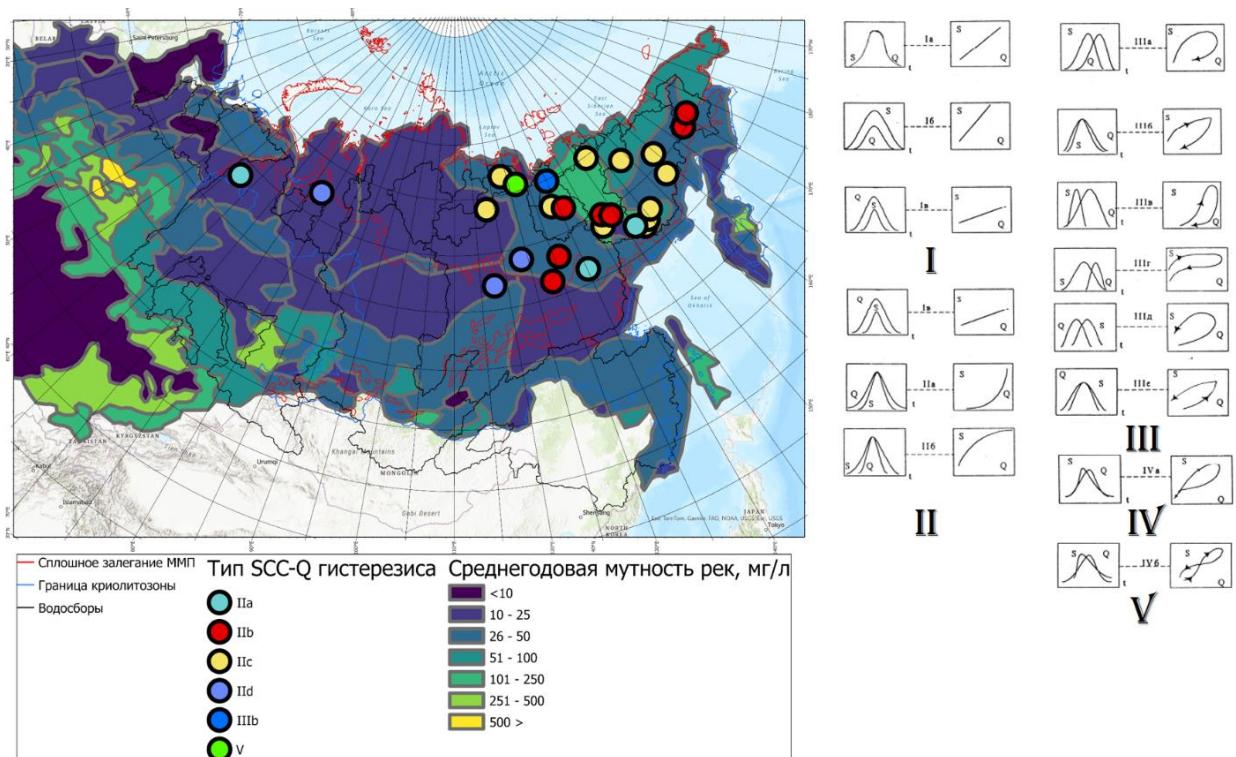


Рисунок 2.4 Кривые гистерезиса SSC- Q по [Тананаев, 2007] и среднегодовые значения мутности воды по [Bobrovitskaya, 1996].

2.2.2 Баланс наносов для рек криолитозоны

Для бассейнов больших рек криолитозоны можно выделить следующие зоны принципиально разные в отношении формирования стока наносов. На первом уровне это разделение территории на бассейны малых рек и пойменно-русловые комплексы больших и средних рек, что соответствует русловой и бассейновой составляющей соответственно. На втором уровне из-за кардинальных различий в процессе формирования стока наносов необходимо разделение малых водосборов на горные и равнинные соответственно. Для каждой выделенной зоны характерны разные процессы (Рисунок 2.5).

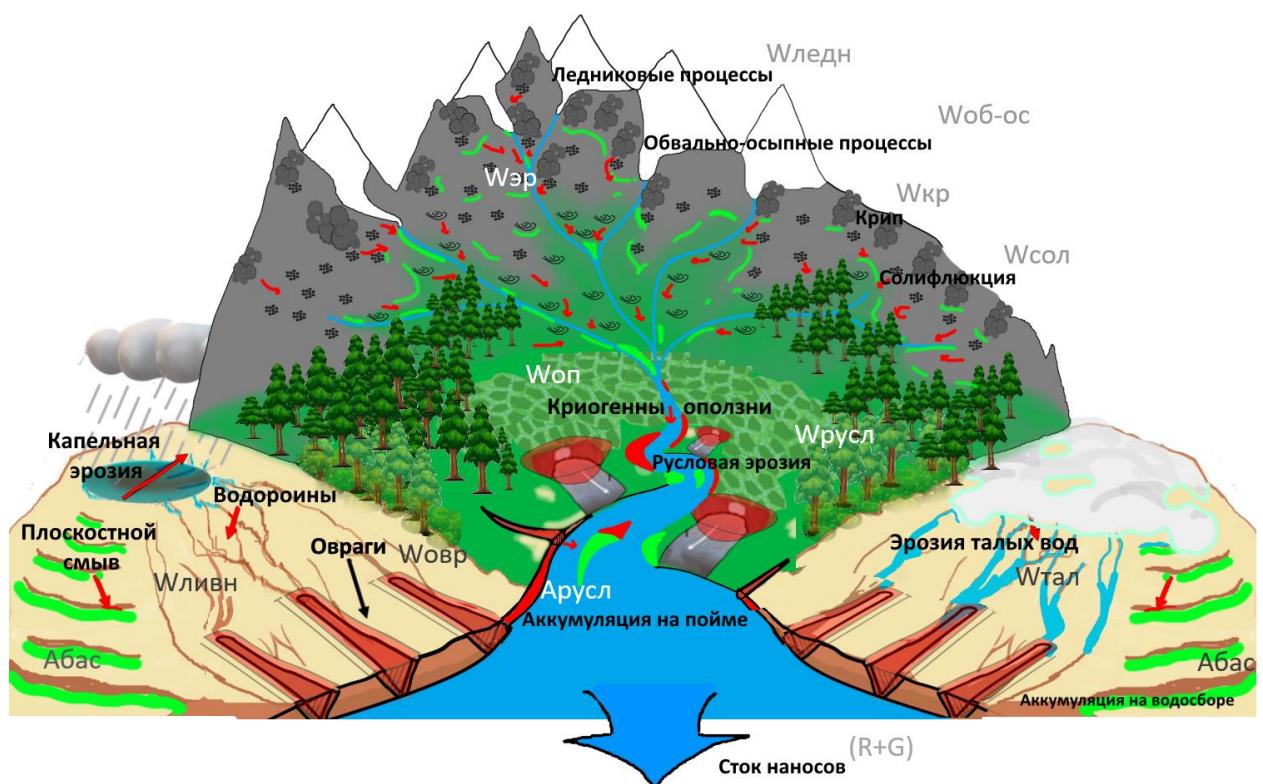


Рисунок 2.5. Основные процессы формирования стока наносов

Так, формирование стока наносов в пределах криолитозоны носит пространственно неоднородный характер и определяется комплексом процессов, действующих в разных морфодинамических зонах речного бассейна. Наибольшие различия наблюдаются между источниками наносов, расположенными в руслах рек, на водосборных склонах горных и равнинных территорий. Для горных малых водосборов ведущими источниками материала выступают обвально-осыпные процессы, лавины, сели, крип, а также водная эрозия. В равнинных малых водосборах основную роль играют плоскостной смыв, солифлюкция, криогенные оползни и локальная эрозия русел малых рек. В пойменно-русловых комплексах формирование стока наносов определяется, прежде всего, русловой эрозией, боковым размывом и переработкой пойменных отложений. Поскольку состав и

интенсивность процессов принципиально различаются между горными, равнинными и русловыми зонами, меняются и пути поступления материала в поток, а также механизмы его аккумуляции. По сути, каждая из этих зон имеет свой набор процессов формирования стока наносов, что требует отдельного рассмотрения и разработки самостоятельных уравнений баланса наносов для каждой из них. В масштабе же крупных речных бассейнов для описания баланса наносов в среднемноголетнем масштабе может быть использована формула (2.1):

$$\sum_{i=1}^{n_g} (W_{g_i} - A_{g_i}) + \sum_{j=1}^{n_p} (W_{p_j} - A_{p_j}) + \sum_{k=1}^{n_d} (W_{d_k} - A_{d_k}) = (R + G) \quad (2.1),$$

где W – процессы формирования стока наносов и A – процессы аккумуляции наносов для i, j, k зон формирования стока наносов (g – горных малых водосборов, p – равнинных малых водосборов, d – пойменно-русловых комплексов больших и средних рек) в составе бассейна реки; $(R + G)$ – суммарный сток наносов, взвешенный + влекомый, в замыкающем створе.

В последующих разделах будет произведён детальный анализ основных процессов формирования стока наносов и аккумуляции, отдельных балансов наносов, для равнинных (Раздел 2.2.3) и горных водосборов (Раздел 2.2.4) и пойменно-русловых комплексов больших и средних рек (Раздел 2.2.5).

2.2.3. Бассейновые источники для равнинных водосборов криолитозоны

Для равнинных водосборов зоны сноса представляют собой склоны междуречных пространств с относительно низкими значениями уклонов. В зависимости от природной зоны выделяется свой набор характерных экзогенных процессов. В контексте равнинной части криолитозоны значимыми процессами формирования стока наносов являются оползневые и эрозионные процессы [Чистяков, 1964; Irvine-Fynn et al., 2005; Lamoureux et al., 2007; Zhang et al., 2022]. Однако, из-за защитной роли растительности для слабо нарушенных водосборов темпы процессов формирования стока наносов на большей части площади сравнительно невелики [Дедков, Можжерин, 1984; Литвин, 2002].

Помимо источников поступления наносов, важную роль в формировании их суммарного стока играет аккумуляция $A_{бас}$ — временное или долговременное отложение материала в пределах водосборной площади. Наносы, формирующиеся при мобилизации почв и грунтов на склонах, чаще всего доставляются не прямо в речную сеть, а проходят несколько промежуточных звеньев флювиальной сети [Голосов, 2006]. Значительная аккумуляция наносов происходит в тыловых частях склонов, в днищах долин и балок, в

конусах выноса оврагов, и лишь незначительная часть всего мобилизованного вещества поступает в русловую сеть. В условиях криолитозоны существенная аккумуляция может происходить также в многочисленных озёрах, образующихся вследствие термокарстовых процессов. Продолжительность пребывания наносов в переотложенном состоянии демонстрирует значительную вариативность, охватывая временной диапазон от дней до тысячелетий [Messenzehl, Hoffmann, Dikau, 2014].

В общем виде уравнение баланса наносов для равнинных водосборов рек криолитозоны можно записать в следующем виде (2.2).

$$W_{\text{п}} + W_{\text{овр}} + W_{\text{оп}} - A_{\text{бас}} = R + G \quad (2.2),$$

где $W_{\text{п}}$ – масса мобилизованного вещества в результате процесса плоскостного смыва, т/год; $W_{\text{овр}}$ – масса мобилизованного вещества в результате процесса овражной эрозии, т/год; $W_{\text{оп}}$ – масса мобилизованного вещества в результате оползневых процессов, $A_{\text{бас}}$ – аккумуляция наносов на склонах водосбора, локальных понижениях, конусах выноса и пр.

Для большей части криолитозоны процесс плоскостного смыва $W_{\text{п}}$ распространён слабо, что обусловлено высокой противоэррозионной устойчивости склонов, связанной со сплошным распространением растительности. Также за исключением горных районов, для криолитозоны России наблюдается достаточно низкая эродирующая способность дождя, которая лежит в диапазоне от 100 до 200 МДж мм га⁻¹ час⁻¹ год⁻¹, в то время как среднемировой показатель составляет 2 190 МДж мм га⁻¹ час⁻¹ год⁻¹, что связано с малым количеством осадков и их низкой интенсивностью [Panagos et al., 2017; Yin et al., 2017]. Также равнинная часть криолитозоны России часто ассоциирована с преобладанием малых уклонов, что определяет доминирование солифлюкционных процессов [Термоэрзия дисперсных пород, 1982].

По данным наблюдений за стоком взвешенных наносов модуль стока наносов на равнинных территориях с умеренным климатом, покрытых многолетней растительностью, составляет 0,1 т/га, для субнивальных ландшафтов данное значение составляет 0,05 т/га в год [Дедков, Мозжерин, 1984]. Крупномасштабные расчёты дождевой эрозии, выполненные с помощью модели RUSLE [Borrelli et al., 2017], показывают, что значения водосборной эрозии для данных ландшафтов имеют величину около 0,01 т/га и менее. Локальные повышения значений эрозии более 5 т/га связаны с антропогенно нарушенными и горными территориями. Расчеты, выполненные для всего бассейна Лены [Шынбергенов, Ермолаев, 2017] и для малых водосборов в пределах центральной Якутии [Maltsev, Ivanov, 2022], также свидетельствуют о том, что объем плоскостной эрозии для малоосвоенных

водосборов крайне незначителен и стремится к нулю как для процессов талой, так и ливневой эрозии.

Наряду с этим, при нарушении естественных ландшафтов происходит стремительная активизация процессов плоскостной эрозии, что связано с легко размываемыми маломощными почвами и низкой скоростью восстановления естественных условий [Эрозионные..., 1999]. Например, по данным о стоке наносов для малых и средних рек полуострова Ямал и в бассейне р. Пур на участках развития плоскостной, овражной и термоэрзии была выявлена интенсивная потеря почвы величиной до 4500-9000 т/га в год [Бобровицкая, 2008]. Расчеты и натурные измерения в диссертации [Голубев, 2022] свидетельствуют о том, что объемы талой эрозии для обрабатываемых почв около г. Красноярска, для которых характерно глубокое промерзание зимой, составляют 12-21,6 т/га в год. Оценки ручейковой и плоскостной эрозии по модели из СТО Газпром РД 1.13-153, выполненные [Унанян, 2011] для антропогенно нарушенных ландшафтов, прилегающих к объектам газодобывающей инфраструктуры Бованенковского ГКМ за 2007-2009 гг., свидетельствуют о том, что значение ливневого смыва колеблется в интервале от 13,3 т/га до 205 т/га.

Овражная эрозия является важным процессом в разрушении многолетнемерзлых грунтов, определяя поступления в русловую сеть массы грунта $W_{овр}$. Для территории криолитозоны наравне с механической эрозией выделяется овражная термоэрзия. Под *овражной термоэрзии* понимается эрозия льдосодержащих отложений под одновременным механическим и тепловым воздействием водного потока [Термоэрзия дисперсных пород, 1982][Тарбеева, 2021]. Взаимодействие процессов термокарста, механической и термической эрозии приводит к формированию специфических для криолитозоны термоэрзационных форм рельефа.

Среди термоэрзационных форм рельефа криолитозоны выделяются *эрзационно-термокарстовые овраги* – крупные, длительно существующие отрицательные формы рельефа, в образовании которых преобладает тепловая энергия воды, расходуемая на вытаивание льда. Они имеют характерные коленообразные изгибы, наследующие полигонально-жильные льды, и развиваются даже при уклонах поверхности в первые градусы [Термоэрзия дисперсных пород, 1982]. Данные эрзационно-термокарстовые формы имеют достаточно обширное распространение и образуются в процессе выноса материала при вытаивании полигонально-жильных льдов [Godin, Fortier, Lévesque, 2016]. Развитие таких оврагов имеет пульсационный характер, при этом ведущую роль в темпах эрозии играет скорость вытаивания, хотя интенсивные осадки также могут участвовать в процессе эрозии и выноса материала из оврага.

Еще одной специфической формой взаимодействия термоэрозии и термокарста является *туннельная термоэрозия* [Воскресенский, 2001]. Данное явление выражается в образовании специфических термоэрозионных форм – узких, щелеобразных первичных врезов с вертикальными стенками, глубиной до первых метров, а в некоторых случаях и без выхода на поверхность на отдельных участках склонов. Данная форма часто бывает начальной формой образования термоэрозионных оврагов и может возникать при спуске термокарстовых озер. В дальнейшем, по мере развития оврагов, ширина врезов по верху увеличивается и из поперечного профиля приобретает V-образную форму. Отмечается, что развитие данного процесса, который происходит в считанные часы, может приводить к созданию внушительных оврагов глубиной от первых метров и длинной до 100 м [Bryan, Harvey, 1985; Godin, Fortier, 2012].

Согласно карте овражности территории [Национальный атлас России : в 4 т., 2007], на большой части равнин криолитозоны процессы овражной эрозии развиты слабо, а густота оврагов составляет менее 1 ед. на 100 км² (Рисунок 2.6). Тем не менее для территории п-ова Ямал наблюдаются высокие значения плотности оврагов, лежащие в диапазоне от 125 до 350 ед. на 100 км², что сопоставимо с сельскохозяйственно-освоенными территориями Европейской части России. Такое высокое количество оврагов может быть обусловлено высокой антропогенной нагрузкой территории и связанным с активизацией термоэрозии и процессов деградации многолетней мерзлоты. В статье [Sidorchuk, 2015] описываются наблюдения исследователей за овражной эрозией на территории Бованенковского ГКМ и сделаны выводы о том, что даже в естественном, ненарушенном состоянии эрозионная устойчивость ландшафтов ЯНАО крайне незначительна. Это обусловлено совокупностью факторов, в том числе высокой льдистостью почвогрунтов, их суглинистым и песчаным гранулометрическим составом, маломощными почвами, долго восстанавливающимися растительными сообществами. Исследователь полагает, что при малейшем нарушении растительного покрова происходит стремительное образование оврагов. С опорой на полевые наблюдения и расчетам, выполненных в модели GULTEM [Sidorchuk, 2001], для территории Бованенковского ГКМ за сезон весеннего снеготаяния смыв почвы составил 90 т/га, водосбор оврага был приращен несколькими бороздами 1-5 м в длину, 0,3-1,5 м в ширину и 0,5-1,5 м в глубину, рассчитанный овражный потенциал составил 0,2-0,5 м/с [Sidorchuk, 2019].

За пределами зоны сплошного распространения многолетнемерзлых на территориях с ненарушенным природным ландшафтом овражность крайне низкая, менее 2 ед. на 100 км², а овраги, как формы размыва, преимущественно локализуются на сельскохозяйственных угодьях равнинных и платообразных территориях, а также на

склонах и в днищах речных долин и котловин, вблизи населенных пунктов. Например, в южной части Восточной Сибири значительная часть современных эрозионных форм возникла в последние 100-200 лет [Рыжов, 2013]. На отдельных участках плотность оврагов может достигать 4-10 ед./км² [Иванов, Будаев, 1974]. Однако, учитывая очаговый характер землепользования, средняя плотность оврагов составляет 5,63 ед. на 100 км² [Рыжов, 2013]. На плоских залесенных водоразделах, пологих склонах равнин и плато, заболоченных территориях овраги встречаются лишь локально, в местах с измененным естественным растительным покровом, например, на склонах речных долин, вырубках, геологических разрезах и вблизи населенных пунктов. Таким образом, территории с редким (островным) распространением оврагов характеризуются наличием эрозионных форм только на ограниченных участках в бассейнах рек Енисея, Ангары, Лены и Амура. Островное распространение оврагов наблюдается на левобережье Енисея, в Канско-Рыбинской котловине, на значительных площадях Иркутско-Черемховской равнины, в Восточном Забайкалье, преимущественно в речных долинах, на равнинах, в котловинах и в низкогорьях [Косов, Константинова, Губанов, 1970].

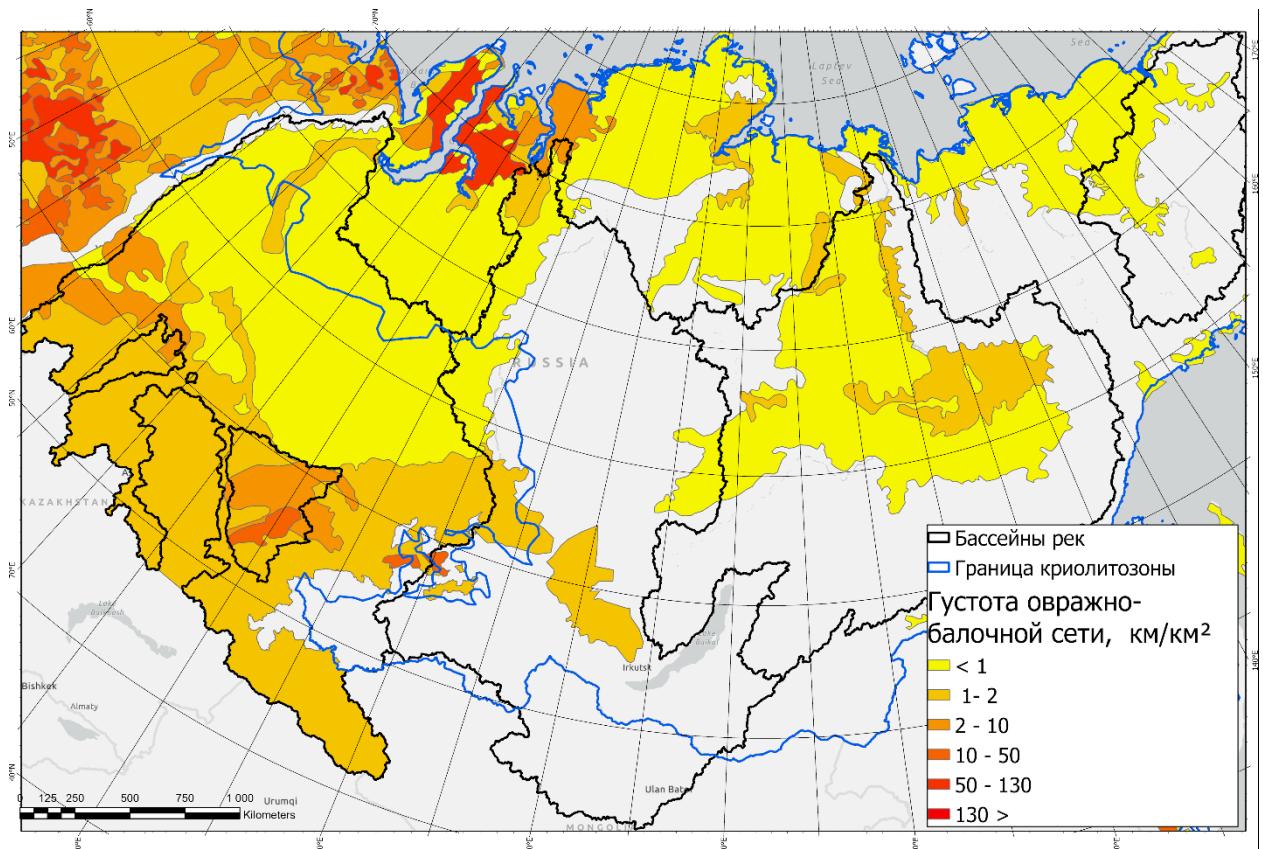


Рисунок 2.6. Протяженность овражно-балочной сети.

Прим.: полигонам протяженности овражно-балочной сети соответствуют значения густоты овражно-балочной сети в единицах (ед. на 100 км²): <1, 1-10, 10-50, 50-200, 200-500, >500. Карта была составлена для [Национальный ..., 2007] и оцифрована автором.

Оползневые процессы также являются важной составляющей баланса наносов $W_{оп}$ для водосборов криолитозоны. Под *оползнями- сплывами (криогенными оползнями)* подразумевается проявление солифлюкции в виде срывов обширных пластов дернины и грунта, которые устремляясь вниз по склонам, прорезают и деформируют поверхность, что морфологически проявляется в виде мощных боковых валов выдавливания, смятия и опрокидывания пластов грунта высотой до нескольких метров [Воскресенский, 2001]. Выделяют два основных типа оползней: *криогенные оползни течения* или оползни по подземному льду (англ. *retrogressive thaw slumps, earth/mud flows, RTS, KOT*), и *криогенные оползни скольжения* (англ. *active-layer detachments ALD, KOC*). Криогенные оползни течения образуются в результате таяния подземных льдов, содержащихся в многолетнемерзлых породах, в то время как криогенные оползни скольжения вызваны оттаиванием линз льда в основании деятельного слоя [Leibman, Khomutov, Kizyakov, 2014].

На месте криогенных оползней зачастую образуются такие характерные формы рельефа, как термоэрэзионные цирки, которые представляют собой циркообразные углубления в склонах речных долин или береговых уступах, сложенных рыхлыми льдистыми многолетнемерзлыми породами [Тумской, Торговкин, Романис, 2021]. Первоначально образованные в результате оползневых процессов эти формы рельефа, лишенные растительности и сложенные зачастую тонкодисперсными и высокольдистыми отложениями являются ареной активизации эрозионных, термических и прочих процессов формирования стока наносов (Рисунок 2.7). Развитие данных процессов производит дальнейшее укрупнение данных форм рельефа, площадь которых варьируется от менее 0,15 га до мегаоползней площадью 52 га и более [Günther et al., 2015; Ramage et al., 2017]. Поэтому можно говорить о том, что располагаясь в непосредственной близости от русловой сети оползневые процессы являются крайне важным источником наносов для рек криолитозоны [Lewkowicz, Way, 2019; Чистяков, 1964; Droppo et al., 2022; Zhang et al., 2022].



Рисунок 2.7 Термоэрозионной цирк, расположенный на берегу р. Муртыяха, п-ов Ямал

Прим. Фотографии Суркова В.В., сентябрь 2007

К факторам, определяющим активизацию криогенных оползней и образованию термоэрозионных цирков, относят увеличение количества атмосферных осадков и рост летней температуры воздуха. Скорость и масштаб данных процессов может быть колоссальным, примером чего служит так называемый «Батагайский провал», расположенный в бассейне р. Яна. Согласно современным исследованиям, скорость увеличения площади данного термоэрозионного цирка с 1991 по 2018 гг. составляла в среднем $0,026 \text{ км}^2/\text{год}$, на текущий момент при возрасте около 100 лет глубина данной формы рельефа составляет 100 м, площадь 81 га, длина более 1000 м, ширина около 800 м [Васильчук, Васильчук, Гинзбург, 2020].

Как было показано для водосбора Стони-Крик, притока р. Юкон, количество материала, поставляемого в речную сеть при формировании даже одного оползня, может достигать $10^4 \text{ м}^3/\text{год}$ [Kokelj et al., 2013]. Последующее поступление взвешенных наносов из-за развития эрозионных процессов в образованных термоэрозионных цирках приводит к резкому увеличению мутности воды, которая возрастает на несколько порядков (конкретные наблюдения показывают увеличение на 1-3 порядка) по сравнению с соседними водотоками. Кроме того, в летний период наблюдаются пятикратные суточные колебания мутности, сами пики концентрации взвешенных наносов фиксируются через 2-3 часа после максимума солнечной радиации. В случае массового распространения криогенных оползней эти суточные паттерны, связанные с активизацией эрозионных и

термических процессов, оказывают заметное воздействие на сток наносов в региональном масштабе, а сами пики являются различными даже для водосборов площадью 10^3 км 2 и более [Тананаев, 2007; Kokelj et al., 2013].

Исследователи в северо-восточной Гренландии зафиксировали уникальный случай, когда за 3-4 дня река Закенберг перенесла объём наносов, эквивалентный их суммарному годовому стоку за несколько предыдущих лет [Mernild et al., 2007]. Похожий случай был зафиксирован на реке Саут Соутус Лэйк Стрим с площадью водосбора 47 км 2 и расположенной на о. Элсмир, Канадского Арктического архипелага. Детальные измерения показали, что во время дождевого паводка, совпавшего с фазой спада половодья, мутность воды в реке резко возросла до 84 кг/м 3 , что превысило фоновые значения более чем в 1000 раз. В течение четырёх часов через контрольный створ прошло 32% общего годового объёма наносов [Lewis et al., 2005].

2.2.4. Бассейновые источники для горных водосборов криолитозоны

Для горных водосборов криолитозоны формирование и перераспределение наносов определяется совокупностью экзогенных процессов различной природы. Для описания годового баланса твёрдого стока в пределах горных водосборов, можно использовать соотношение (2.3) описывающее наиболее важные процессы на водосборе.

$$W_{\text{ледн}} + W_{\text{об-ос}} + W_{\text{кр}} + W_{\text{сол}} + W_{\text{эр}} - A_{\text{скл}} = R + G \quad (2.3),$$

где $W_{\text{ледн}}$ – масса мобилизованного вещества в результате процесса ледниковой эрозии, т/год; $W_{\text{об-ос}}$ – масса мобилизованного вещества в результате обвально-осыпных процессов, т/год; $W_{\text{кр}}$ – масса мобилизованного вещества в результате крипа, т/год; $W_{\text{сол}}$ – масса мобилизованного вещества от процессов солифлюкции, т/год; $W_{\text{эр}}$ – масса мобилизованного вещества от процессов водной эрозии, т/год; $A_{\text{бас}}$ – аккумуляция наносов на склонах водосбора, локальных понижениях, конусах выноса и пр.

В областях сноса материала, таких как вершины горных массивов, стенки каров и троговых долин, основными процессами являются физическое выветривание и массовые смещения грунта, обвально-осыпные явления. При наличии ледников важным источником наносов является процесс ледниковой эрозии, а также прочие эрозионные процессы, связанные с мобилизацией материала в перегляциальной зоне [Hinderer, 2012]. Под обвально-осыпными процессами здесь и далее будут подразумеваться процессы движения рыхлых продуктов выветривания горных пород под действием силы тяжести при потере сцепления или опоры. Развитие данных процессов происходит на склонах, крутизна

которых превышает угол естественного откоса (30° и более) [Рычагов, 2006]. На темпы обвально-осыпных процессов значительное влияние оказывают крутизна откосов, экспозиция и тип подстилающих горных пород [Geomorphology..., 2019]. Данные процессы имеют достаточно точечное распространения и развиваются ситуативно, поэтому среднегодовые скорости денудации от воздействия обвально-осыпных процессов небольшие и составляют первые миллиметры в год [Rapp, 1960].

Слоны в областях транзита материала представляют собой динамичную зону, где происходит активное перемещение вещества из зоны сноса в зону аккумуляции наносов. Значительная доля этого переноса осуществляется за счет гравитационных процессов (обвалы и осыпи), а также снежных лавин и селевых процессов. Кроме того, склоны часто прорезаны руслами временных водотоков, развитие эрозионных процессов в которых способствует дополнительному привносу рыхлого материала в водные потоки. Поверхностный слой склонов в зонах транзита обычно состоит из рыхлых отложений, что обуславливает развитие медленных, но непрерывных и повсеместных процессов смещения грунта, таких как крип и солифлюкция, особенно заметных в условиях сезонного или многолетнего промерзания. Под *крипом (десерпцией)* подразумевается сползание рыхлых масс грубо- или мелкообломочного материала по склону в результате изменения их объема под воздействием процессов промерзания-протаивания (криогенный крип) или колебаний температуры (термогенный крип). Большую роль в криолитозоне играет именно криогенный крип [Волков, Кезина, 2014]. Процесс криогенного крипа заключается в том, что пучение породы при их промерзании происходит перпендикулярно склону, а движение частиц вниз при протаивании – по вертикали, т.е. под углом к склону меньше 90° . В результате цикла процесса промерзания-оттаивания частицы породы, лежащие на поверхности, окажутся перемещенными вниз по склону. Величина смещения частиц уменьшается к подошве слоя протаивания. Сползание отложений будет больше на крутых склонах по сравнению с пологими и в более пучинистых грунтах. В суровых условиях резко континентального климата движение частиц происходит и в течение суток: ночью – промерзание, днем – оттаивание [Волков, Кезина, 2014]. Скорости денудации за счёт крипа для горных территорий криолитозоны лежат в диапазоне от первых миллиметров до первых десятков миллиметров в год [Евсеева, 2009]. *Солифлюкция* представляет собой процесс преимущественно вязкопластичного течения оттаивающих и промерзающих влажных дисперсных грунтов [Волков, Кезина, 2014]. Значения скоростей денудации за счет солифлюкции для горных территорий криолитозоны лежат обычно выше значений крипа и составляют десятки миллиметров в год.

В горных районах формы проявления водно-эрэзионных процессов имеют преимущественно природное происхождение и распространены на границе устойчивых к размыву коренных пород и рыхлых неоген-четвертичных отложений различного генезиса. Они формируются в местах развития сплыков, селей, оползней, криогенных трещин, после сильных лесных пожаров, а также в суффозионных и карстовых воронках, где наблюдается снижение плотности растительного покрова и нарушение почвенного слоя.

Важно отметить, что для одного и того же участка горного склона в разные периоды своего развития может наблюдаться смена ведущего процесса от накопления материала до области его сноса или транзита [Титова, 1973]. Например, области ледниковой аккумуляции, конусы выноса, обвально-осыпные шлейфы и поймы, характеризуются транзитно-аккумулятивным характером и могут оставаться включенными в процесс транспорта наносов, испытывая переменное действие эрозионных и аккумулятивных процессов.

Низкая граница снеговой линии в сочетании с суровым климатом приводят к тому, что значительные площади горных массивов криолитозоны России практически полностью лишены растительности. Так, для горных массивов верховий бассейнов рр. Колыма, Яна, Индигирка уже выше 500 м БС на севере и 1200-1400 м на юге все склоны испытывают интенсивную денудацию и представляют собой каменистые россыпи, покрытые крупноглыбовым и щебенчатым материалом. На выпложенных поверхностях возвышенностей, сопок доминируют процессы морозного выветривания, нивации и ледниковой экзарации. Слоны изрыты лоткообразными понижениями. В том случае, когда лотки расположены у подножия склонов, в период снеготаяния и при крупных дождевых паводках происходит транспортировка наносов ранее упомянутыми процессами. Далее происходит аккумуляция материала в виде конусов выноса вблизи тыловых швов склонов или, при достаточно интенсивном процессе, он может даже полностью перекрывать днище долины. В том случае, когда лотки расположены в верхних частях водосбора, мобилизованный материал, не достигая русловой сети, аккумулируется ниже по склону, после чего во время следующих эрозионных событий продолжает транспортировку в области транзита. На относительно пологих участках склонов происходит вымывание тонкозернистого материала, который во время дождей может достигать русловой сети.

2.2.5. Специфика формирования стока наносов пойменно-русловых комплексах

В речных долинах криолитозоны формирование стока наносов определяется взаимодействием поступления материала с водосбора, мобилизации его в результате

русловых процессов и временной аккумуляции в пределах долины. Баланс этих процессов можно записать в виде формулы (2.4):

$$W_{бас} + W_{русл} - A_{русл} = R + G \quad (2.4),$$

где $W_{бас}$ – масса наносов, поступающая в речную долину с бассейна, т/год; $W_{русл}$ - масса наносов, поступающая в результате русловой эрозией, т/год; $A_{русл}$ – масса наносов, аккумулируемая на пойме, т/год.

Как правило в речных долинах криолитозоны многолетняя мерзлота залегает в том числе и под поймами рек, незамерзающей частью речной долины остается только зона подруслового талика. Поэтому обнажения мерзлых берегов поймы помимо механического также подвергаются термическому разрушению при контакте с водой климатической весной. Данный процесс термического разъедания грунта совместно с механическим разрушением можно обозначить как *термоэрозию* и *термоабразию* соответственно. Здесь «термическая» и «механическая» составляющие процесса не отделимы друг от друга, а интенсивность поступления наносов связана со значением льдистости, поэтому можно говорить о том, что механический размыв более значим при низком содержании льда, а термический становится более важным при высоком содержании льда [Ogorodov et al., 2016]. Помимо этого, криотекстура мерзлого грунта, т.е. характер расположения включений льда, определяет его связанность, а соответственно и потенциальную эродируемость. Если говорить о песчаных отложениях, они обыкновенно имеют массивную криотекстуру, тогда как суглинистые и оторфованные грунты чаще содержат прослои льда, шлировую криотекстуру, что уменьшает их размываемость. Тем не менее, и песчаные и суглинистые отложения могут иметь массивную криотекстуру, но при прочих равных, суглинистые отложения более льдистые, а значит более устойчивы к размыву. По мере оттаивания породы доминирование процессов термоэрозии уступает механической эрозии, хотя при определенных обстоятельствах уровень воды может упасть ниже высоты поймы, тогда пойменный берег практически не будет затронут процессами механической эрозии [Тананаев, 2014].

Зачастую процесс водной и термической эрозии и абразии распространяется только на нижнюю часть берегового уступа, в таком случае происходит формирование карнизов нависания. За счёт силы тяжести происходит периодическое блоковое обрушение берегового уступа. Обрушенные блоки постепенно размываются, а продукты разрушения вовлекаются в сток наносов. При разрушении берегов, сложенных оторфованными, глинистыми отложениями, русловая эрозия имеет пульсационный характер: за один

паводок может быть обрушен участок берега шириной 5-10 м, а затем в течение нескольких лет может не происходить заметного изменения береговой линии до размыва данного блока [Водные пути бассейна Лены, 1995]. Процесс формирования и обрушения блоков может также происходить и на песчаных отложениях, которые обладают меньшей связностью, но с тем условием, что блоки размываются намного быстрее, а сами карнизы могут обрушаться неоднократно в течение лета, например, для р. Лены в районе г. Якутска обрушение может фиксироваться до трёх раз за тёплый период [Тананаев, 2007] (Рисунок 2.8).

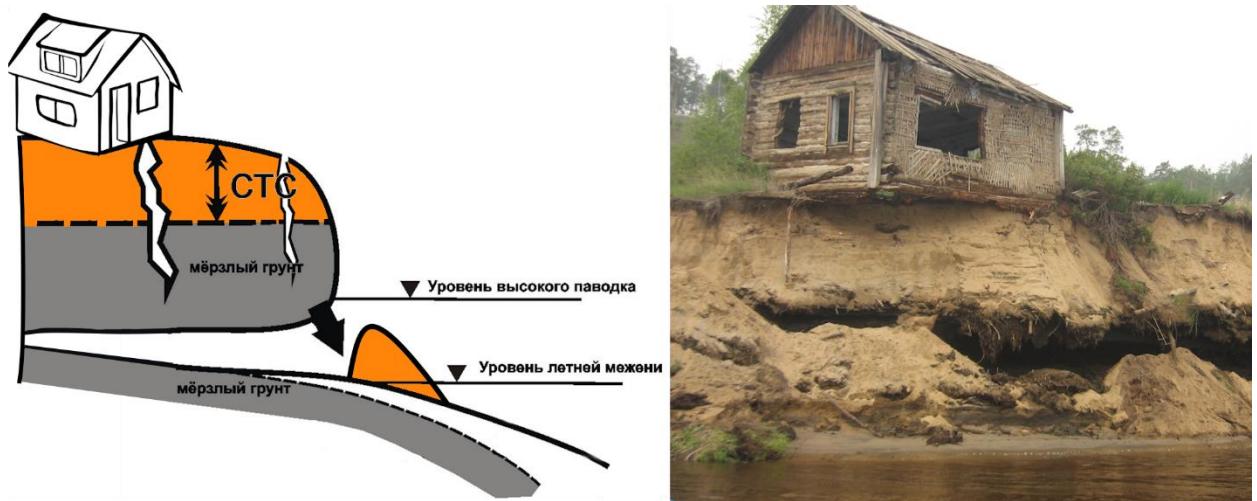


Рисунок 2.8. Механизм разрушения берегов с наличием мерзлых грунтов.

Прим.: фотография сделана В.В. Сурковым, термоэррозионная ниша, Якутский узел разветвления, р. Лена; СТС – сезонно талый слой.

Следует учитывать, что береговые уступы подвержены интенсивному воздействию склоновых процессов, включая эрозионные, термоэррозионные, солифлюкционные и обвально-осыпные явления, которые выступают существенными источниками поступления наносов в русло и значительно усиливают темпы отступания берега. Процессы русловой эрозии и склоновой динамики на уступах находятся в тесной взаимосвязи, формируя единый механизм поступления наносов. При определенных гидравлических условиях речной поток, активизируя транспортировку материала, мобилизованными склоновыми процессами, препятствует установлению динамического равновесия на береговых склонах, что обуславливает его постоянную переработку под воздействием склоновых процессов [Арэ, 1980]. Вскрытия русловой эрозией высокольдистых отложений, залежеобразующих льдов приводит к формированию термоэррозионных циркообразных углублений в береговых уступах [Воскресенский, 2001; Котляков, Алексеев, Волков, 1984]. В таком случае часто на месте криогенного оползня, вызванного размывом берега, развивается

овраг, который усиливает процесс вытаивание льда, сопровождающийся отседанием блоков, и вызывает новые сплывы и оползни [Воскресенский, 2001]. Между вытаивающими ледяными жилами часто остаются останцы, обычно пылеватого состава, *байджерахи* [Soloviev, 1973] (Рисунок 2.9).

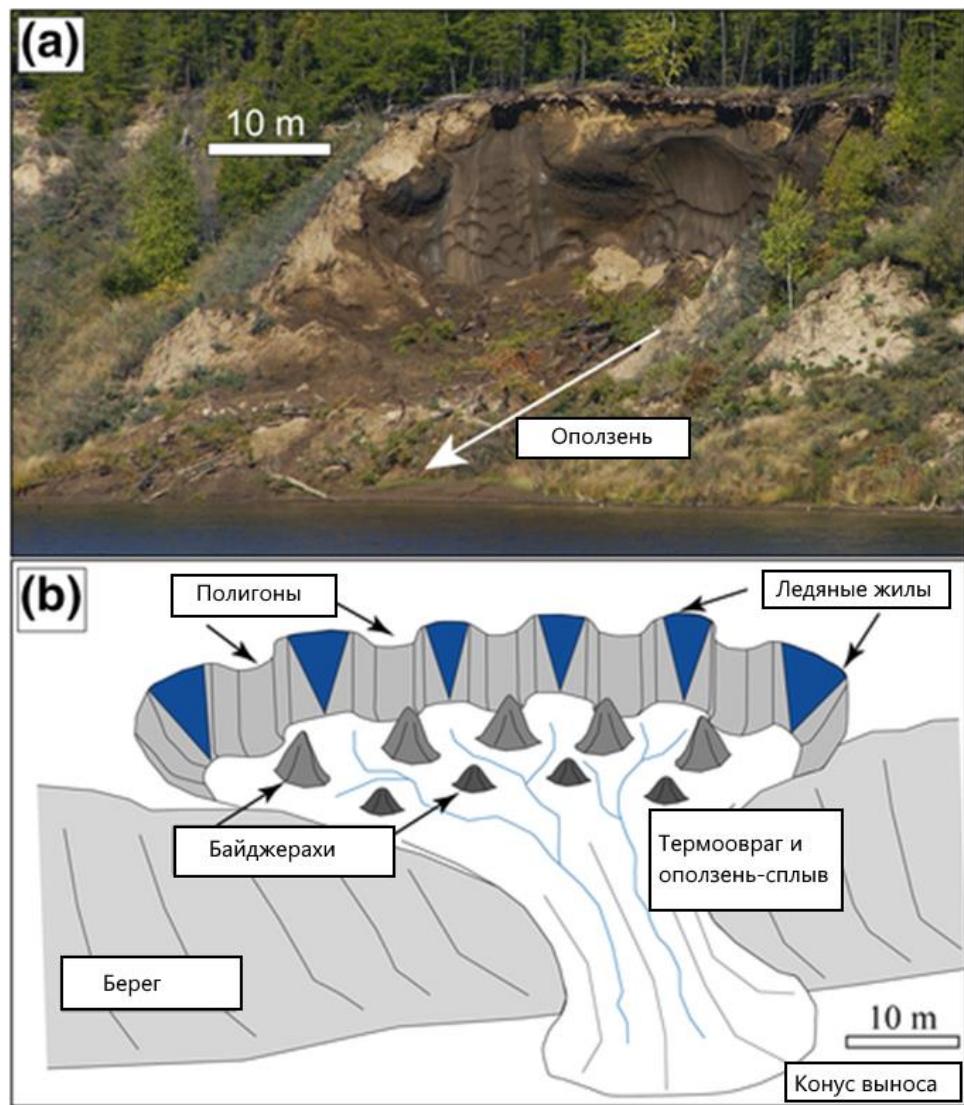


Рисунок 2.9. Механизм поставки наносов при разрушении ледового комплекса.

Прим.: а – Фотография комплексной деструкции берега, Центральная Якутия [Séjourné et al., 2015]; б – Схема процесса разрушения берега

Формы береговых уступов высокольдистых берегов отличаются большим своеобразием и динамичностью [Ogorodov et al., 2016], развиваясь при взаимодействии склоновых процессов, термоабразии, термоэрозии и термокарста, интенсивность которых имеет один порядок. Термоабразия и термоэрозия приводит к отступанию берега, термокарст способствует вытаиванию льда и выполаживанию береговых уступов. Темпы

данных процессов различны, термокарст воздействует на берега почти непрерывно в течение теплого времени года. Его интенсивность подвержена закономерным и сезонным изменениям температуры, скорости ветра. Развитие термоабразии и термоэрозии, а также их воздействие на надводную часть береговой зоны – наоборот, неравномерно во времени. Разрушение активно развивающихся термоэрозионных берегов происходит скачками, путем обрушения береговых уступов. В промежутках между обрушениями уступы подвергаются термокарсту и не испытывают непосредственного воздействия термоабразии над водоприбойной нишей. Поэтому дальнейшее отступание берега определяется скоростью вытаивания ледяных жил и транспортирующей способностью склоновых потоков [Арэ, 1980].

Потенциальные возможности теплового разрушения термоэрозионных берегов огромны, но в природных условиях они не реализуются по той причине, что возможности механического, эрозионного воздействия водных потоков на берег намного меньше, чем у теплового, термокарстового. Даже в самых благоприятных условиях склоновые и русловые процессы не могут непрерывно удалять оттаившую породу из береговой зоны, поэтому поверхность многолетнемерзлых пород на береговом склоне всегда покрыта термоизолирующим слоем талых наносов, которые во много раз снижают интенсивность протаивания. В дальнейшем термоизоляционный слой талых пород на склоне дренируется, уплотняется, осваивается растительностью, в нем устанавливается равновесный режим сезонного протаивания, и на этом процесс денудации термоэрозионного берега прекращается [Арэ, 1980; Séjourné et al., 2015]

Для рек криолитозоны освобождение ото льда происходит на подъеме быстро формирующейся волны половодья. В течение несколько дней половодье распространяется вниз по течению, образуя череду ледовых заторов, которые являются причиной аномально высоких уровней. Так, осушенные аллювиальные формы во время межени затопляются в мерзлом состоянии, что приводит к снижению темпов вертикальных деформаций в период снеготаяния и прохождения волны половодья. Основное движение донных гряд происходит уже на спаде половодья при более низких расходах, что определяет устойчивость русел рек криолитозоны и низкие темпы вертикальных деформаций [Зайцев, Тананаев, 2008; Чалов, 1979]. Для рек криолитозоны характерно формирование ледовых заторов, спуск которых приводит к значительным скоростям потока, а, следовательно, к врезу дна ниже заторных участков [Тананаев, 2007].

Водный поток создает отепляющее воздействие на многолетнемерзлые породы, что определяет существование таликов под руслами рек в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Так, скорость оттаивания мёрзлого грунта под водой составляет

около 0,2-0,4 м/год [Водные пути бассейна Лены, 1995]. Тем не менее, при быстром отступании берега вследствие горизонтальных деформаций значительная площадь русла может быть занята мерзлыми породами [Беркович, 1972]. Побочни, осерёдки, второстепенные рукава и протоки также могут быть заняты многолетнемерзлыми породами [Чалов, Евстигнеев, Зайцев, 1994]. Поэтому наравне с механической эрозией для рек криолитозоны могут наблюдаться термические процессы, которые приводят к увеличению отметок глубин дна. В случае, когда затопляемые поверхности сложены высокольдистыми рыхлыми отложениями, у которых объемная льдистость превышает пористость в талом состоянии, при оттаивании такие породы дают значительную просадку.

Для рек с галечно-валунным аллювием характерным является формирование отмостки, состоящий из наиболее крупных наносов, которые являются не вовлеченными в сток наносов в межень. Однако во время половодья или крупных дождевых паводков, при достижении пиковых значений расходов воды эти наиболее крупные наносы приходят в движение. Наносы, имеющие меньший диаметр и расположенные под данными крупными обломками, начинают стремительно поступать в речной поток, что приводит к тому, что в короткий период мутность воды увеличивается в десятки раз [Чалов, 2011].

На реках криолитозоны зимой зачастую наблюдается ледяной покров значительной толщины. Весной при подъёме уровня речной лед может переносить большое количество наносов, поступающих на его поверхность с крутых горных склонов, а также смерзшегося с ледяной коркой руслового аллювия. Перемещаясь вместе со льдом, наносы поступают в русло ниже по течению при таянии льда [Чалов, 2011].

Пойма реки – часть речной долины, заливаемая водами половодья или крупных паводков [Михайлов, Добролюбов, 2017]. Она служит основным местом временной аккумуляции наносов Арус, которые в дальнейшем могут быть вновь вовлечены в транспорт при изменении гидрологических условий. В пределах криолитозоны процесс осадконакопления в целом аналогичен другим природным зонам, однако на отдельных участках возможна сезонная фиксация аллювия за счёт его промерзания [Беркович, 1972]. В общем случае, скорость осадконакопления экспоненциально уменьшается от десятков сантиметров на низких прирусловых поймах до сотых долей миллиметров в год на высоких центральных поймах.

В среднем течении р. Амура [Махинов, 2006] при средней скорости аккумуляции на пойме в 1,2 мм/год, для таких молодых участков поймы, как осередков и побочней, в процессе своего формирования, слой наилка, отложившегося в течение одного паводка, может достигать до 0,3 м. Для рек бассейна Оби по наблюдениям НИЛ ЭПиРП МГУ скорость аккумуляции в прирусловой части поймы при формировании гриб может

достигать 0,07-0,2 м/год, тогда как в центральной и притеррасной части поймы аккумуляция уже намного меньше и составляет 0,5-30 мм/год. Для р. Лены в прирусовой части поймы за последние сто лет скорость осадконакопления составляла от 0,14 м до 0,19 м/год [Правкин, Большиянов, 2019] (Таблица 2.3).

Таблица 2.3. Скорость осадконакопления на пойме.

Бассейн	Река, участок	Среднемноголетние скорости накопления наилка в разных частях поймы, мм/год			Источник
		Прирусальная	Центральная	Притеррасная	
Северная Двина	Северная Двина, нижнее течение	15	2,5	0,3	
Обь	Обь, среднее течение	70	1,5-6	-	
Обь	Чулым	100-200	-	-	
Енисей (Байкал)	Голоустная	-	-	0,12 - 0,17	[Макаров, 2011]
Лена	Киренга, среднее течение	40-50	-	0,1-1	[Эрозионно-русловые..., 2017].
Лена	Лена, Кюсюр	140 - 190	-	-	[Правкин, Большиянов, 2019]
Амур	Амур, ср. течение	300	1,2	-	[Махинов, 2006]

Аккумулятивные формы руслового рельефа, побочни и осередки, песчаные отмели, заслуживают отдельного внимания. Их возникновение является следствием грядового движения донных наносов [Чалов, 2011]. Обычая, данные формы рельефа могут отторгаться в результате их закрепления растительным покровом или в случае криолитозоны из-за промерзания. Иногда высота подобных берегов может составлять 3-4 м, при этом их верхняя кромка представляет собой гребень крупной гряды [Тананаев, 2014]. Тем не менее, размыв новообразованных берегов и последующая аккумуляция в нижней части гряды может быть достаточно динамичным процессом, что определяет скорость их смещения ниже по течению. В среднем, скорость данного процесса не превышает 10-15 м/год. Для больших рек со значительным промерзанием руслового аллювия, расположенных в суровом климате, таких как Северная Двина, Лена, Мезень, Печора, Обь, фиксируются крайне высокие скорости размыва оголовков островов до 50-60 м/год [Чалов, Кирик, 2015а], в отдельных случаях скорость смещения осередков может достигать 250-500 м/год [Тананаев, 2014; Чалов, 2011].

2.3. Балансовая классификация процессов формирования стока наносов в криолитозоне

Проведенный в рамках диссертационной работы обзор научной литературы показывает, что имеющаяся база знаний хотя и дает необходимую информацию об экзогенных процессах в криолитозоне, но не достаточен для решения задач численных оценок формирования стока наносов на водосборе, поэтому была разработана новая классификация, основанная на балансовом подходе. В авторской классификации процессов формирования стока наносов путем инвентаризации всех основных рельефообразующих процессов для водосборов криолитозоны собраны только те аккумуляционные и денудационные процессы, которые являются наиболее важными в контексте поставки наносов в эрозионно-русловую сеть.

Так, предложенная классификация имеет 5 уровней. На 1-м уровне все явления разделяются на *процессы формирования стока наносов* и *процессы аккумуляции наносов*. На 2-м уровне процессы формирования стока наносов разделяются на бассейновую и русловую компоненту, т.е. на два принципиально различных источника наносов, как по пространственному охвату (площадной / линейный), так и по гранулометрическому составу (в основном, более грубообломочные наносы, русловая фация / в основном, более тонкодисперсные отложения, бассейновая фация). Также процессов аккумуляции можно аналогично выделить аккумуляцию на водосборах и в пойменно-русловых комплексах рек. На 3-м уровне каждая из компонент уточняется по местоположению процессов формирования стока наносов / аккумулятивных процессов. Из-за кардинальных различий в процессах формирования стока наносов для горных и равнинных водосборов было принято решение разделить бассейновую компоненту. Кроме этого на 3-м уровне разделяются и аккумулятивные процессы: для бассейновой компоненты аккумуляция в зависимости от местоположения может происходить на склонах, в днищах долин и балок и в конусах выноса; в долинах рек основными местами, где происходит аккумуляция, являются формы руслового рельефа (осередки, побочни, песчаные отмели и т.д.), поверхности поймы, а также пойменные озера, протоки, затоны. На 4-м уровне происходит детализация местоположения процессов формирования стока наносов. Так, в случае бассейновой компоненты для можно отдельно выделить процессы на склонах и процессы в овражно-балочной сети. Для русловой компоненты разделение на 4-м уровне происходит на эрозию берегов (горизонтальную эрозию, плановые деформации) и эрозию дна (вертикальные деформации, размыв дна). На заключительном 5-м уровне представлены непосредственно процессы формирования стока наносов, описание которых приведено в предыдущем разделе. Так, для равнинных водосборов криолитозоны ведущими процессами

формирования стока наносов являются: овражная эрозия и термоэрзия (включая переходные термокарстовые формы, туннельную эрозию и т.д.), плоскостной смыг (в т.ч. талый и ливневой смыг), солифлюкция, оползневые процессы (в т.ч. и криогенные оползни, а также комплекс эрозионных и термических процессов, действующих в термоэрзационных цирках). Для горных водосборов выделяются в дополнение к этим процессам ледниковая экзарация, обвально-осыпные процессы, селеобразование и крип. Для берегов основными процессами, поставляющими наносы, выступают: механическая и термическая эрозия берегов, волновая и термическая абразия, комплексная деструкция высокольдистых обнажений береговых уступов [Воскресенский, 2001], а также обычновенные обвально-осыпные процессы на береговых уступах. Касаемо дна реки, наносы могут поступать за счёт термического вытаивания наносов, а также механического размыва. Описанная выше классификация может быть отображена в виде схемы (Рисунок 2.10).

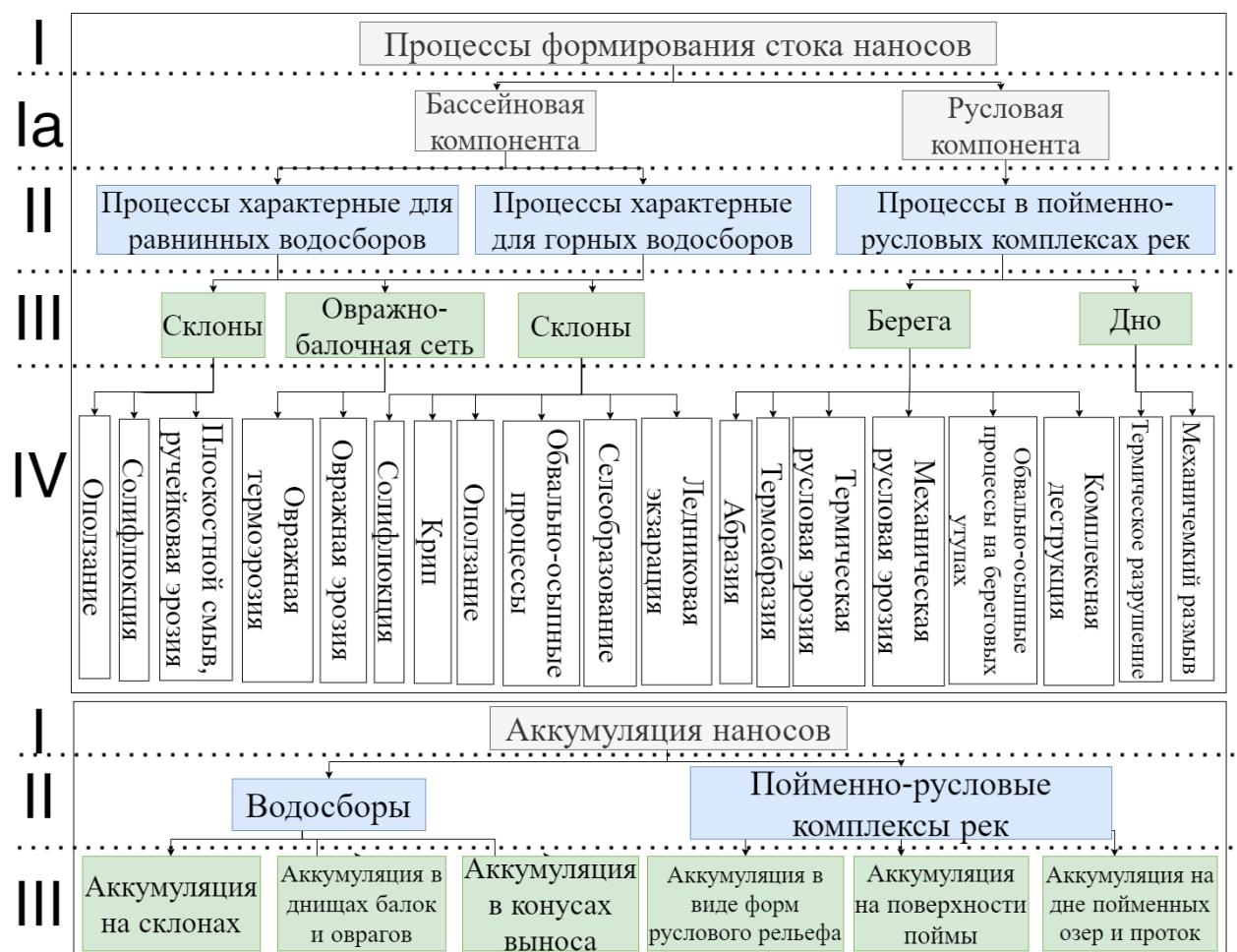


Рисунок 2.10. Балансовая классификация эрозионных процессов в криолитозоне.

Авторская балансовая классификация имеет ряд отличий с упомянутыми подходами в разделе 2.2. В отличие от классификаций в работе [Гречищев, Чистотинов, Шур, 1984] и К.С. Воскресенского, которые охватывают широкий спектр экзогенных или

рельефообразующих процессов, авторская классификация целенаправленно ориентирована на процессы, поставляющие наносы в эрозионно-русловую сеть, что делает ее более специализированной для изучения именно стока наносов. Авторская классификация выделяет бассейновую и русловую компоненты как принципиально различные источники наносов. Этот аспект не так явно выражен в других классификациях, хотя русловая эрозия и береговая абразия упоминаются у К.С. Воскресенского и В.Л. Познанина. Учет различий в процессах формирования стока наносов для горных и равнинных водосборов является важной особенностью авторской классификации, что делает ее более применимой к разнообразным ландшафтам криолитозоны и отличает от других представленных классификаций. В частности, авторская классификация детально описывает места аккумуляции и формирования стока наносов на разных уровнях (водосбор, пойменно-русловой комплекс), что также представлено в работе [Tananaev, Lotsari, 2022], но отсутствует в прочих классификациях. В классификации В.П. Мельникова процессы сгруппированы по ведущим агентам (криогенные, флювиальные, гравитационные). Авторская классификация использует другой принцип, основанный на источнике и месте формирования/аккумуляции наносов, предполагая, что процессы могут иметь несколько ведущих агентов, сменяющих друг друга.

Подводя итоги, можно сказать, что классификация, предлагаемая автором диссертационной работы, обладает следующими чертами:

1. *Комплексный подход для водосборов криолитозоны:* классификация разработана с учетом специфики водосборов криолитозоны и включает в себя как процессы, характерные для регионов с многолетней мерзлотой, такие как термоэрзия, термокарст и криогенные оползни, так и процессы, встречающиеся в других природных зонах, такие как: плоскостной смыв, механический размыв русла и пр. В то же самое время учтены процессы, характерные для горной и равнинной криолитозоны;
2. *Четкая иерархическая структура:* классификация имеет 5 уровней, что обеспечивает системный и упорядоченный подход к пониманию различных аспектов формирования стока наносов. Каждый уровень детализирует предыдущий, начиная с общего разделения на формирование и аккумуляцию и заканчивая конкретными процессами, соотнесенными с конкретным расположением данного процесса;
3. *Акцентирование внимания на процессах формирования стока наносов:* в классификации имеет место четкое разделение процессов на те, которые приводят к

образованию и поступлению наносов в русловую сеть, и те, которые отвечают за их аккумуляцию, что позволяет лучше понять баланс наносов в системе. Разделение источников наносов на бассейновые (площадные) и русловые (линейные) позволяет более точно оценивать вклад каждого источника в общий сток наносов.

4. *Выделение ключевых процессов и детализация мест их распространения:* на заключительном 5-м уровне представлены конкретные экзогенные процессы, которые непосредственно отвечают за поставку наносов. Классификация четко связывает формы рельефа с характерными для них процессами, что позволяет использовать классификацию в качестве практического инструмента для полевых исследований и моделирования.

Таким образом, можно сделать вывод, что данная классификация:

- является достаточно полной для процессов, важных в контексте поставки наносов в эрозионно-русовую сеть для рек криолитозоны;
- позволяет систематизировать и упорядочить представление о различных процессах, участвующих в формировании стока наносов;
- служит основой для проведения научных исследований, помогая идентифицировать, классифицировать и анализировать различные источники и механизмы поставки наносов, а также проводить численные оценки этих процессов, что было реализовано в рамках диссертационной работы;
- дает понимание того, какие процессы являются ведущими в конкретных условиях, что необходимо для разработки прогностических моделей стока наносов и оценки его влияния на качество воды и другие аспекты окружающей среды, что в свою очередь может быть использовано для разработки стратегий управления водными и земельными ресурсами в криолитозоне.

Глава 3. Модель формирования стока наносов рек криолитозоны

Разработанная балансовая классификация послужила концептуальной основой для создания математической модели формирования стока наносов, реализованной в виде программного комплекса на языке R, где каждый выделенный процесс находит свое прямое отражение в виде отдельного расчетного модуля. Концептуальная схема модели, иллюстрирующая последовательность расчетов, представлена на (Рисунок 3.1). Моделирование включает четыре основных этапа. На первом этапе происходит разбиение водосбора на подбассейны на основе БД HydroBASINS. Для каждого подбассейна, имеющего среднюю площадь в 1885 км^2 , решается уравнение баланса наносов, описывающее их поступление со склонов в речную сеть. Также на этом этапе происходит разделение подбассейнов на два типа – горные и равнинные, основанное на базе данных горных территорий GMBA. На втором этапе для каждого выделенного подбассейна происходит расчет компонент баланса наносов по уравнениям (2.3) и (2.4) на основе эмпирико-статистических моделей и эмпирических оценок. Третий этап посвящён оценке русловой составляющей стока наносов для всей длины речной сети водосборов со среднегодовым расходом воды более $30 \text{ м}^3/\text{с}$. Для оценки массы наносов, поступающих в результате размыва берегов, и аккумуляции, в виде первичной поймы, применялся подход, базирующийся на анализе разновременных космоснимков. На заключительном этапе происходит интеграция всех смоделированных потоков по элементарным водосборам и речной сети наносов, что позволяет получить их итоговый сток для всего речного бассейна (2.5). При расчетах вклад процессов, расположенных выше водохранилищ, исключался.

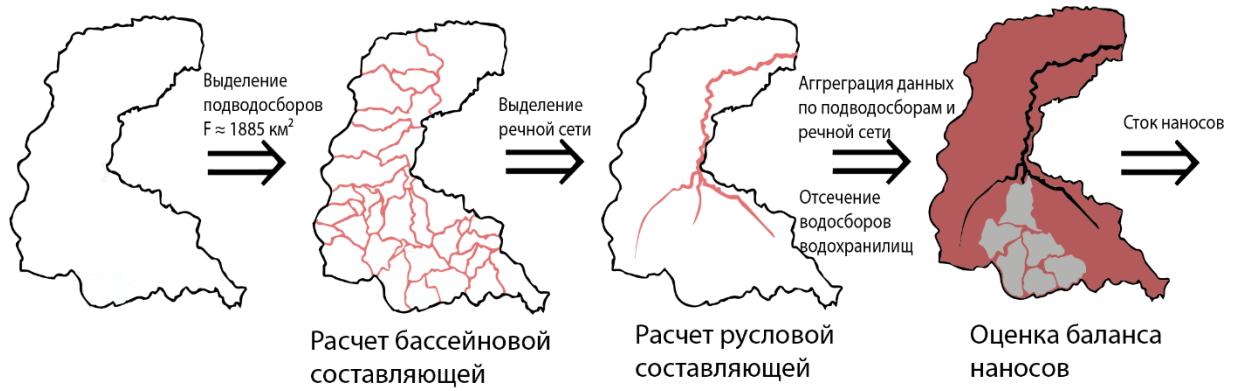


Рисунок 3.1. Структура проводимых расчетов

Структура данной главы организована в соответствии с блоками кода расчетного комплекса. Концептуальные основы моделирования баланса наносов изложены в разделе 3.1, далее разделы 3.2 и 3.3 посвящены методикам оценки бассейновой составляющей стока

наносов для равнинных и горных водосборов соответственно, раздел 3.4 посвящен оценке русловой составляющей.

3.1 Характеристики модели формирования стока наносов

Решение задачи количественной оценки процессов формирования стока наносов, в работе было выполнено на основе синтеза трех методических подходов: *процессно-ориентированного численного моделирования*, основанного на математическом воспроизведении физических процессов эрозии, транспорта и аккумуляции наносов; *численного анализа изменений рельефа*, базирующегося на оценке динамики высотных отметок поверхности, связанных с выносом или привносом вещества; *обобщения литературных источников* полевых измерений скоростей процессов формирования стока наносов. К каждой компоненте баланса наносов применялся тот или иной алгоритм в зависимости от специфики процесса, наличия исходных данных, а также пространственного и временного охвата предполагаемых оценок.

Преимущество *процессно-ориентированного моделирования* связано с выявлением причинно-следственных связей между процессами и факторами среды, например, осадками, литологией и пр., реализованных в виде уравнений, что дает возможность осуществления оценок процессов, для которых численное измерение в региональном масштабе затруднительно, а вариабельность в пространстве и связь с факторами среды значимая и хорошо изученная. Авторский программный комплекс, написанный на языке программирования R, включает в себя оценки плоскостного ливневого и талого смыва Wэр по уравнениям с использованием концептуальных подходов, реализованных в моделях WATEM-SEDEM [Rompaey Van et al., 2001] и Erosion [Методические..., 1996], а также аккумуляцию наносов от комплекса процессов формирования стока наносов для горных водосборов с использованием алгоритмов из модели SedInConnect 2.3 [Cavalli et al., 2013].

В случае наличия четкой связи между локализацией процесса и изменений в высотных и площадных отметках возможно применение метода *численного анализа изменений рельефа на основе данных ДЗЗ*. Сильной стороной данного метода является способность фиксировать результат действия того или иного процесса формирования стока, что обеспечивает четкую привязку к объективно измеряемым параметрам: изменений высотных отметок рельефа, площадей, объемов, как на местности, так и по данным дистанционного зондирования. Процессы аккумуляции и формирования стока наносов представляют собой реальный результат взаимодействия гидродинамических,

литологических и морфометрических факторов, их количественная оценка служит прямым индикатором реализованных сценариев денудации/ аккумуляции, поэтому качество получаемых оценок здесь зависит от погрешностей исходных данных, т.е. разрешений снимков, точности цифровых моделей рельефа и пр. Погрешность в подобные расчёты вносит введение констант и дополнительных расчетных параметров, необходимых для перехода от объёмов и площадей к массам перемещаемого материала, (например, учет плотности и льдистости отложений). Важным методологическим ограничением является зависимость временной привязки расчетных интенсивностей процессов формирования стока наносов от интервала между датами получения исходных данных о рельефе. Результаты отражают условия переноса наносов только в пределах наблюдаемого периода. В диссертационной работе, опираясь на эту методику были определены массы наносов, поступающих в результате русловой эрозии *Wrusl* (2.4), овражной эрозии *Wovr* и криогенных оползней *Won* (2.2), а также аккумуляции наносов *Arusl* (2.4).

В тех случаях, когда деятельность того или иного процесса формирования стока наносов не приводит к изменениям в рельефе, которые могут быть диагностированы при анализе данных дистанционного зондирования, или в результате анализа литературы не было найдено подходящих физико-математических моделей, которые бы могли позволить произвести расчет данных процессов в региональном масштабе, приемлемым является оценка скоростей процессов формирования стока наносов по данным *обобщения литературных источников*. Другими словами, происходит экстраполяция данных о скоростях данных процессов, измеренных для конкретных водосборов к неизученным водосбором, опираясь на подобие климатических, геологических и прочих условий. Преимуществом данного метода является четкая привязка моделируемых значений к измеренным значениям. Однако основные недостатки данного метода связаны с высокой неопределенностью из-за проблем пространственной экстраполяции, разнородности исходных данных, локальной специфики области измерений. На основе этого метода был оценен объем мобилизируемого материала в результате обвально-осыпных процессов *Wобос*, крипа *Wкр*, солифлюкции *Wсол*, ледниковой экзарации *Wледн* и водной эрозии *Wэр* для горных водосборов, а также слой аккумуляции в центральной части поймы, входящей в состав *Arusl*. Полученные таким методом оценки следует рассматривать как приближенные, крайнюю меру, связанную с отсутствием возможности применения более надежных методов, или же как первый шаг к пониманию роли данных процессов в балансе наносов, требующий последующей верификации более точными методами при дальнейшем усовершенствовании модели.

В диссертационной работе баланс наносов рассматривается на основе среднемноголетних значений его компонент, характеризующих текущее состояние эрозионно-аккумулятивной системы. Сток наносов при этом определяется как результат решения уравнения баланса наносов, включающего все приходные и расходные компоненты. Калибровка и верификация модели была проведена на основе сопоставления расчетных значений стока наносов с данными многолетних наблюдений, полученных на гидрологических постах мониторинга Росгидромет. Общая схема моделируемых процессов и используемых методик изображена на рисунке 3.2. Оценка качества моделирования, калибровка и апробация модели приведена в Главе 4.

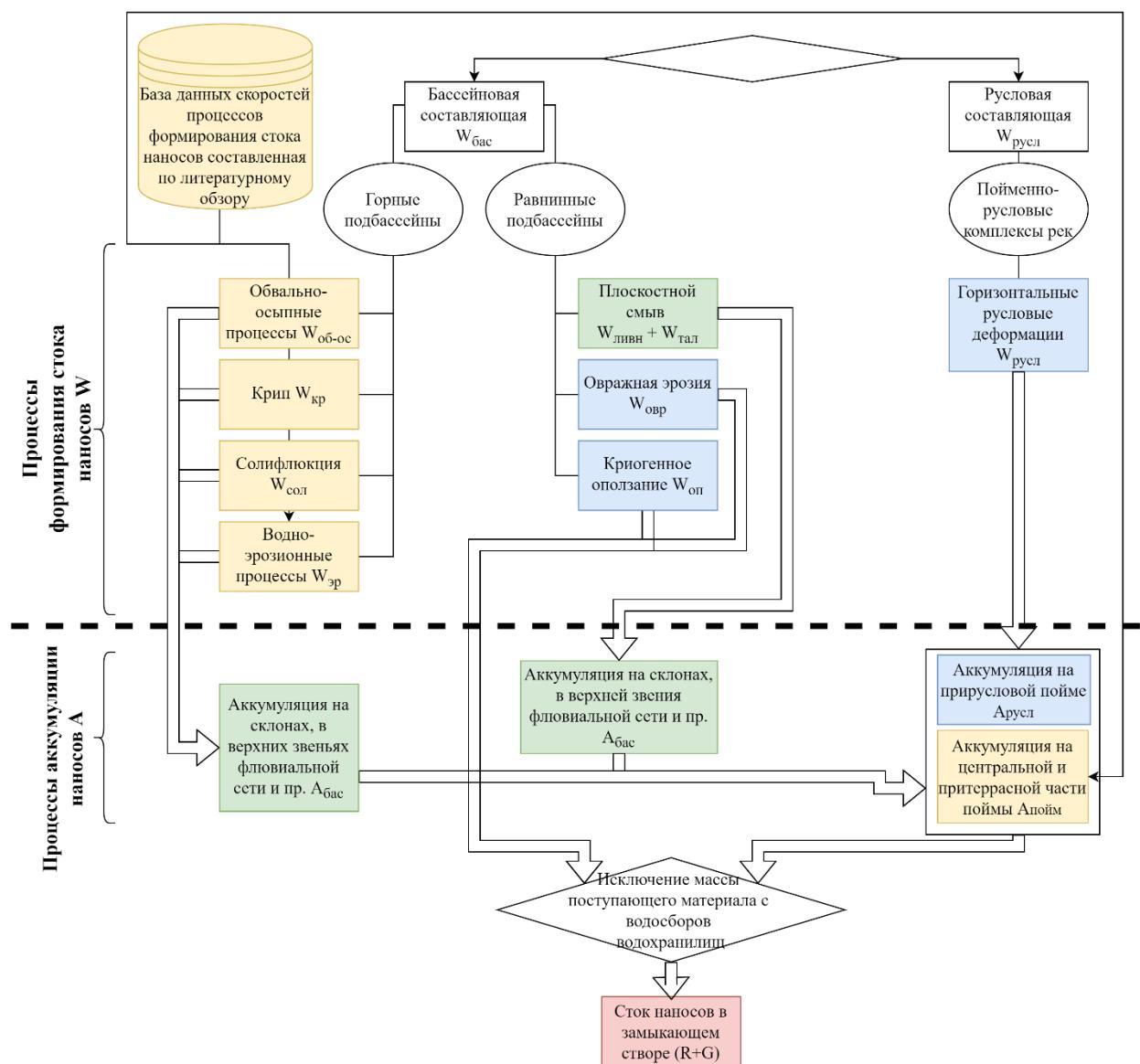


Рисунок 3.2. Схема расчета стока наносов для модели формирования стока наносов
Прим. Желтым цветом обозначены процессы, оцениваемые методом обобщения литературных источников, Зеленым цветом – методом физико-статистического

моделирования, Синим цветом – численного анализа изменений рельефа, Красным цветом – результат расчета модели, сток наносов

3.2 Оценка компонент баланса наносов для равнинных водосборов

3.2.1 Численная оценка плоскостного смыва

Эрозия почв, плоскостной и ручейковый смыв, на водосборе традиционно рассматривается как один из основных источников поступления наносов в реки [Голосов, 2006; Дедков, Мозжерин, 1984; Walling, 2006]. Развитие методов моделирования процесса почвенной эрозии всегда было тесно связано с развитием сельского хозяйства [Dotterweich, 2013], а первые вычислительные уравнения появились еще в 40-х годах XX века [Корнев, 1937][Zingg, 1940]. К одному из современных типов моделей эрозии почв относятся физико-статистические модели смыва, которые состоят из строго определенных параметров, базирующихся на физической обоснованности процессов. Первая модель такого типа, в последствии получившая название Универсального уравнения потери почв (USLE), была разработана в США в 40 - 50-х годах XX века. Значения параметров этого уравнения были получены по данным многолетних наблюдений за эрозией почв на стоковых площадках, лотках, расположенных более чем на 8000 участках в 21 штате США. Сами площадки имели длину 22,13 м, ширину 1,83 м, уклон 9 % [Wischmeier, Smith, 1965]. Окончательно оформленная в виде руководства для вычисления и прогноза эрозии почв под эгидой Департамента сельского хозяйства США, модель была опубликована в 1978 году [Wischmeier, Smith, 1978], тем не менее, работа над совершенствованием модели проходит до сих пор, путем параметризации и способа подсчета входных параметров для разных регионов.

Физико-статистические модели такого типа получили широкое распространение в мире за счет возможности расчета водной эрозии для крупных пространственных объектов, региональных оценок. Данная возможность возникает благодаря тому, что входные параметры модели не привязаны к конкретному склону и могут быть пространственно распространены в виде ГИС-слоев. В диссертационной работе были использованы модификации USLE. Для оценки ливневой эрозии были использованы уравнения из программного комплекса WATEM-SEDEM разработанного в университете г. Левен в Бельгии [Notebaert et al., 2006], а для оценки талого смыва - уравнения из программного комплекса Erosion, разработанного сотрудниками НИЛ ЭПиРП Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова Г.А. Ларионовым и С.Ф. Красновым [Методические указания ..., 1996].

Для оценки ливневого смыва была использована формула (3.1), которая является неизменной частью всех уравнений семейства USLE. Формула 3.1 заключает в себе 5 факторов, определяющих данный процесс: эродирующую способность дождя R , эродируемость почвы K , фактор рельефа LS , противоэррозионную защиту подстилающего покрова C . Перемножение значений данных факторов между собой позволяют вычислять значение водной эрозии $W_{\text{ливн}}$.

$$W_{\text{ливн}} = R K LS C \quad (3.1)$$

где $W_{\text{ливн}}$ - объем ливневой эрозии, т/га в год, R - эродирующая способность дождя, МДж $\text{мм га}^{-1} \text{час}^{-1} \text{год}^{-1}$, K - эродируемость почвы, час год $\text{МДж}^{-1} \text{мм}^{-1}$, LS - фактор рельефа, определяемый через длину склона и уклон, безразм., C - противоэррозионная защита подстилающего покрова (растительности), безразм. Для расчета каждого из данных факторов была использована уникальная методика расчета.

В качестве исходных материалов для расчета ливневой эрозии послужили разные источники (Таблица 3.1). В качестве исходных данных для расчета LS фактора, фактора рельефа, была использована цифровая модель рельефа (ЦМР) FABDEM (Forest And Buildings removed Copernicus DEM), которая представляет собой глобальную ЦМР с пространственным разрешением 30 метров, для которой алгоритмами машинного обучения были удалены артефакты, связанные с растительностью и искусственными сооружениями. Данный продукт создан на основе цифровой модели местности (ЦММ) Copernicus DEM GLO-30, которая в свою очередь основана на снимках Sentinel 2014–2023 [European Space Agency, 2021]. Среднеквадратическая ошибка высотных отметок FABDEM составляет 3-6 м [Bhardwaj, 2022]. Расчет LS фактора производился для каждой ячейки ЦМР при помощи функций из библиотеки *rusler* для языка программирования R [rusleR..., 2023] по формуле [Desmet, Govers, 1996]. Погрешность использования ЦМР 30-и метрового разрешения в целях расчета эрозии и стока наносов по модели WATEM/SEDEM составляет 10% [Жидкин, Голосов, Добрянский, 2021].

Для расчета С фактора была использована база данных подстилающего покрова ESA Worldcover, разработанная Европейским космическим агентством (ESA) и имеющая пространственное разрешение 10 м [Bontemps et al., 2011]. Данные о подстилающем покрове, растительности, типах землепользования были получены на основе комбинации таких источников как Sentinel-1 (радарные снимки) и Sentinel-2 (снимки в оптическом диапазоне) за 2021 год. ESA Worldcover предоставляет классификацию подстилающего

поверхности Земли на 2021 год по 11 категориям (Таблица 3.1). Точность классификации составляет 76,7%, данные доступны в растровом формате в открытом доступе. Для каждой категории WorldCover было задано значение С фактора от 0 до 1 на основании работы [Panagos et al., 2015].

Для расчета К фактора, эродируемости почвы, была использована база данных почвенных характеристик SOIL GRIDS, созданная международной организацией ISRIC [Hengl et al., 2017]. Этот источник, полученный методом машинного обучения на основе данных дистанционного зондирования и более чем с 150,000 почвенных профилей за последние 50-70 лет, открывает доступ к детальным данным о распространении почвенных характеристик с разрешением 250 м. Для каждой расчетной ячейки модели в базе данных содержится информация о содержании органического углерода, pH, гранулометрическом составе почвы, влагоёмкости, плотности и пр. для шести горизонтов: 0-5 см, 5-15 см, 15-30 см, 30-60 см, 60-100 см, 100-200 см. В глобальном масштабе точность данного ресурса по данным кросс-валидации для гранулометрического состава составляет 30-50%, $R^2 \approx 0,3-0,5$, для органического углерода 60-70%, $R^2 \approx 0,6-0,7$, для изученных территорий с большим количеством почвенных разрезов точность оценок превышает 70% [Hengl et al., 2017]. Учитывая эти оценки, экспертыным методом можно определить ошибку данного ресурса, в среднем, как $\pm 40\%$. Для расчета К фактора по методу [Williams, Renard, Dyke, 1983] данные о гранулометрическом составе и органическом углероде усреднялись для каждой ячейки, после чего эродируемость почвы оценивалась при помощи функций из библиотеки *rusler* для языка программирования R [rusleR..., 2023] по формуле [Williams, Renard, Dyke, 1983].

Для оценки R фактора, эрозионного потенциала осадков, была использована карта эрозионного потенциала осадков [Ларионов, 1993], которая является основополагающей работой по оценке эрозионного потенциала осадков для территории СССР. Данная карта была создана группой ученых из НИЛ ЭПиРП Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова под руководством Г.А. Ларионова в 1993 году. Эрозионный потенциал осадков был рассчитан на основе обработки данных плювиограмм для метеорологических станций СССР (всего 660 станций), за период 1960–1980-х годов. На основе этих расчетов в точках и физико-географической карты масштабом 1:500 000 Г.А. Ларионовым была произведена интерполяция значений R-фактора вручную с учетом рельефа и особенностей ландшафта на всю территорию СССР. Используя цифровую копию изолиний данной карты с помощью инструмента «Toro to raster» в ArcGIS Pro автором была выполнена интерполяция значений R фактора на территорию водосборов.

Таблица 3.1. Использованные ресурсы для расчета ливневой эрозии

Параметр		Ресурс	Разрешение	Формула	Погрешность	Временная привязка данных																						
R	Фактор эродирующей способности дождя	Карта ЭПО [Ларионов, 1993]	5 км	$R = 0.01 \left(\sum_{j=1}^{j=n} \{24.73 + 8.94 (\lg(2.364 I_j) h_j)\} \right) I_{30} \cdot A$ <p>[Ларионов, 1993]</p>	-	1960 – 80-е																						
K	Фактор эродируемых почв	SOIL GRIDS [Hengl et al., 2017]	250 м	$K = f_{csand} \times f_{cl-si} \times f_{orgc} \times f_{hisand}$ $f_{csand} = (0.2 + 0.3 \times \exp \left(-0.256 \times m_s \times \left(1 - \frac{m_s}{100} \right) \right))$ $f_{cl-si} = \left(\frac{m_{silt}}{m_c + m_{silt}} \right)^{0.3}$ $f_{orgc} = \left(1 - 0.0256 \times \frac{orgc}{orgc + \exp \left(-5.51 + 22.9 \times \left(1 - \frac{m_s}{100} \right) \right)} \right),$ $f_{hisand} = \left(1 - \frac{0.7 \times \left(1 - \frac{m_s}{100} \right)}{\left(1 - \frac{m_s}{100} \right) + \exp \left(-5.51 + 22.9 \times \left(1 - \frac{m_s}{100} \right) \right)} \right),$ <p>[Williams, Renard, Dyke, 1983]</p>	40% [Hengl et al., 2017]	XX – XXI вв.																						
LS	Фактор рельефа	FABDEM [Hawker, Neal, 2021]	30 м	$LS = (m + 1) \left(\frac{U}{L_0} \right)^m \left(\frac{\sin \beta}{S_0} \right)^n$ <p>[Desmet, Govers, 1996]</p>	10% [Жидкин, Голосов, Добрянский, 2021]	2014 – 2023																						
C	Противоэрзионная способность растительности	Esa-Worldcover [Zanaga et al., 2022]	10 м	<p>Эмпирические коэффициенты из литературы [Panagos et al., 2015]:</p> <table> <tbody> <tr> <td>Лес</td> <td>0,001</td> </tr> <tr> <td>Кусты</td> <td>0,062</td> </tr> <tr> <td>Луга</td> <td>0,166</td> </tr> <tr> <td>С/х поля</td> <td>0,210</td> </tr> <tr> <td>Застройка</td> <td>0,390</td> </tr> <tr> <td>Голая земля</td> <td>1</td> </tr> <tr> <td>Ледники</td> <td>0</td> </tr> <tr> <td>Водные объекты</td> <td>0</td> </tr> <tr> <td>Болота</td> <td>0</td> </tr> <tr> <td>Мангры</td> <td>0</td> </tr> <tr> <td>Мхи, лишайники</td> <td>0</td> </tr> </tbody> </table>	Лес	0,001	Кусты	0,062	Луга	0,166	С/х поля	0,210	Застройка	0,390	Голая земля	1	Ледники	0	Водные объекты	0	Болота	0	Мангры	0	Мхи, лишайники	0	23,3% [Zanaga et al., 2022]	2021
Лес	0,001																											
Кусты	0,062																											
Луга	0,166																											
С/х поля	0,210																											
Застройка	0,390																											
Голая земля	1																											
Ледники	0																											
Водные объекты	0																											
Болота	0																											
Мангры	0																											
Мхи, лишайники	0																											

Прим. R – Эродирующая способность осадков, МДж мм га⁻¹ час⁻¹ год⁻¹; I – интенсивность осадков, мм/мин; h – слой осадков, мм; I₃₀ - максимальная 30-минутная интенсивность осадков, мм/мин, A – коэффициент перехода к размерности МДж мм га⁻¹ час⁻¹ год⁻¹, равный 58,8, n - количество лет, j – ливневое событие; K - f_{csand} –коэффициент, отвечающий за эродируемость почв с большим содержанием крупнозернистого песка и мелкозернистого песка; f_{cl-si} – коэффициент для почв с высоким содержанием илистых и глинистых частиц;

f_{orgc} – коэффициент, отражающий влияние содержания орг. вещества; f_{hisand} – занижающий коэффициент для песчаных почв, эмпирические формулы; m – содержание определённых фракций, %; LS) U – вышележащая водосборная площадь, отнесенная к ширине потока, m^2/m ; L_0, S_0 – длина и уклон стандартной стоковой площадки Уишмейера-Смита (22,1м и $0,09^\circ$); β – крутизна склона, град.; m (0,4-0,6) и n (1,0-1,3) эмпирические параметры, зависящие от превалирующего типа эрозии. С – фактор подстилающей поверхности.

Для расчета талого смыва в диссертационной работе была использована формула (3.2), аналогичная той, что использована в программном комплексе Erosion, разработанной в НИЛ ЭПиРП Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова [Методические ..., 1996]. В уравнении (3.2) присутствуют 4 слагаемых $f(H, K, L)$, $f(I)$, C_t и M . Перемножение данных слагаемых позволяет получить оценку среднего значения эрозии почв в результате талого смыва в единицах, $t/га$ в год. Первым множителем является функция слоя талого стока, эродируемости почвы и длины склона; вторым – уклон; третий и четвертый множитель аналогичны C и R фактору из уравнения USLE [Wischmeier, Smith, 1978]. Входные параметры и уравнения указаны в Таблице 3.2, сам расчет этих функций производится в программном комплексе Erosion, который реализован для ГИС Mapinfo. По причинам того, что программный комплекс Erosion обладает достаточно низкой скоростью расчетов, было принято решение в качестве исходных данных использовать ресурсы с меньшим разрешением.

$$W_{тал} = f(H, K, L) \cdot f(I) \cdot C_t \cdot M \quad (3.2)$$

где $W_{тал}$ - средняя многолетняя величина смыва от стока талых вод, $t/га/год$, H - слой поверхностного склонового стока, зависящий от запасов воды в снеге, осадков во время снеготаяния и коэффициента стока, $мм$, K – эродируемость почвы, $t/га/ед.$, L - длина склона, $м$, I - крутизна склона, безм., C_t - эрозионный индекс культуры или агрофона, представляющий собой отношение смыва с поля, занятого культурой (агрофоном) к смыву с поля зяби, вспаханного вдоль склона, M - коэффициент почвозащитной эффективности противоэррозионной меры, определяемый как отношение смыва с поля, занятого культурой или агрофоном, на котором применяется противоэррозионный прием, к смыву с аналогичного поля, на котором противоэррозионный прием не применялся, а обработка почвы и посев проводятся вдоль склона.

В качестве исходных данных о рельефе использовалась ЦМР GMTED2010 [Danielson, Gesch, 2011]. Данная ЦМР была разработана Геологической службой США (USGS) по данным нескольких источников: миссии SRTM за 2000 год, Terra, ЕТОРО1,

топографических карт, но, в основном, данные этой ЦМР отнесены к 2000 году. Данная ЦМР доступна в трех вариантах разрешения: 7.5, 15 и 30 угловых секунд, что соответствует на местности разрешению в 250 м, 500 м и 1000 м. В диссертационной работе был использован вариант с наилучшим разрешением в 250 м. Вертикальная ошибка ЦМР варьируется от 10 до 30 м в зависимости от региона. В работе [Мальцев, 2022] было произведено сравнение двух ЦМР, SRTM и GMETED 2010 на предмет их использования для расчета эрозии почв по модели RUSLE. Результаты исследования продемонстрировали, что в сравнении с ЦМР SRTM GMETED 2010 в пределах умеренно расчлененного равнинного рельефа Европейской территории России ошибка лежит в диапазоне 7-54%, что сопоставимо с погрешностью, присущей полевым методам измерения эрозионных потерь почвы.

Информация о почвенном покрове была взята с ресурса Harmonized World Soil Database (HWSD), которая была создана организацией FAO/UNESCO Soil Map of the World, созданная в сотрудничестве с Международным союзом почвоведения (IUSS). Данная карта имеет масштаб 1:5 000 000 и разрабатывалась в течение 20 лет (1961–1981 гг.) на основе региональных баз данных, полевых исследованиях. Данный источник содержит в себе не только границы типов почв, но также различные характеристики, такие как гранулометрический состав, концентрация углерода, pH и пр., что позволило рассчитать эродируемость для каждого типа почв по формуле из [Методические ..., 1996].

Для расчета фактора подстилающего покрова была использована модель GlobCover 2009 [Bontemps et al., 2011]. Эта глобальная карта земного покрова была также разработана Европейским космическим агентством (ESA) и является более ранней версией ESA Worldcover, описанной ранее и использованной для оценки ливневой эрозии. Эта база данных была создана по данным спутника ENVISAT (датчик MERIS) за период с 2004 по 2006 год. Этот проект с разрешением 300 м, охватывающий всю поверхность суши Земли и предоставляет информацию о 22 категориях земного покрова, включая леса, сельхозугодия, водные объекты, застроенные территории и пр. Заявленная точность классификации составляет, в среднем, 70-75% [Bontemps et al., 2011].

Данные об эрозионном потенциале снега были взяты из исходных материалов, приложенных к программному комплексу Erosion. Так, в данных материалах содержится карта данного фактора на всю территорию СССР, которая была составлена сотрудником НИЛ ЭПиРП Н.П. Тарабриным методом ручной интерполяции по метеорологическим данным об осадках в период снеготаяния и снегозапасах на период 1960 – 80-е гг. по 660 метеостанциям с учетом рельефа при помощи физико-географической карты масштабом 1:500 000. [Методические..., 1996].

Таблица 3.2 Использованные ресурсы для расчета талого смыва

Параметр	Ресурс	Прос транс твен ное Разре шени е	Формула	Погре шност ь	Време нная привяз ка данны х		
$f(H, K, L, f(I))$	L	Функц ия длины склона	GMTE D 2010 [Daniel son, Gesch, 2011]	30 угл. сек	$L = 22.1^{-p_k} \cdot \Phi^{p_k} \cdot (K \cdot l)^{p_k} \frac{18.62 \sin \arctg(0.01 \cdot l)}{1 + 10^{0.53-0.015 \cdot l \cdot l}} + 0.065$ $p = 0.2 + 2.067 \cdot (p_o - 0.2)(k \cdot l)^{-0.15} K^{0.45}$ $\Phi = (R_B + R_H)/(2 \cdot R_H)$ [Методические ..., 1996]	$\pm 30.5 \%$ [Маль цев, 2022]	
	I	Функц ия уклона					
	H	Эрозионный потенциал снега	Карта талого стока, ручная интерполяция [Ларионов, 1993]	5 км	$H = (H_{mz} + H_{oc})k_{ck} k_{ek}$ [Методические ..., 1996]	-	1960 – 80-е
	K	Эродируемость почвы	Почвенная карта FAO HWSD [FAO, 2006]	50 км	$K = (16.67 \cdot 10^{-6} \cdot (f \cdot (100 - e))^{1.14})(12 - a) + 0.25 \cdot (b - 2) + 0.193 \cdot (4 - z) \cdot s$ $f = (0.005 + 0.001 \text{мм}) + (0.01 - 0.005 \text{мм}) + (0.05 - 0.01 \text{мм}) + (0.25 - 0.05 \text{мм}) \cdot (0.1 - 0.05 \text{мм})$ [Методические ..., 1996]	-	XX-XXI
C _t , M		Фактор подстилающе го покрова	GlobCover 2009 [Bontemps et al., 2011]	300 м	<p>Заливные поля земледелие: 0,15 Богарное земледелие: 0,21 Мозаичные обрабатываемые поля (50-70%)/ лес, луга (20-50%): 0,165 Мозаичная растительность (луга, леса) (50-70%) / поля (20-50%): 0,125 Густой (>40%) широколиственный лес (>5m) 0,0013 Густой лес (>40%) хвойный лес (>5m) 0,0011 Разреженный (15-40%) хвойный листопадный или вечнозелёный лиственый лес (>5m) 0,0011 Разреженный (>15%) смешанный лес (>5m) 0,003 Мозаичный лес или кустарник (50-70%) / пастбища (20-50%) 0,017 Мозаичные пастбища (50-70%) / лес или кустарник (20-50%) 0,1</p>	25 – 30 % [Bontemps et al., 2011]	2009

					Разреженный (>15%) кустарник (<5м) 0,0219 Разреженная (>15%) травянистая растительность (степи, саванны) 0,0623 Редкая (<15%) растительность 0 Разреженный (>15%) травостой или лес, сильно увлажненный или погруженный в воду, болота 0 Антропогенно- нарушенная селитебная территория >50% 0,39 Голая земля 0 Водные объекты 0 Снежники, ледники 0 [Panagos et al., 2015]		
--	--	--	--	--	---	--	--

Прим. L : P_k - величина фактора рельефа для k -го отрезка склона; P_{lk} и $P_{l(k-1)}$ - факторы рельефа для всего склона длиной в k и $k-1$ отрезков; Φ_k - коэффициент, учитывающий влияние поперечного профиля склона на смыв с k -го отрезка склона; I_k - уклон склона на k -ом отрезке, %; l - длина отрезка, м; r_0 и r_k - показатель степени при длине склона для всего склона и k -го отрезка; k - порядковый номер отрезка; a - показатель степени равный 0,2; 0,3; 0,4 и 0,5 соответственно при средних уклонах <1; 1-3; 3-5 и >5%; R_b - радиус кривизны верхней горизонтали: R_h - радиус следующей нижней по склону горизонтали; H - слой склонового стока в период снеготаяния, мм; H_{mz} - максимальные запасы воды в снеге, мм; H_{oc} - осадки выпавшие в период снеготаяния, мм; k_{sc} - коэффициент склонового стока в период снеготаяния; k_{ek} - коэффициент экспозиции склона - эродируемость почвы, безразм.; f - содержание фракции 0,1-0,001 мм, %; e - содержание фракции <0,001 мм, %; a - содержание гумуса, %; b - класс структуры почвы; z - класс водопроницаемости почвы; s - коэффициент снижения эродируемости за счет каменистости и щебнистости почвы.

Для оценки аккумуляции наносов на склонах равнинных водосборов был использован подход, основанный на оценке транспортирующей способности по методу [Rompaey Van et al., 2001]. Значение транспортирующей способности потока определяет максимальный объём наносов, который может быть унесен водным потоком. Данное значение рассчитывается по формуле (3.17) на основе данных об уклоне, а также факторов из уравнения USLE (3.2): LS , R , K . Кроме того в уравнение (3.18) входит коэффициент транспортирующей способности потока ktc , который определяет расстояние, которое необходимо пройти потоку для полного насыщения наносами. Высокие значения данного коэффициента, как например у автомобильных дорог, около 250 м [Notebaert et al., 2006], указывают на высокую пропускную способность ландшафта и низкое количество наносов, доступных для транспорта. Низкие значения ktc , например для сельскохозяйственных полей данный показатель равен 25 – 50 м [Batista et al., 2022], наоборот указывают на

склонность потока к быстрому переполнению и аккумуляции переносимого материала в для рассматриваемого типа подстилающего покрова. В формуле (3.3) также присутствуют эмпирические коэффициенты 4,12 и 0,8. Данные коэффициенты были заимствованы авторами уравнения [Rompaey Van et al., 2001] из более ранней работы [Govers, Poesen, 1988] и служат для того, чтобы корректно разделить общую эрозию на ручейковую и межручейковую составляющие в рамках алгоритма расчета транспортирующей способности потока. Константа 4,12 была подобрана так, чтобы для эталонного участка с уклоном 6% и при длине склона 65 м скорость межручейковой эрозии равнялась скорости ручейковой эрозии. Это чисто эмпирическое условие, которое было выявлено в ходе калибровки модели на эрозионных стационарах в условиях Бельгийского лесового пояса. Константа равная 0,8, которая определяет нелинейную зависимость межручейковой эрозии от уклона, также была подобрана авторами для этого региона.

$$TC = k_{tc} \cdot R \cdot K \cdot (LS - 4.12 \cdot Sg^{0.8}) \quad (3.3),$$

где TC – транспортирующая способность потока, тонн; k – коэффициент транспортирующей способности (м), R , K , LS - параметры почвенной эрозии из уравнения (3), S_g – уклон склонов (б.м), a – эмпирический коэффициент

Разница между транспортирующей способностью потока и рассчитанного количества мобилизованного материала определяет сток наносов из ячейки вниз по склону (3.4). Этот расчёт выполняется каскадно: модель последовательно обрабатывает пиксели от верхних точек водораздела к нижним, учитывая, как локальную эрозию, так и наносы, поступающие с вышерасположенных участков.

$$A_{бас} = W_{бас} - TC \quad (3.4)$$

Данный подход был применен как к объему мобилизованного материала от ливневой эрозии, так и от талого смыва. Суммарный сток наносов от эрозии почв может быть вычислен по формуле (3.5):

$$W_{л+т} = \sum_{i=1}^n 0.0001 F_i ((W_{ливн_i} - A_{ливн_i}) + (W_{тал_i} - A_{тал_i})) \quad (3.5),$$

где $W_{л+т}$ – суммарный сток наносов от эрозии почв, т/год, F – площадь водосбора, m^2 , i – номер малого водосбора, n - число подбассейнов в составе водосбора для которых была рассчитана эрозия почв.

Оценка точности результата моделирования бассейновой составляющей стока наносов достаточно сложная, так как напрямую, изолированно от других процессов формирования стока наносов невозможно оценить конкретно вклад бассейновой составляющей в сток наносов. Одним из вариантов проверки верности расчетов может служить сопоставление рассчитанной потери почв с полей с реально наблюденными значениями водной эрозии. Кроме того, расчетной величиной в использованных моделях является среднегодовое значение эрозии в единицах т/га в год, поэтому правомерно сравнивать расчеты этой модели только с данными среднемноголетних значений. Такие данные могут быть получены на постах стационарных наблюдений за почвенной эрозией, называемых также эрозионными стационарами [Научные стационары: ..., 2017]. Стоит отметить, что прямые данные о миграции вещества по поверхности земли в виде рассредоточенных потоков на данный момент развития технологий получить невозможно, но показателем процесса эрозии почв могут служить косвенные оценки. Первая группа методов оценок эрозии по натурным данным связана с непосредственным измерением толщины слоя смытой почвы или отдельных ее горизонтов. Данную процедуру можно выполнить при помощи высококлассной разновременной нивелировки поверхности; полевых измерений глубины залегания характерных горизонтов методом бурения с последующим сравнением с эталонными значениями эродированной почвы; разметкой поля при помощи временных реперов, с оценкой их занесения, обнажения. Вторая группа методов основана на измерении мутности и расходов русловых потоков в промоинах и оврагах, замыкающих створах малых рек. Также возможно измерение количества наносов при помощи установки лотков –ловушек наносов в тальвегах оврагов или промоин, с дальнейшей непосредственной оценкой веса накапливающегося в них материала [Голубев, 2009]. Существует также третья группа методов, где для расчета стока материала с водосбора используется измерение распределения количества природных ^{7}Be , ^{210}Pb и искусственных ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$ радионуклидов, или прочих маркеров и их миграция по профилю склона [Walling, 1988].

3.2.2 Оценка овражной эрозии

Для оценки овражной эрозии в данной работе был использован метод численных оценок изменений рельефа. Другими словами, упрощенно масса материала, поступающего в речную сеть в результате овражной эрозии, была определена путем оценки объема всех существующих оврагов в изучаемом регионе на основе информации о протяженности овражно-балочной сети, осредненных параметров формы оврагов и времени развития

данных форм рельефа, что можно выразить в виде формулы (3.6). Все использованные ресурсы для расчетов представлены в таблице 3.3.

$$W_{\text{обр}} = \sum_i^n \frac{F_{\text{обр}} F_i w \rho a_i}{\tau} \quad (3.6)$$

$W_{\text{обр}}$ – объем наносов, поступающих с овражной эрозией кг/год; i – малый водосбор, n – количество малых водосборов внутри бассейна, $F_{\text{обр}}$ - густота эрозионной сети, км/км²; F_i – площадь водосбора, км²; w – средняя поперечная площадь оврага, м² ρ – плотность отложений, a - льдистость отложений, безразм., τ - среднее время развития оврага, лет.

Для оценки протяжённости овражно-балочной сети была использована карта заовраженности из Национального Атласа России [Национальный ..., 2007]. К материалам по составлению данной карты указано, что под оврагом понимается эрозионная форма длиной не менее 70 м, глубиной не менее 1,5 м, а сама карта располагает численными значениями плотности распространения оврагов на местности по шести классам: <0,01 км/км²; 0,01-0,02 км/км²; 0,02-0,1 км/км²; 0,1-0,5 км/км²; 0,5-1,3 км/км²; >1,3 км/км². Автором диссертационной работы была проведена оцифровка данного источника (Рисунок 2.1), после чего, используя инструменты оверлея в программной среде на языке R, для каждого исследуемого водосбора были сняты средние значения данного параметра. Площадь поперечного сечения оврага была оценена приближенно, единой для всех эрозионных форм в 3,7 м² [Vanmaercke et al., 2016]. Данное значение соответствует медианному значению из глобальной базы данных по 933 активно отступающим оврагам, охватывающей 25 стран и 6 континентов. Диапазон измеренных площадей в работе авторов составил 0,11–816 м². Основной массив данных относится к периоду 1960–2010-х годов.

Переход к массе наносов $W_{\text{обр}}$ был осуществлен при помощи умножения рассчитанных объемов на среднюю плотность грунта в 1500 кг/м³ [Milliman, Farnsworth, 2011]. В случае криолитозоны важно учитывать не только плотность сухого грунта, но и его льдистость a . Для этого средние значения льдистости почвы были сняты с оцифрованной автором карты льдистости [Brown et al., 2001], основанной для территории России на работах [Геокриологическая карта ..., 1960; Геокриология СССР..., 1989; Мельников, 1966] (Рисунок 1.2). Учитывая тот факт, что многолетнемерзлые породы в значительной части криолитозоны залегают не сплошно, используя карту распространения многолетнемерзлых пород (Рисунок 1.1) значения льдистости были умножены на понижающей коэффициент, равный площади, занятной ММП.

По расчетам [Wilkinson et al., 2005] среднее время развития оврага составляет около 120 лет, исходя из этой информации, можно предположить, что за данный период происходила постепенная поставка размываемого материала в русловую сеть.

Таблица 3.3 Использованные ресурсы для расчета овражной эрозии

Параметр	Ресурс	Пространственно-разрешение	Формула	Погрешность	Временная привязка данных
$F_{gullies}$	Карта овражности [Национальный ..., 2007]	150 км	-	-	1970 – 00-е
a	Карта льдистости [Brown et al., 2001]	15 км	-	-	1960 – 80-е
w	[Vanmaercke et al., 2016];	-	Константа для всех участков, 3,7 м ²	-	1960–2010-е
ρ	[Milliman, Farnsworth, 2011]	-	Константа для всех участков, 1500 кг/м ³	-	-
τ	[Wilkinson et al., 2005]	-	Константа для всех участков, 120 лет	-	2005

3.2.3 Численная оценка оползневых процессов

Криогенные оползни скольжения, также, как и криогенные оползни течения, играют ключевую роль в формировании рельефа в криолитозоне. Тем не менее, как было сказано ранее в разделе 2.2.3 в отличие от КОТ, которые при своем развитии поставляют значительное количество наносов сразу непосредственно в эрозионно-русловую сеть, КОС формируются в результате периодического сползания мёрзлых блоков грунта, создавая ступенчатые формы рельефа и способствуя накоплению наносов у подножий склонов [Кизяков, Лейбман, 2016]. При визуальном дешифрировании космических снимков эти два процесса практически не различимы, поэтому современные каталоги объектов, обычно предоставляют эти данные не сепарировано [Лейбман и др., 2023]. Это обстоятельство стоит принимать во внимание при расчете объемов наносов, поступающих от криогенных оползней $W_{оп}$. Учитывая этот момент, последующие оценки основаны на предположении,

что все найденные объекты относятся к КОТ, т.е. определяют верхнюю границу объемов наносов, поступающих от криогенных оползней.

Применение метода численных оценок изменений рельефа, позволяет предположить, какое количество материала, поступило в речную сеть в результате процесса криогенного оползания, а также последующих эрозионных и термических процессов в образовавшемся термоэрэзионном цирке. Как и в случае расчета овражной эрозии, для подобной оценки необходимо определить объем всех термоэрэзионных цирков, образованных оползнями на водосборе, количество наносов в ледовом комплексе и время образования данной формы рельефа (Рисунок 3.3):

$$W_{\text{оп}} = \sum_i^n \frac{S_{2i} (h_{\max} - h_{\min}) i \rho_{\text{sed}i}}{t_2} - \frac{S_{1i} (h_{\max} - h_{\min}) i \rho_{\text{sed}i}}{t_1} \quad (3.7),$$

где $W_{\text{ополз}} -$ объем наносов каждого i -го оползня, расположенного на водосборе, поступающих в результате криогенных оползней, т/год , n – число оползней на водосборе, S_t – площадь оползня в момент времени t , м^2 , h_{\max} – абсолютная высота бровки термоэрэзионного цирка, м ; h_{\min} – абсолютная высота тылового шва термоэрэзионного цирка, м ; ρ_{sed} – количество наносов в ледовом комплексе, $\text{кг}/\text{м}^3$

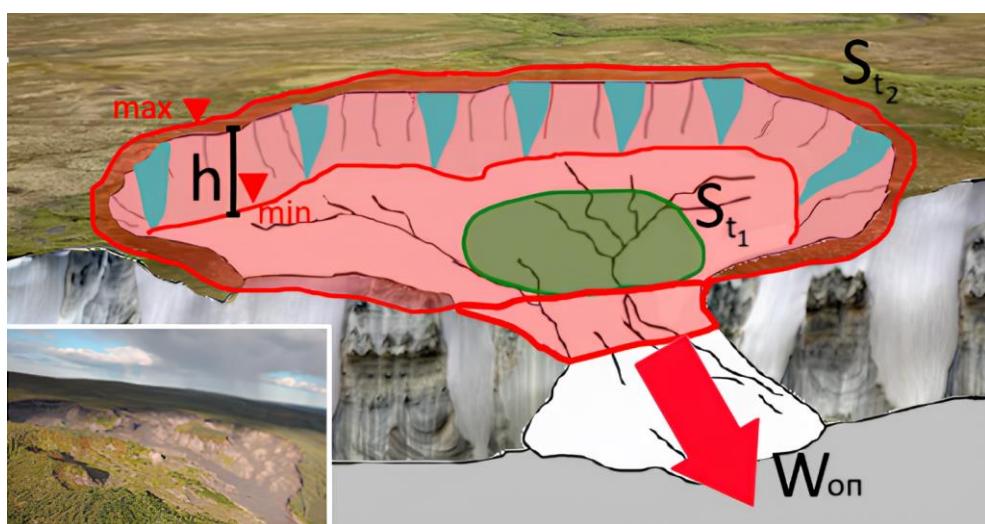


Рисунок 3.3 Схема расчета стока наносов от криогенных оползней

Прим. Красным цветом обозначена граница термоэрэзионного цирка за период времени t_2 , St_1 – площадь термоэрэзионного цирка за период t_1 , St_2 - площадь термоэрэзионного цирка за период t_2 ; h – высота стенки термоэрэзионного цирка, max - высотная отметка бровки термоэрэзионного цирка, min - отметка тылового шва термоэрэзионного цирка, $W_{\text{оп}}$ – масса наносов, поступающих в речную сеть за счёт процессов криогенного оползания

*фотография термоэрэзионного цирка, расположенного в водосборе р.Юкон [Kokelj et al., 2013]

В диссертационной работе для определения площадей, занятых криогенными оползнями, была использована база данных DARTS [Nitze et al., 2024a], посвящённая динамике криогенных оползней криолитозоны Земли, детектированных в ключевых регионах Арктики методом глубокого машинного обучения, по данным высокодетальных спутниковых снимков PlanetScope с разрешением 3-5 м. Суммарно площадь исследования составляет около 1,6 млн км², на данной территории было найдено более 43 000 полигонов КОС/КОТ (Рисунок 3.4). Для этого ресурса была проведена валидация полученных полигонов оползней по тем же снимкам вручную, в результате чего было выявлено, что точность данной классификации по 141 объекту для территории криолитозоны России составляет 54 – 77 % [Nitze et al., 2024b].

База данных DARTS охватывает не всю исследуемую область (Рисунок 3.4). Поэтому в дополнении к DARTS была использована БД [Runge, Nitze, Grosse, 2022b], отражающая положение всех криогенных оползней в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке, которая основана на снимках Landsat и Sentinel-2 с пространственным разрешением 30 м за период 2001–2019 гг.

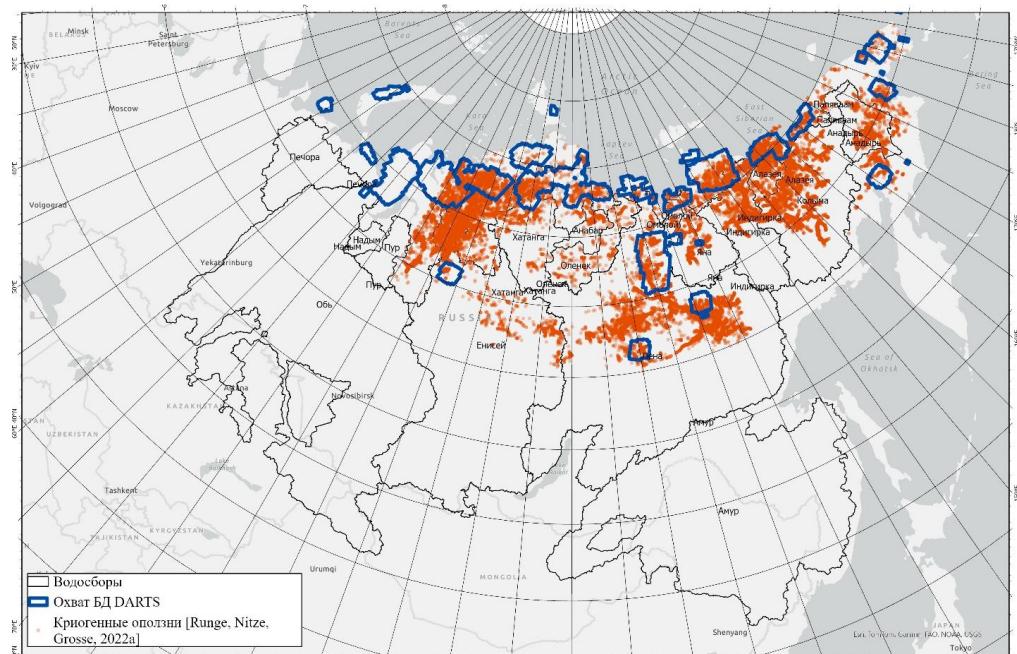


Рисунок 3.4 Охват баз данных криогенных оползней

Прим. Карта составлена автором по материалам [Runge, Nitze, Grosse, 2022b]

По данным снимкам методом машинного обучения были найдены все криогенные оползни на исследуемой территории. Суммарная площадь анализа составила 8,1 млн. км². Несмотря на ограничения детектировать мелкие оползни имеющим размер менее, чем 30x30 м, на изучаемой территории было выделено 50 895 объектов. Точность

автоматической классификации по данным ручной проверки по более детальным снимкам RapidEye и PlanetScope (5 м) на основании 1000 объектов составила 61% [Runge, Nitze, Grosse, 2022b]. Изданная база данных содержит в себе координаты центров криогенных оползней, а также площадь данных объектов за каждый год с 2001 по 2019 год, но не содержит сами полигоны, что не позволяет обойтись только этой базой данных. Поэтому, полученные высоты стенок для всех объектов из БД DARTS по ЦМР ArcticDEM, были экстраполированы на остальные криогенные оползни из БД [Runge, Nitze, Grosse, 2022b] методом полигонов Тиссена. Ввиду отсутствия иных достоверных источников, за пределами охвата БД [Runge, Nitze, Grosse, 2022b] криогенные оползни оценены не были.

Расчет высоты стенки термоэрэзионного цирка был выполнен с использованием цифровой модели рельефа ArcticDEM [Porter et al., 2023]. ArcticDEM представляет собой ЦМР для арктических территорий к северу от 60° широты, созданную методом стереопар по снимкам спутников высокого разрешения WorldView-1/2/3, GeoEye-1, что обеспечивает разрешение в 2 м и вертикальную точность до 0,5 м. Сама ЦМР постоянно уточняется и на время выхода последней версии (v. 4.1) в 2023, временной интервал снимков, на основе которых была создана ЦМР, составляет 2007–2021.

Расчет высоты стенки термоэрэзионных цирков был выполнен следующим методом. Для каждого полигона термоэрэзионного цирка из БД DARTS [Nitze et al., 2024a] была построена буферная зона в 10 метров для того чтобы четко зафиксировать положение бровки и тылового шва цирка. Для данной буферной зоны с ЦМР автоматизировано были сняты максимальные и минимальные высотные отметки, характеризующие абсолютные высотные отметки бровки и тылового шва. Разница этих двух значений определяет относительную высоту стенки термоэрэзионного цирка (Рисунок 3.4). Во избежание ошибок, связанных с растительностью, вместо максимального и минимального значения были использованы квантили 5% и 95% обеспеченности соответственно. Так, исходя из выполненных расчетов, среднее значение высоты стенки термоэрэзионного цирка составило 8,5 м. Это свидетельствует о пригодности выбранной ЦМР ArcticDEM для решения поставленной задачи, так как заявленная вертикальная точность модели (0,5 м) составляет лишь ~5,9% от среднего значения измеряемого параметра (8,5 м), что гарантирует приемлемую надежность результатов. Всего данная операция была проделана для 549 объектов из БД DARTS. Стоит отметить, что данное сокращение изначальной базы данных было связано с тем, что из всех оползней были выбраны только те объекты, которые имели не нулевое значение рассчитанной высоты стенки. Термоэрэзионные цирки обычно расположены в непосредственной близости к эрозионной сети, что минимизирует аккумуляцию материала на склонах, в конусах выноса, поэтому

перемножение площади, занимаемой термоэрэзионным цирком и высотой уступа, отражает массу наносов, поступившей непосредственно в речную сеть.

В условиях отсутствия данных полевых измерений количества наносов, входящих в состав ледового комплекса, отложениями которых сложены данные формы рельефа, для каждого криогенного оползня было принято решение использовать единый показатель, характеризующий количество наносов всех термоэрэзионных цирков. В результате литературного обзора было выяснено, что плотность прослоев грунта в высушенном состоянии в отложениях ледового комплекса составляет $1500 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$, а большую часть породы занимают ледяные жилы, в которых содержание наносов близко нулю [Kizyakov et al., 2024]. При этом сама вмещающая порода также содержит конституционный лед и имеет определенный процент льдистости, поэтому суммарная льдистость отложений может быть рассчитана по формуле (3.8):

$$TVIC = WIV + VICS \cdot (1 - WIV) \quad (3.8),$$

где $TVIC$ – суммарная льдистость, WIV – доля разреза, занятая ледяными жилами, $VICS$ – льдистость вмещающих пород.

Количество наносов, содержащихся в ледовом комплексе, может быть рассчитано по формуле (3.9):

$$p_{sed} = \rho \cdot (1 - TVIC) \quad (3.9),$$

где p_{sed} – количество наносов в ледовом комплексе, $\text{кг}/\text{м}^3$, ρ – полевая плотность вещества вмещающих пород, $\text{кг}/\text{м}^3$

В таблице 3.4 представлены значения льдистости и количества наносов в отложениях ледового комплекса по данным литературного обзора. Обобщая результаты указанных исследований, можно сделать вывод, что в среднем количество наносов в отложениях можно охарактеризовать как $300 \text{ кг}/\text{м}^3$.

Таблица 3.4 Значения льдистости отложений ледового комплекса по данным литературного обзора

Объект	Водосбор	Доля разреза, занимаемых жилами льда	Плотность вмещаемых отложений, $\text{кг}/\text{м}^3$	Количество наносов, $\text{кг}/\text{м}^3$	Источник
Батагайский термоцирк	Яна	0,67	1500	488	[Kizyakov et al., 2024]
о. Собо-Сисё	Лена	0,88	1580 ± 190	183	[Fuchs et al., 2020]
Обнажения на берегу р. Иткиллик	Колвилл, Аляска	0,86	1035 ± 207	145	[Kanevskiy et al., 2016]

Дуванный яр	Колыма	0,65	800	357	[Strauss et al., 2012]
Зеленый мыс	Колыма	0,75	1650	413	[Zimov et al., 2006]
О.Муостах	Лена	0,87	1600±250	208	[Günther et al., 2015]

Таким образом, имея данные об изменении площади для каждого термоэрэозионного цирка с указанием года по БД DARTS и высоты стенки по Arctic DEM, можно предположить, какая масса материала была вынесена в результате образования каждой такой формы рельефа, расположенной в пределах исследуемых водосборов Енисея, Лены и Колымы. В таблице 3.5. все представлены использованные ресурсы и формулы для расчета.

Таблица 3.5 Использованные ресурсы для расчета объема стока наносов от криогенных оползней

Параметр	Ресурс	Разрешение	Формула	Погрешность	Временная привязка данных
S	DARTS [Nitze et al., 2024b]	5 м	-	±23-46 % [Nitze et al., 2024b]	2007–2021
	Каталог криогенных оползней Восточной Сибири [Runge, Nitze, Grosse, 2022a]	30 м	-	±39 % [Runge, Nitze, Grosse, 2022a]	2001 - 2019
h	ЦМР ArcticDEM [Porter et al., 2023]	2 м		5,9%	2007 – 2021
ρ_{sed}	Количества наносов в отложениях ледового комплекса	-	Константа для всех участков: 300 кг/м ³	-	-

3.3 Оценка компонент баланса наносов для горных водосборов

Методология расчета массы поступающих наносов для горных водосборов основана на использовании морфодинамического подхода, который впервые был использован А. Раппом для горных водосборов о. Шпицберген [Rapp, 1960], и впоследствии разрабатывался научными группами для Северо-Запада США [Dietrich et al., 1982], Новой Зеландии [Сидорчук, 2008], Северного Кавказа [Харченко и др., 2023]. Данная методика основывается на выявлении однородных областей формирования стока наносов или их взаимосвязанных комплексов путем анализа дистанционных или полевых данных. Каждой

области присваиваются количественные показатели скорости процессов формирования стока наносов. Данные для оценки интенсивности процессов могут быть получены как через прямые многолетние измерения на стационарных пунктах мониторинга в пределах исследуемых водосборов, так и путем экстраполяции значений интенсивности процессов, зарегистрированных в схожих ландшафтно-климатических условиях. При этом следует учитывать, что использование точечных измерений с их последующим распространением на площадные объекты, а также привлечение информации из других регионов неизбежно вносят погрешности и неопределенность в результаты расчетов. Тем не менее, даже с учетом этих ограничений методика позволяет получить ориентировочные порядковые оценки, которые дают возможность сравнивать динамику процессов формирования стока наносов на разных участках.

Несмотря на то, что данные процессы характеризуются разной частотой проявления и интенсивностью и могут обладать существенной пространственной и временной неоднородностью, осреднение за многолетний период позволяет нивелировать эти колебания и выявить устойчивые тенденции в динамике процессов формирования стока наносов [Willenbring, Blanckenburg von, 2010; Грачев, Голосов, 2022]. Такой подход способствует минимизации краткосрочных аномалий, связанных с экстремальными событиями или сезонными вариациями, и обеспечивает переход от дискретных измерений к обобщенным количественным показателям. Это, в свою очередь, дает возможность определить базовый фон развития процессов формирования стока наносов в среднемноголетнем масштабе [Харченко и др., 2023].

Так как значительная часть материала аккумулируется в пределах водосборного бассейна, преимущественно в его нижних гипсометрических ярусах, локальные показатели мобилизации материала, описание расчёта которых приведено в следующем разделе, не позволяют судить о массе поступления наносов в речную сеть. Количественная оценка аккумуляции вещества в данной работе была выполнена на основе расчета показателя связанности потока наносов [Cavalli et al., 2013][Vigiak et al., 2012].

3.3.1 Оценка процессов формирования стока наносов для горных водосборов

Как было определено в разделе 2.2.4 основными процессами формирования стока наносов для горных водосборов рек криолитозоны являются: обвалы и осыпи *Wоб-ос*, крип *Wкр*, солифлюкция *Wсол*, водная эрозия *Wэр*, ледниковая эрозия *Wледн* (2.3). Для определения скоростей процессов на неизученных водосборах была собрана база данных скоростей процессов формирования стока наносов в схожих климатических условиях на

основе работ [База данных ..., 2025; Евсеева, Окишев, 2010; Успенский, 2024] (Приложение 1). Обобщая эти литературные источники, можно говорить о том, что медианные значения скоростей для обвалов и осьпей для горных водосборов криолитозоны составляют 2,5 мм/год $\pm 50\%$, крипа 5,6 мм/год $\pm 33\%$, солифлюкции 18 мм/год $\pm 49\%$, водной эрозии 67,5 мм/год $\pm 48\%$, ледниковой экзарации 0,6 мм/год $\pm 80\%$. В среднем по всем процессам, разброс данных может быть оценён по формуле (3.10) и составляет 52%.

$$SEM = \sqrt{\frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{n(n-1)}} \quad (3.10)$$

Прим. SEM – стандартная ошибка среднего значения скоростей процессов формирования стока наносов по данным литературных источников, x - оценка скорости по i -му источнику, n – количество источников

Для перехода от высотных отметок (мм/год) к объемным единицам стока наносов W_i (т/га в год) была использована формула (3.11). Причем значение плотности было принято в 1500 кг/м³ для наносов, поступающих от таких процессов как водная эрозия, солифлюкция, ледниковая экзарация, и 2500 кг/м³ для крипа и обвально-осыпных процессов, аналогично тому как это описано в работе посвященной глобальным оценкам денудации [Milliman, Farnsworth, 2011]. Рассчитанные значения объема поступающего материала отражены в таблице 3.6. Для обрабатываемых земель, расположенных в горных районах, значение скоростей процессов формирования стока наносов было принято за 5 т/га год.

$$W_i = h_i \cdot \rho \cdot 0.01 \quad (3.11)$$

Где W_i – масса наносов, поступающая в русловую сеть в результате i -го процесса формирования стока наносов, h_i – интенсивность i -го процесса денудации, мм/год, ρ – плотность грунта, кг/м³

Таблица 3.6 Принятые величины скоростей процессов формирования стока наносов для горных водосборов

Процесс	Масса материала, т/га	Снижение высотных отметок, мм/год
Крип	140,6	5,6
Солифлюкция	306	18
Обвально-осыпные процессы	62	2,5
Водная эрозия	1012,5	67,5
ледниковая	13,8	0,6
Эрозия, с/х	5	5

Определение областей распространения тех или иных процессов предполагает полевое дешифрирование процессов с последующим выделением однородных зон их распространения на основании дешифровочных признаков, к которым могут относится признаки, связанные с рельефом: формы рельефа, крутизны склонов, а также характеристики подстилающего покрова: типы растительного покрова, гранулометрический состав отложений. Для данного исследования автором в июне – июле 2021 г. были проведены работы по полевому дешифрированию областей формирования стока наносов для водосбора руч. Контактовый, который расположен в пределах Колымской водобалансовой станции в верховьях Колымы, недалеко от пос. Омчак, Магаданской области. Данный водосбор имеет площадь 21,3 км² и был выбран для анализа как репрезентативный для горных ландшафтов криолитозоны России. В период 1948-1997 гг. здесь проводились комплексные водобалансовые наблюдения: замеры расходов воды, метеопараметров. Высотный диапазон (830-1690 м) и климатические условия (среднегодовая температура -11,5°C, осадки 250-440 мм/год) отражают типичную для региона резкую континентальность. Ландшафты представлены каменными осыпями, лиственничным редколесьем и зарослями кедрового стланика; мощность многолетнемерзлых пород достигает 400 м при сезонном протаивании от 0,2 м (заболоченные участки) до 3 м (каменные осыпи на водоразделах, лишённые растительности) [Макарьева, Лебедева, Виноградова, 2020].

На водосборе руч. Контактовый расположены три гидрометрических лотка, на трех элементарных водосборах ручьев Южный, Северный и Морозова (Рисунок 3.5). Ручей Морозова (Фото створа II), являющийся правым притоком ручья Контактовый, имеет водосборную площадь 0,63 км² и абсолютные отметки 1200-1690. Ручей Северный (створ III) занимает водосбор площадью 0,33 км² с высотным диапазоном 880-1300 м. Ручей Южный (створ I) является левым притоком Контактового и имеет площадь водосбора 0,27 км², высотные отметки лежат в диапазоне от 917 до 1110 м.



Рисунок 3.5 Водосбор Колымской водобалансовой станции

Прим. Водосборы гидрометрических лотков: I – руч. Южный, II – руч. Морозова, III – руч. Северный. 1...5 – фотографии, сделанные во время полевых маршрутов

Фотографии автора, июнь-июль 2021 г. и П. Никитиной окт. 2024 г.

Одним из методов классификации земной поверхности в целях выделения областей формирования стока наносов является соотнесение данных областей с элементарными формами рельефа (англ. *geomorphones*) [Jasiewicz, Stepinski, 2013]. Данный метод хорошо себя зарекомендовал для выделения областей формирования стока наносов самых разных природных условиях [Adeli, Ghahroudi, Sadough, 2021; Li et al., 2025]. Как было показано для горных территорий, расположенных в бассейне оз. Байкал, данным элементарным формам рельефа соответствуют специфические процессы формирования стока наносов [Безгодова, 2021]. Опираясь на данную работу [Безгодова, 2021], можно говорить о том, что для плоских поверхностей не происходит существенной денудации и поставки материала в эрозионную сеть, для тыловых швов и склонов могут наблюдаться процессы крипа, а для горных вершин и крутых склонов – обвально-осыпные процессы.

Критерием выделения элементарных форм рельефа в описываемом методе является разница высотных отметок ячеек, относительно центральной точки. В качестве исходных данных о высотных отметках была использована ЦМР FABDEM [Hawker, Neal, 2021] с

пространственным разрешением в 30 м. В диссертационной работе эта классификационная процедура была выполнена каждого пикселя ЦМР для каждого горного водосбора при помощи инструмента *Geomorphons* из библиотеки *Rsaga* на языке программирования *R*. Для каждой ячейки ЦМР выполнялась следующая процедура: для каждой соседней с ней ячейки (всего 8 шт.), определяется выше, ниже или равна их высота по отношению к выбранной точке. Порядок расположения этих характеристик относительно центральной точки определяет её морфологическую позицию и позволяет относить ее к одному из десяти возможных элементов рельефа по [Jasiewicz, Stepinski, 2013]: плоская поверхность, вершина, хребет, уступ, отрог, склон, впадина, долина, подножие, ложбина. Например, если все 8 окружающих ячеек выше по отношению к центральной точке, получившееся элементарная форма имеет название «впадина», если все окружающие точки ниже центральной – «пик», и т.д., всего возможных комбинаций 10 (Рисунок 3.6).

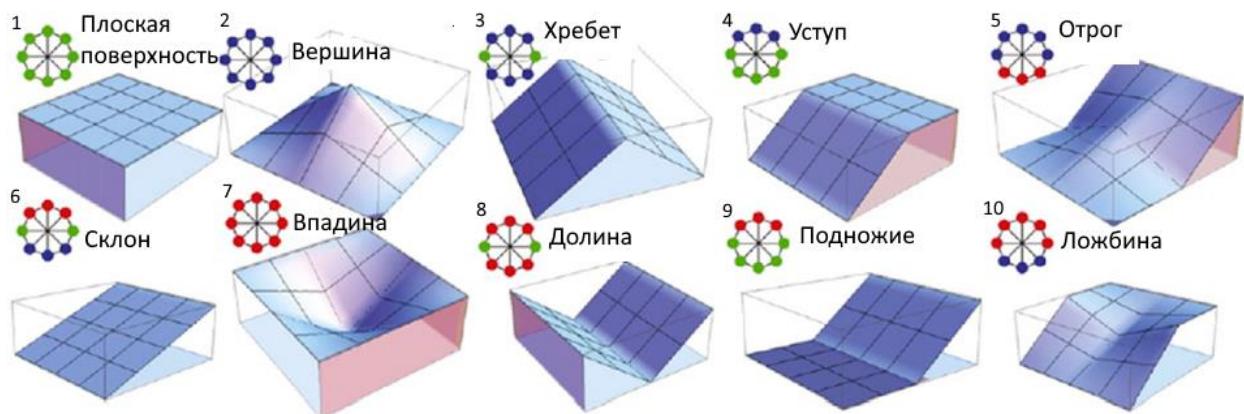


Рисунок 3.6 Элементарные формы рельефа по [Jasiewicz, Stepinski, 2013]

На рисунке 3.7 приведен результат выделения элементарных форм рельефа для водосбора руч. Контактовый. Так, можно сказать, что все 3 водосбора лотков, в целом, похожи между собой, территории этих малых водосборов включают в себя как категории «склонов», так и «ложбин», «подножий», «отрогов», «хребтов» и «вершин». Так, исходя из полевых наблюдений на водосборе руч. Контактовый, было отмечено, что «вершины», «хребты», «уступы» и «отроги» обычно представляют из себя относительно крутые склоны, крутизной до 50° , сложенные крупнообломочным материалом и для которых при отсутствии растительного покрова, доминируют обвально-осипные процессы (Фото 1), на менее крутых склонах, крутизной $17 - 40^\circ$, которые классифицируются как «склоны», «подножия» и «впадины» обычно доминируют процессы крипа и солифлюкции (Фото 2),

области «ложбин» и «долин» характеризуются развитием водно-эрэзионных процессов (Фото створа III).

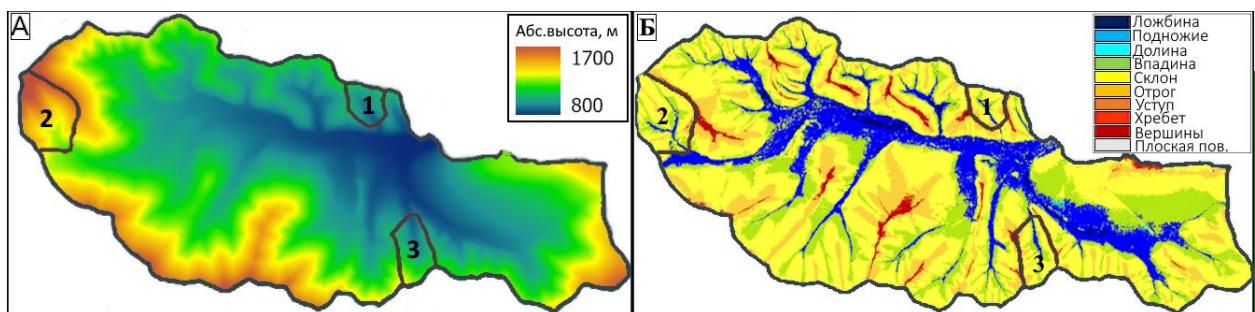


Рисунок 3.7 Выделение элементарных форм рельефа для водосбора руч. Контактовый
Прим. А- Высотные отметки по ЦМР FABDEM, Б – Элементарные формы рельефа по
[Jasiewicz, Stepinski, 2013]

Роль растительного покрова в формировании стока наносов является определяющей, поскольку он выступает в качестве ключевого регулятора процессов формирования стока наносов. Корневая система растений, образуясь, скрепляет грунт, предотвращая его разрушение под воздействием водной эрозии и других склоновых процессов. Более того, наличие устойчивого растительного покрова служит индикатором развитого почвенного профиля, что косвенно свидетельствует о стабильности склоновых процессов и минимизации выноса наносов [Pavlopoulos, Evelpidou, Vassilopoulos, 2009; Rivard, 2012] (Фото 4).

Схематизация растительного покрова была выполнена с использованием ранее упомянутого ресурса БД ESA Worldcover, который предоставляет информацию о подстилающем покрове по 11 категориям с разрешением 10 м [Zanaga et al., 2022]. На рисунке (3.8) представлено сопоставление мозаики космических снимков ESRI с данными ESA Worldcover для водосбора руч. Контактовый. Так, для водосбора ручья Морозова наблюдается полное отсутствие растительности (Фото створа II), по БД ESA Worldcover данный водосбор на 65% занят пикселями категориями 100 «Мхи и лишайники», на 33 % №70 «разреженный растительный покров». Водосбор руч. Южный отличается лиственничным редколесьем с фрагментарным кустарниковым ярусом (ольховник, кедровый стланик), сгущающимся вдоль тальвега (Фото №3). По БД ESA Worldcover данный водосбор на 65% занят пикселями, отнесенными к категории №10 «Лес», на 15% - №20 «кустарники», на 17 % - №30 «травянистая растительность». Водосбор руч. Северный занимает промежуточное положение и является частично залесенным. Здесь встречаются как заросли кедрового стланика со средней и высокой сомкнутостью крон (Фото №5), так

и каменистые осыпи (Фото № 1,2). По БД ESA Worldcover данный водосбор на 54% занят пикселами, отнесенными к категории №100 «Мхи и лишайники», на 23% - №70 «разреженный растительный покров», на 15 % - №10 «Лес».

В ходе экспедиционных исследований на данных водосборах было отмечено, что покрытые лесом или кустарником склоны обычно достаточно стабильны и не являются источниками наносов; для склонов, занятых травянистой растительностью, ведущим процессом является солифлюкция; для аналогичных по крутизне склонам без растительности ведущим процессом уже выступает крип (Фото 2). Данные наблюдения подтверждаются и описаниями из литературных источников. Так, по наблюдениям [Matsuoka, 2001; Mithan, Hales, Cleall, 2019] на водосборах криолитозоны, расположенных в Гренландии, Исландии, Шпицбергене, Швеции и Канады, на склонах занятых растительным покровом преобладают процессы солифлюкции над эрозионными и обвально-осипными процессами, в то время как отсутствие растительности сигнализирует о преобладании денудационных процессов, приводящих к обнажению коренных пород и интенсивному переносу рыхлого материала, т.е. преобладание крипа и обвально-осипных процессов над солифлюкцией и водной эрозией.

Наличие ледников на водосборе резко изменяет процессы формирования стока наносов, т.к. для данных территорий доминирующим процессом формирования стока наносов выступает ледниковая экзарация [Hinderer et al., 2013; Koppes, Montgomery, 2009]. На распаханных участках горных водосборов или в эрозионных ложбинах преобладают эрозионные процессы [Заславский, 1983].

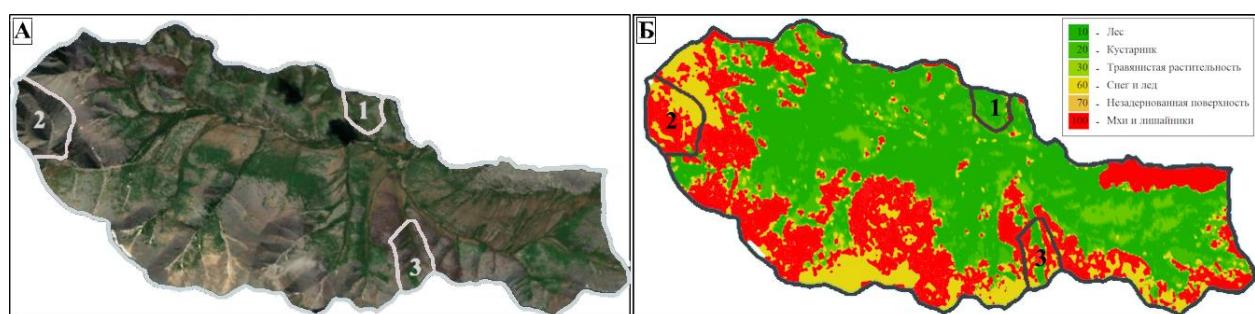


Рисунок 3.8 Выделение классов растительного покрова по данным (Б) ESA Worldcover [Zanaga et al., 2022] в сравнении с мозаикой космических снимков ESRI (А)

Резюмируя, полевые наблюдения за процессами формирования стока наносов на водосборе руч. Контактовый с опорой на литературные источники для других горных территорий криолитозоны позволили составить Таблицу 3.7. В данной таблице процессы формирования стока наносов соотнесены с областями формирования стока наносов,

выделение которых основано как на учете фактора растительности, выраженного через категории БД ESA Worldcover, так и рельефа через категории элементарных форм рельефа [Jasiewicz, Stepinski, 2013]. Результирующая матрица размерностью 10×11 объединяет 10 элементарных форм рельефа и 11 категорий земного покрова ESA Worldcover. Для каждого сочетания указан преобладающий процесс формирования стока наосов. Так, покрытые лесом или кустарником склоны и прочие элементарные формы рельефа обычно достаточно стабильны и не являются источниками наносов; для подножий, ложбин, склонов, отрогов, уступов, отрогов, вершин занятых травянистой растительностью, ведущим процессом является солифлюкция; для аналогичных форм рельефа без растительности или занятых мхами и лишайниками ведущим процессом уже выступает крип. Отроги, уступы, вершины лишенные растительности являются областями доминирования обвально-осипных процессов. Для распаханных территорий вне зависимости от формы рельефа доминирующим процессом выступает водная эрозия, для территорий занятых ледниками – ледниковая экзарация. В ложбинах, долинах вне зависимости от типа подстилающего покрова преобладают эрозионные процессы.

Таблица 3.7 Доминирующие процессы формирования стока наносов для горных водосборов относительно факторов формирования данных процессов

Категории Worldcover→	10 -Лес	20 - Кустарник	30 - Травянистая растительность	40 - С/Х поля	50 - Застройка	60 - Незадернованная поверхность	70 - Снег и лед	80 - Водные объекты	90 - Болота	100 - Мхи и лишайники
Элементарные формы рельефа по [Jasiewicz, Stepinski, 2013] ↓										
Впадина	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Долина	Водная эрозия	Водная эрозия	Водная эрозия	Водная эрозия	Водная эрозия	Водная эрозия	Ледниковая экзарация	Водная эрозия	-	-
Подножия	-	-	Солифлюкция	Водная эрозия	-	Крип	Ледниковая экзарация	-	-	Крип
Ложбины	-	-	Солифлюкция	Водная эрозия	-	Крип	Ледниковая экзарация	-	-	Крип
Слоны	-	-	Солифлюкция	Водная эрозия	-	Крип	Ледниковая экзарация	-	-	Крип
Отроги	-	-	Солифлюкция	Водная эрозия	-	Обвалы /осыпи	Ледниковая экзарация	-	-	Обвалы /осыпи
Уступы	-	-	Солифлюкция	Водная эрозия	-	Обвалы /осыпи	Ледниковая экзарация	-	-	Обвалы /осыпи
Отроги	-	-	Солифлюкция	Водная эрозия	-	Обвалы /осыпи	Ледниковая экзарация	-	-	Обвалы /осыпи
Вершины	-	-	Солифлюкция	Водная эрозия	-	Обвалы /осыпи	Ледниковая экзарация	-	-	Обвалы /осыпи
Плоские поверхности	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Прим. “ - “ - относительно стабильные участки

Все использованные материалы и формулы для расчета комплекса процессов формирования стока наносов отображены в таблице 3.8.

Таблица 3.8 Использованные ресурсы для расчета процессов формирования стока наносов для горных водосборов

Параметр	Ресурс	Пространственное Разрешение	Формула	Погрешность	Временная привязка данных
ЦМР для расчета SDR и построения элементарных форм рельефа	FABDEM [Hawker, Neal, 2021]	30 м	-	3-6 м	2014–2023
Карта подстилающего покрова для выделения границ распространения процессов формирования стока наносов	Esa-Worldcover [Zanaga et al., 2022]	10 м	-	23,3% [Zanaga et al., 2022]	2021
Скорости процессов формирования стока наносов	[Евсеева, Окишев, 2010][Успенский, 2024][База данных..., 2025]	-	Константы для участков Крип 5,6 мм/год Солифлюкция 18 мм/год Обвалы и осыпи 2,5 мм/год Водная эрозия 67,5мм/год Ледниковая экзарация 0,6мм/год	-	-
Плотность грунта	[Milliman, Farnsworth, 2011]	-	Константы для участков: 2500 кг/м ³ – для областей распространения крипа, обвально-осыпных процессов 1500 кг/м ³ – для эрозионных процессов, ледниковой экзарации, солифлюкции	-	-

3.3.2 Оценка аккумуляции для горных водосборов

Методика расчета аккумуляции наносов для горных водосборов принципиально отличается от подхода, применяемого для равнинных территорий, что обусловлено как фундаментальными различиями в геоморфологических процессах и характере транспорта наносов и структуре ландшафта, так и технических особенностей расчета. В горных условиях, с их высокими перепадами высот, сложным рисунком эрозионной сети, крутыми

склонами, слагаемыми грубообломочным материалом крайне важную роль в процессе транспорта наносов играют структурные преграды, которые формируют сложную сеть путей аккумуляции и транспорта наносов, где значительная часть материала задерживается, не достигая основных русел [Bollati, Cavalli, 2021; Fryirs et al., 2007; Otto et al., 2009]. Кроме того, уравнение транспортирующей способности (3.17) авторами [Notebaert et al., 2006] было разработано для оценки аккумуляции в результате процессов плоскостного и ручейкового смыва на равнинных территорий, что предполагаемо может иметь ограничение для использования данного уравнения для горных водосборов, где распространены большие уклоны склонов, а вовлекаемый в сток наносов материал может иметь большую крупность, а соответственно и иные гидравлические характеристики.

В диссертационной работе для оценки аккумуляции наносов для горных водосборов был использован подход с использованием коэффициента доставки наносов, который в свою очередь рассчитывается с опорой на индекс связности потока наносов [Cavalli et al., 2013; Heckmann et al., 2018]. Коэффициент доставки наносов выражает отношение материала, вынесенного за пределы водосбора к общему объему денудации [Walling, 1983]. Умножение среднемноголетних темпов процессов формирования стока наносов W на коэффициент доставки наносов SDR для каждой i -й ячейки в данной модели определяет объем стока наносов для ячейки. Суммирование этих значений всех ячеек для всего водосбора дает суммарный сток наносов $R+G$ с водосбора за среднемноголетний период (3.12).

$$(R + G) = \sum_{i=1}^n W_i \cdot SDR_i \quad (3.12).$$

Для расчета коэффициента доставки наносов, была использована формула (3.13), предложенная [Vigiak et al., 2012], которая позволяет рассчитать данный параметр для каждой i -й ячейки на основе индекса связности наносов по [Borselli, Cassi, Torri, 2008] (3.14).

$$SDR_i = \frac{SDR_{max}}{1 + \exp\left(\frac{IC_0 - IC_i}{k}\right)}, \quad (3.13),$$

где SDR_i – коэффициент доставки наносов i -ой ячейки, SDR_{max} – теоретически максимальная объемная доля наносов с размерностью песка или мельче, в данной работе принята за 1; IC_i – значение индекса связности потоков наносов i -ой ячейки; IC_0 – базовое значение индекса связности потоков наносов, калибровочный параметр (при IC_i выше IC_0 преобладает вынос и транзит наносов, ниже – аккумуляция; в данной работе принят $IC_0 = 0$); k – коэффициент, калибровочный параметр, отвечающий нелинейности связи между IC_i и коэффициентом доставки наносов

Под *связностью наносов* (англ. *sediment connectivity*) понимается способность эрозионно-аккумулятивной системы обеспечивать транзит частиц от зон их мобилизации (например, склонов) до зон аккумуляции (речные долины, конусы выноса) посредством комплекса транспортирующих процессов. Для оценки связности потоков наносов в работе [Borselli, Cassi, Torri, 2008] была предложена формула (3.14).

$$IC_i = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right) = \log_{10} \left(\frac{\bar{W} \bar{S} \sqrt{A}}{\sum_i \frac{d_i}{W_i S_i}} \right), \quad (3.14),$$

где D_{up} - величина, пропорциональная шансам отрыва и вовлечения в транзит рыхлых частиц водными потоками, D_{dn} - величина, пропорциональная шансам переотложения рыхлых частиц по пути, до достижения ими замыкающего створа, W – фактор сопротивления к переносу наносов, S - уклон вышележащей области (м/м), A – площадь вышележащей области, d_i – длина (м) пути вдоль i -ой клетки.

В качестве фактора сопротивления к переносу наносов C_g для горных условий в статье [Cavalli et al., 2013] было предложено использовать индекс шероховатости. В формуле (3.15) значение коэффициента сопротивления C_g , лежащее в диапазоне от 0 до 1, в точке рассчитывается как доля рассчитанной неровности рельефа относительно его максимального значения для каждого исследуемого водосбора. Сам индекс неровности рельефа определяется через статистический анализ неоднородностей рельефа, выраженных в виде стандартного отклонения остаточной топографии. Под остаточной топографией понимают разностный слой, полученный вычитанием сглаженной цифровой модели рельефа (ЦМР) из исходной версии. Сглаживание, выполняемое методами пространственной фильтрации, позволяет устраниить макроперепады высот, выделяя локальные аномалии рельефа в масштабе первых метров. Таким образом, индекс количественно отражает вариабельность микроформ поверхности. Сами вычисления можно выразить формулой (3.16).

$$C_g = 1 - \left(\frac{RI}{RI_{MAX}} \right) \quad (3.15),$$

Где C - фактора сопротивления к переносу наносов, безразм.; RI_{MAX} – максимальное значение индекса неровности рельефа на исследуемой территории, м.

$$RI = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n^2} (x_i - \bar{x})^2}{n^2}} \quad (3.16),$$

где n – количество клеток в скользящем окне, в данной работе принятое за 5, x_i – значение высоты для i -ой клетки в скользящем окне, м.

На рисунке 3.5 представлен пример расчета коэффициента доставки наносов по методу [Vigiak et al., 2012] совместно с выделенными областями формирования стока

наносов на основе метода, изложенного в разделе 3.3.1, для водосбора руч. Контактовый. Так, по рисунку 3.5 видно, что области наименьших значений коэффициента доставки наносов от 0 до 0,4 приурочены к горным вершинам, локальным водоразделам и плоским стабильным поверхностям, где доминируют обвально-осыпные процессы, крип. В остальном значение коэффициента доставки наносов склонов и долин верхних звеньев флювиальной сети лежит в диапазоне от 0,6 до 0,8. Для данных территорий в основном распространены процессы солифлюкции и водной эрозии.

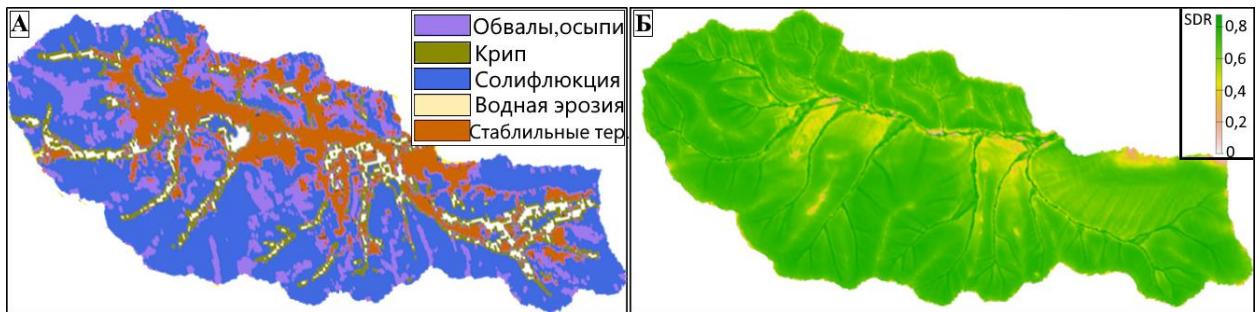


Рисунок 3.9 Доминирующие процессы формирования стока наносов (А), расчет коэффициента доставки наносов для водосбора руч. Контактовый по методу [Vigiak et al., 2012] (Б)

3.4 Оценка компонент баланса наносов для пойменно-русловых комплексов больших и средних рек

Формирование стока наносов в пределах пойменно-русловых комплексах связано как с поступлением наносов с водосбора, так и непосредственно с размывами берегов. Так, задача оценки поступления наносов с размывами берегов сводится к поиску объемов всех тел размыва (площадей размыва, высоты берега) за интервал времени.

Значительная часть наносов, поступающих в русло при размыве берега, аккумулируется на пойме ниже по течению. В контексте осадконакопления внутри пойменных массивов можно выделить 3 основных зоны: *прирусловая* (первичная), где формируются новые пойменные массивы, *центральная* (вторичная), где идет постепенное накопление материала и *притеррасная*, где накопление наилка происходит лишь при расходах воды низких обеспеченностей. В таком случае, задача оценки аккумуляции наносов на прирусловой части поймы также сводится к поиску объемов тел аккумуляции (площади и высоты новых пойменных массивов) на основе данных цифровых моделей рельефа, комических снимков. Аккумуляция наносов на притеррасной и центральной части поймы происходит тонким слоем, скорость данного процесса составляет от долей до первых сантиметров в год. Методика расчета объема материала, аккумулирующегося в

данных зонах основана на вычислении площадей пойм и оценки скорости аккумуляции. Схема данных расчетов изображена на рисунке 3.10.

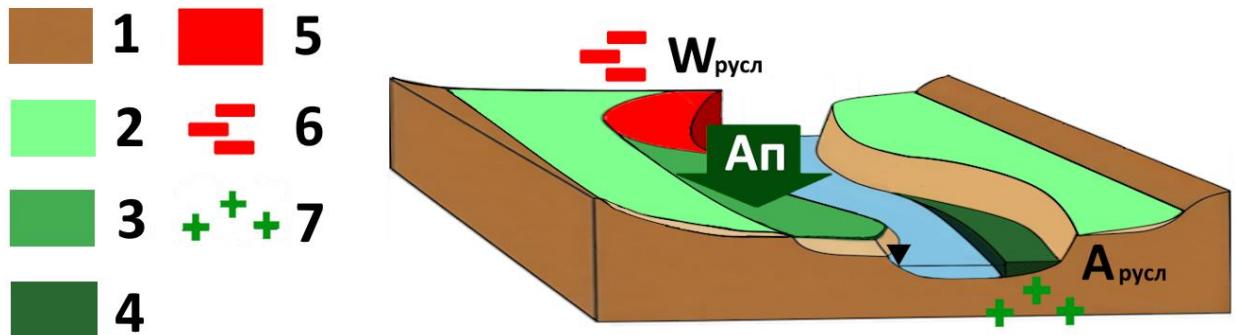


Рисунок 3.10 Схема расчетных характеристик баланса наносов в пойменно-русловых комплексах больших и средних рек

Прим. 1 – коренные берега 2 - притеррасная зона поймы, 3 – центральная часть поймы, 4 – прирусловая часть поймы, 5 - $W_{\text{русл}}$ размыв берегов, 6 – поступление наносов в речную сеть, 7 - $A_{\text{русл}}$ формирование прирусловой поймы, $A_{\text{пойм}}$ – аккумуляция наносов на поверхности центральной и притеррасной частях поймы,

3.4.1 Оценка русловой эрозии и аккумуляции наносов в прирусловой части поймы

Для оценки объема наносов, поступающих в русло в процессе размыва берегов и оценки аккумуляции наносов в процессе формирования первичной поймы применялся ретроспективный подход, основанный на сравнении космических и аэрофотоснимков, полученных в различные периоды времени. Расчет массы наносов поступающей в результате русловых деформаций сводится к поиску суммы объемов тел размыва с заданной плотностью по формуле (3.17), что может быть также изображено в виде схемы (Рисунок 3.11). Для определения массы наносов, аккумулирующейся в прирусловой части поймы может быть использована аналогичная формула (3.18)

$$W_{\text{русл}} = \sum_{i=1}^n \frac{S_{\text{разм}} i \cdot (h_{\text{б}} i + h_{\text{р}} i) \rho_{\text{отл}} i a_i}{\Delta t} \quad (3.17),$$

$$A_{\text{русл}} = \sum_{i=1}^n \frac{S_{\text{акк}} i \cdot (h_{\text{б}} i + h_{\text{р}} i) \rho_{\text{отл}} i a_i}{\Delta t} \quad (3.18),$$

где $S_{\text{разм}}$ - площади размыва, м^2 ; $S_{\text{акк}}$ - площади аккумуляции наносов в виде первичной поймы, м^2 ; $\rho_{\text{отл}}$ – плотность отложений, $\text{кг}/\text{м}^3$, $h_{\text{б}}$ – высота берега, м , $h_{\text{р}}$ – средняя глубина реки, м , a – льдистость отложений, Δt – временной интервал, год.

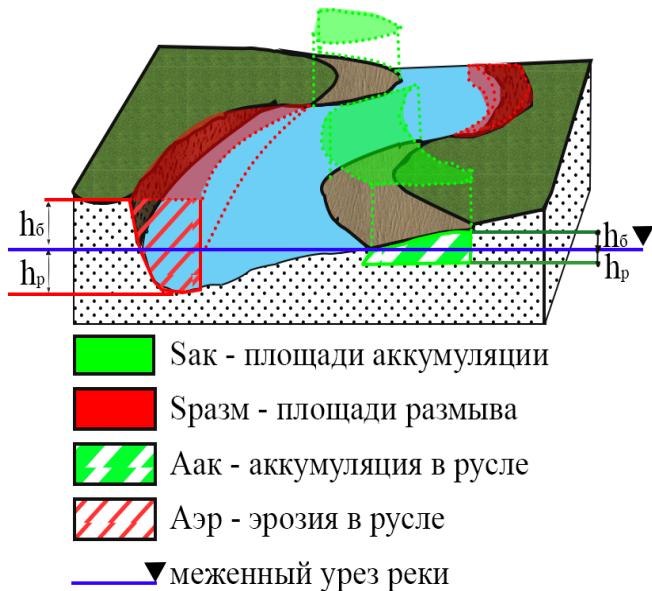


Рисунок 3.11 Схема расчета русловых деформаций

Для определения зон размыва и аккумуляции был использован ресурс Global Surface Water Explorer GSWE [Pekel et al., 2016]. Основной идеей данного ГИС-проекта являлся анализ разновременных снимков Landsat 5,7,8 с даты наиболее раннего снимка (1984-2000) по 2021 год. Пространственное разрешение ресурса составляет 30 м. С помощью специального автоматизированного алгоритма совмещения каналов снимков при создании базы данных выделялись водные объекты. Сопоставление границ водных объектов за разное время позволило выполнить классификацию типов русла по условиям русловых деформаций. Так БД GSWE содержит следующие классы объектов (Рисунок 3.10):

- *Постоянно существующие водные объекты*: океан, озера, болота, центральные участки рек (Permanent);
- *суша, заливаемая временно водой*, пойма, зона осушки водохранилищ, марши и т.п. (Seasonal);
- *территории, не затапливавшиеся ни разу с 1984 года*.

Следующими классами являются поверхности Земли, изменившие свою категорию:

- *более не затапливаемые территории* (Lost Seasonal);
- *новые территории, которые стали затапливаться после 1984 года*, (New Seasonal);
- *зоны, которые стали всегда затопленными* (Seasonal to Permanent).

В данной работе был произведен анализ и фильтрация информации автоматического дешифрирования GSWE. Анализ исходных данных этого ресурса позволяет предположить, что «постоянно не затопленные» и «периодически затапливаемые» территории, ставшие «постоянно затопленными» территориями (объекты класса 2 и 7) расположенные в непосредственной близости от русла реки могут быть определены как зоны размыва поймы

и коренного берега $S_{разм}$. В свою очередь «более постоянно не затапливаемые» и «новые периодически затапляемые» территории на месте бывшего «постоянно затопленного» участка (объекты классов 3 и 8) могут быть дешифрированы как новообразованные острова, косы, т.е. трактуется автором как зоны аккумуляции наносов на первичной пойме $S_{акк}$ (Рисунок 3.12).

Грубое разрешение снимков и схематизация береговой линии пикселями, наличие артефактов, связанных с изменением уровней, возведением искусственных построек на береговой линии также может служить источником погрешности. В работе [Chalov et al., 2025] производится сравнение площадей полигонов размывов для 23 км. среднего течения р. Лены по данным GSWE и оцифрованных вручную для аналогичных дат. Данное сравнение показывает, что ошибка GSWE относительно ручной оцифровки составляет от 0,4 до 4,1 %. Автором также проводилось сравнение данных GSWE по данным ручной оцифровки размывов для среднего и нижнего течения р. Обь (1200 км), Якутского разветвления на р. Лена (65 км), и нижнего течения и дельтового участка р. Колыма (400 км) [Иванов, Чалов, 2021; Куракова, Чалов, 2019]. Это сопоставление площадей размывов, выполненных вручную по космическим снимкам за аналогичные даты, и данных GSWE показало, что для протяженного участка р. Обь погрешность методики составляет 14%, для нижнего течения р. Колыма 20%, для Якутского узла разветвления на р. Лена 15% (Рисунок 3.12).

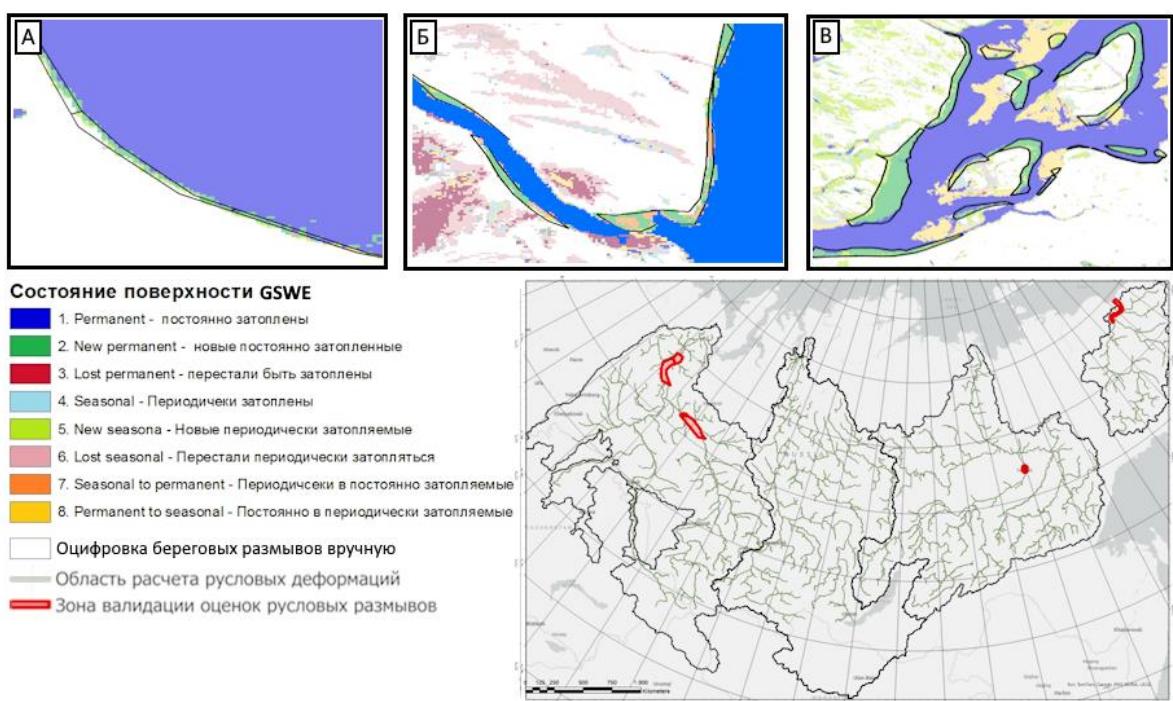


Рисунок 3.12 Верификация расчетов русловых размывов

Прим. Примеры валидации русловых размывов для участков А – р. Колыма, ур. Дуванный яр, Б – среднее течение р. Обь, ур. Большие Яры, В – р. Лена, Якутский узел разветвления

Кроме этого, в данном исследовании были использованы материалы съемочной системы Keyhole, которая предоставляет данные о положении русел рек за более ранние периоды. Данные спутники запускались на орбиту с 1959 по 1986 годы под эгидой американской разведки, всего за этот период было отправлено более 12 миссий. Спутники CORONA осуществляли съемку территорий СССР, Китая, Ближнего Востока, Восточной Азии и других стратегически важных регионов. Общий охват снимков составил более 1,94 млрд. км². Ранние модели (KH-1, KH-2, KH-3) имели разрешение 7,5 м, более поздние (KH-4A и KH-4B) 1,8 и 2,75 м соответственно. Для более поздних миссий KH-7 Gambit, KH-9 Hexagon (1970-е - 1980-е годы) разрешение снимков было еще более высокое 0,61–0,91 и 0,30–0,61 м соответственно. На ранних миссиях съемка велась при помощи панорамных фотокамер на пленку шириной 70 мм, что приводило к тому, что к границам снимков резко увеличивается искажение. Данные материалы были рассекречены в 2011 г. и к снимкам в оцифрованном виде можно получить доступ на официальной платформе Геологической службы США (USGS) Earth Explorer. Эти снимки не имеют пространственной привязки, поэтому привязка и оцифровка положения русла за разные временные периоды производилась автором вручную в программном комплексе ArcGIS не менее чем по 20 точкам на один снимок.

В формулу (3.18) входит относительная высота берега, в настоящей работе для расчета данного показателя была использована цифровая модель рельефа FABDEM, о которой упоминалось в предыдущем разделе. Значения превышений берега над руслом были сняты с ЦМР для каждого участка размыва индивидуально с помощью авторского кода на языке R. Основная идея работы авторского кода заключается в том, что для каждого участка размыва, группы пикселов размыва из ресурса GSWE, была построена буферная зона величиной 50 м, для которой была рассчитана минимальная и максимальная высота, определяющая значение высоты берега, по аналогии с оценками высоты стенок термоэрэзационных цирков в предыдущем разделе.

Высота подводного склона была оценена как средняя глубина реки и рассчитана по формуле Шези (3.19). В состав данной формулы входит средняя ширина реки, которая была взята по базе данных GRWL [Allen, Pavelsky, 2018], а также уклоны и расходы воды, которые были взяты по базе данных HYDROAtlas [Linke et al., 2019].

$$h_p = \left(\frac{Q \cdot n}{B \cdot \sqrt{I}} \right)^{\frac{3}{5}} \quad (3.19),$$

где Q – среднегодовой расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$; n – коэффициент шероховатости; B - ширина реки, м ; I – уклон реки.

GRWL (Global River Widths from Landsat) - глобальная база данных, созданная на основе спутниковых снимков. Она предоставляет информацию о ширине всех рек, шириной более 30 м. Для получения этой информации было использовано 7376 снимков Landsat 4-8, сделанных в те месяцы, когда уровень воды в реках был близок к среднегодовому расходу. По полученным снимкам были выделены границы водотоков. Для данных полигонов были проведены осевые линии, через которые проведены перпендикуляры через каждый пиксель осевой линии. Заявленная точность выделения водных объектов и оценки их ширины по расчетам авторов базы данных [Allen, Pavelsky, 2018] составляет около 10,2%.

HYDROAtlas представляет собой глобальную базу данных, содержащую параметры уклонов рек, расхода воды, характеристик бассейнов и других показателей для участков речной сети. HYDROAtlas обеспечивает детальную пространственную привязку для всех участков водотоков Земли с среднегодовым расходом воды более $0,1 \text{ м}^3/\text{с}$, с пространственным разрешением до 15 угловых секунд, т.е. около 500 м [Linke et al., 2019]. Стоит отметить, что HYDROAtlas выступает сборником слоев, каждый из которых имеет собственную документацию, погрешность и пространственный охват. Так, данные по среднегодовым расходам воды относятся к базе данных WaterGAP [Döll, Kaspar, Lehner, 2003]. Сама WaterGAP основана на расчетах одноименной глобальной гидрологической модели формирования стока воды. В качестве входных параметров модели были использованы климатические данные с 1961 по 1995 год, включая ежемесячные значения осадков, температуры, облачности и других параметров. Калибровка модели осуществлялась по суточным данным о расходах воды по 724 гидрологическим постам за 30 лет наблюдений из мировой базы данных расходов воды GRDC [The Global Runoff Data Centre...,]. Оценка точности модели для моделирования среднегодового расхода воды составляет 20% [Döll, Kaspar, Lehner, 2003].

Данные об уклонах рек в HYDROAtlas были получены по модели ЦМР EarthEnv-DEM90 [Robinson, Regetz, Guralnick, 2014], которая основана на комбинации данных из SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), ASTER GDEM и имеет разрешение 90 м. Сравнение уклона с данными по топографической карте ГГЦ для больших рек дает ошибку уклонов порядка 20%.

Коэффициент шероховатости для рек был принят единым для всех рек и имел значение 0,016, что соответствует оценкам, полученных методом гидродинамического моделирования для р. Лена в р-не г. Якутск в статье [Golovlyov et al., 2019].

Оценка плотности наносов отложений была выполнена с опорой на карту «Русловые процессы на реках СССР», которая была составлена коллективом НИЛ ЭПиРП Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. На данной карте, помимо типа русловых процессов представлена информация о гранулометрическом составе русловых отложений по 5 категориям: валунно-галечное русло, галечно-песчаное, песчаное, песчано-илистое. В работе [Караушев, 1977] для каждого типа русловых отложений приведено значение плотности русловых отложений. Так, для типично валунно-галечных русловых отложений значение плотности составляет $2100 \text{ кг}/\text{м}^3$, галечно-песчаных $1700 \text{ кг}/\text{м}^3$, песчаных $1500 \text{ кг}/\text{м}^3$, песчано-илистых $1150 \text{ кг}/\text{м}^3$. Кроме того, как и в случае оценок овражной эрозии, для данных отложений также была сделана поправка на льдистость при помощи операции оверлея полигонов размыва по оцифрованной автором карты льдистости (Рисунок 1.2). Помимо этого, в местах, где реками происходит, подмыв пород ледового комплекса (Рисунок 1.3), значение плотности береговых отложений было принято равной содержанию наносов в высокольдистых отложениях $300 \text{ кг}/\text{м}^3$, аналогичным, как и при расчете массы наносов, поступающих в результате криогенных оползней, что подробно описано в разделе 3.2.3.

Таблица 3.9 содержит сведения о всех использованных ресурсах для расчетов русловой составляющей стока наносов и аккумуляции на первичной пойме, их точности и пространственному охвату.

Таблица 3.9 Использованные ресурсы для расчета русловой составляющей стока наносов и аккумуляции на первичной пойме

Параметр	Ресурс	Пространственное Разрешение	Формула	Погрешность	Временная привязка данных
$S_{разм}$	GSWE [Pekel et al., 2016]	30 м	-	$\pm 10\text{--}20\%*$	1984(200) - 2021
	Keyhole	0,3 – 7,5 м	-	-	1950-80-е
h_6	FABDEM [Hawker, Neal, 2021]	30 м	-	-	2014–2023

h_p	HYDROAtlas [Linke et al., 2019] – данные об уклоне и расходах воды	500 м	$h_p = \left(\frac{Q \cdot n}{B \cdot \sqrt{I}} \right)^{\frac{3}{5}}$	±20%*	2000 - 2011
	GRWL [Allen, Pavelsky, 2018] – данные о ширине рек	30 м		±10.2% [Allen, Pavelsky, 2018]	1984(200) - 2021
$\rho_{отл}$	Карта «Русловые процессы на реках СССР»	40 км	валунно-галечные 2100 кг/м ³ , галечно-песчаные 1700 кг/м ³ , песчаные 1500 кг/м ³ , песчано-илистые 1150 кг/м ³ ледовый комплекс 300 кг/м ³	-	XX век
a	Карта льдистости [Brown et al., 2001]	15 км	-	-	1960 – 80-е

* По расчетам автора диссертационной работы

3.4.2 Расчет аккумуляции наносов на центральной и притеррасной части поймы

Определение зон затопления 1% обеспеченности, как границ пойменных массивов, было выполнено на основе данных глобального гидродинамического моделирования при помощи модели LISFLOOD-FP, доступ к результатам которого осуществляется через систему GLOFAS [Emerton et al., 2018]. Данный ресурс представляет собой глобальную систему прогнозирования наводнений, разработанную в рамках программы Copernicus Emergency Management Service (CEMS). В этой системе на основе модели формирования стока LISFLOOD и гидродинамической модели LISFLOOD-FP была проведена оценка зон затоплений с различной обеспеченностью, от 10 % до 0,5% обеспеченности с разрешением 1 км для всех рек Земли. В данной модели в качестве гидрологических и метеорологических данных были использованы данные реанализа ECMWF ERA-Interim [Copernicus climat change service, 2023], экстремальные значения расходов воды были получены на основе аналитических кривых распределения Гумбеля по данным многолетних наблюдений за период 1979–2019. Параметризация долины реки (ширина, глубина, шероховатость, высота растительности) была выполнена на основе ЦМР GTOPO30 DEM [USGS, 1996] для территорий севернее 60° с.ш. и ЦМР SRTM DEM [Farr, Kobrick, 2000] для территорий южнее 60° с.ш., а также глобальной базы данных подстилающего покрова Global Land

Cover 2000 [Bartholome et al., 2002]. Для больших рек погрешность определения площадей затопления по данным сравнения со спутниковыми снимками составляет 30 – 40% [Emerton et al., 2018].

Упрощенно оценка скорости аккумуляции в центральной и притеррасной частях пойме может быть выполнена на основе данных имеющихся измерений на основе литературного обзора. Если брать во внимание центральные и притеррасные участки пойм больших рек (см. Таблица 2.1), среднее значение скорости аккумуляции на пойме составляет 1,2 мм/год. Плотность пойменного аллювия была принята за плотность песка в 1500 кг/м³ [Караушев, 1977]. Расчетная формула для оценки массы аккумуляции на пойме имеет вид (3.20). Все использованные для расчетов ресурсы указаны в таблице 3.10.

$$A_{\text{п}} = S_{\text{пойм}} h_{\text{пойм}} \rho \cdot 10^{-6} \quad (3.20),$$

Где $A_{\text{п}}$ – масса аккумулируемого материала на пойме, тонн/год, $S_{\text{пойм}}$ – площадь поймы, м², $h_{\text{пойм}}$ – скорость осаждения материала на пойме, мм/год, ρ_a – плотность аллювия, кг/м³

Таблица 3.10 Использованные ресурсы для расчета русловой составляющей стока наносов

Параметр	Ресурс	Пространственное Разрешение	Формула	Погрешность	Временная привязка данных
$S_{\text{пойм}}$	GLOFAS [Emerton et al., 2018]	30 м	-	30-40% [Emerton et al., 2018]	1979–2019
$h_{\text{пойм}}$	Данные литературного обзора	-	-	-	XX - XXI
ρ_a	[Караушев, 1977]	-	1500 кг/м ³	-	-

Глава 4. Апробация модели формирования стока наносов для водосборов криолитозоны

4.1 Определение областей выполняемых расчетов

В диссертационной работе авторский расчетный алгоритм, модель формирования стока наносов, была применена для региональных оценок компонент баланса наносов для бассейнов рр. Обь, Енисей, Лена и Колыма в замыкающих створах, исключая все бессточные области и водосборы крупнейших озер - Байкал, Хубсугул, Хантайское, Зайсан, Телецкого, озер Тоджинской котловины, Аргазинского озера.

В качестве объектов исследования русловой составляющей стока наносов были выбраны участки рек с среднегодовым значением расходов воды более $30 \text{ м}^3/\text{с}$ по базе данных HYDROAtlas [Linke et al., 2019], при условии, что береговые размывы на участках могут быть визуально дешифрированы по снимкам Landsat 7,8, т.е. площадью не менее 900 м^2 . Суммарно оценка русловых деформаций была выполнена для 110 000 км речной сети бассейнов рр. Обь, Енисей, Лена, Колыма (Рисунок 4.1).

Для расчета бассейновой составляющей стока наносов была применена методика, основанная на разделении крупных речных водосборов на меньшие по размеру подбассейны. На основе БД HydroBASINS [Lehner, Grill, 2013] территории бассейнов рек Оби, Енисея, Лены и Колымы (общей площадью 9 277 000 км 2) были разделены на 3886 подбассейна со средней площадью 1885 км 2 , для каждого из которых был рассчитан свой баланс наносов методом, описанным в Главе 3 .

База данных HydroBASINS предоставляет детализированную информацию о границах водоразделов, полученных при помощи обработки данных цифровых моделей рельефа с разрешением 30 м, ЦМР SRTM [Farr, Kobrick, 2000], южнее 60° с. ш. и ЦМР GTOPO30 [USGS, 1996] для приполярных областей. База данных производит разделение всей поверхности Земли на водосборы по 12-уровневой иерархической системе, где уровень определяется по порядку реки по системе Стралера: к 1-3 уровню относятся континентальные бассейны с площадью более 100,000 км 2 , к 4-6 – крупные региональные бассейны с площадью 10,000–100,000 км 2 , 7 -9 – средние реки с площадью 1,000–10,000 км 2 , 10 -12 – малые водосборы с площадью менее 1000 км 2 , но более 100 км 2 . Для исследования автором был выбран подход ручного отбора водосборов с уровняй 7, 8 и 9, для общего вырывания размеров бассейнов. Выбор данных уровняй обусловлен необходимостью достижения оптимального соотношения между детализацией данных и управляемостью

вычислительных процессов, позволяющему учесть локальную неоднородность физико-географических условий без чрезмерного усложнения моделирования.

Так как в диссертационной работе подразумевается раздельная оценка бассейновой составляющей стока наносов для горных и равнинных водосборов, все подбассейны были разделены на две группы: горные и равнинные. Горный водосбор в данном исследовании определялся как водосбор, который содержит более одного пикселя горных территорий по базе данных GMBA [Snethlage et al., 2022]. Данный ресурс представляет собой растр с разрешением 250 м, в котором для каждой ячейки указана информация о том, является ли данная территория «горной», и к какой горной системе она относится. Само определение горной территории по [Snethlage et al., 2022] привязано к значению рассчитываемого индекса. Для расчета этого индекса для конкретного пикселя вокруг него строится 8 буферных зон с диаметром от 250 м до 100 км. Для каждой буферной зоны происходит расчет разницы между максимальной и минимальной высотой, после чего это значение сравнивается с пороговым значением. Например, для буферной зоны размером 250 м пороговое значение составляет 3 м, для 1 км – 78 м, для 100 км – 404 м и пр. Эти пороговые значения были установлены экспериментальным способом авторами баз данных на основе анализа уже известных горных территорий по 920 точкам. Так, пиксель определяется принадлежащим к горным территориям, если значение индекса для него превышает определенные экспериментальным способом пороговые значения для всех восьми буферных зон.

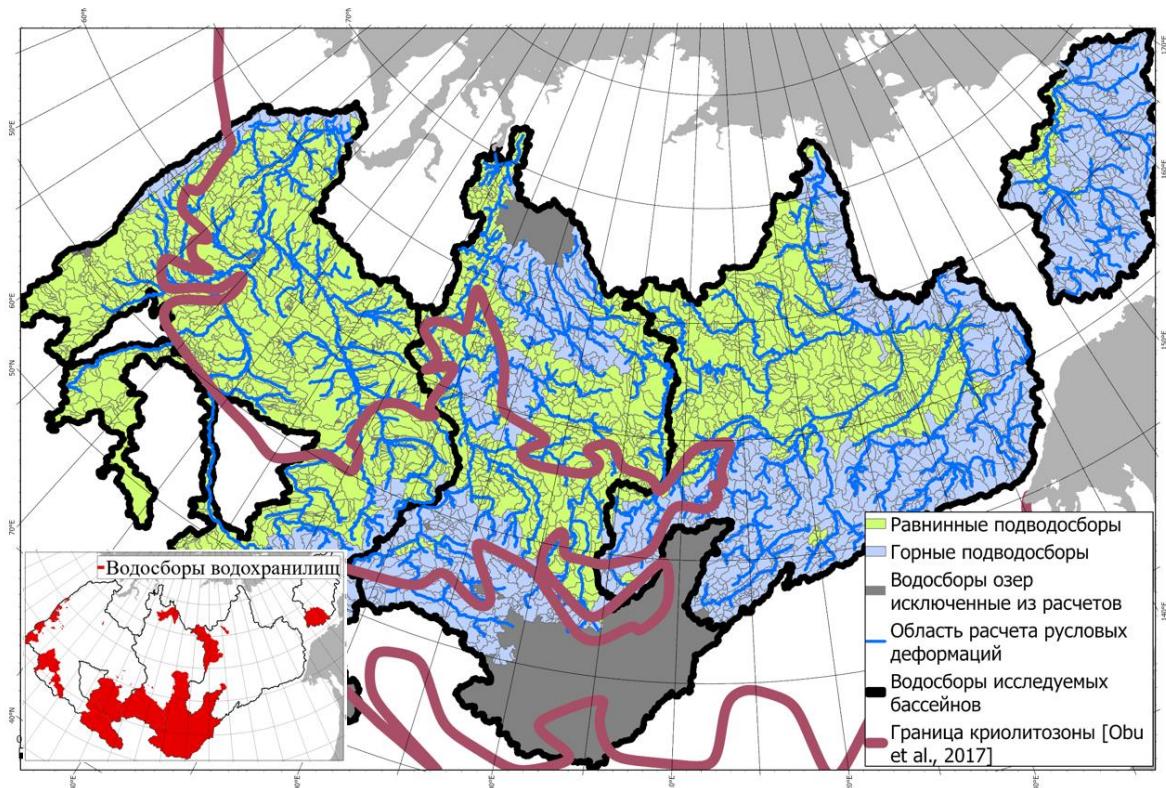


Рисунок 4.1 Области расчета балансовых характеристик водосборов

Строительство водохранилищ на реках оказывает существенную трансформацию стока наносов. В XX веке на Оби, Иртыше и Ишиме вводились в эксплуатацию крупные водохранилища, такие как Новосибирское на Оби (1957 г.), Шульбинское на Иртыше (1986 г.), Сергеевское на Ишиме (1969 г.), в 1967-1970 гг. происходило заполнение Красноярского водохранилища на р. Енисей, Колымское водохранилище вводилось в эксплуатацию в период с 1970 по 1994 годы. Данные плотины почти полностью перекрыли сток наносов с верховий водосборов данных рек. Например, по данным [Ботвинков и др., 2005] после строительства Новосибирского водохранилища сток наносов в нижнем бьефе Оби снизился на до 96%. Тем не менее, помимо больших водохранилищ при ГЭС существует масса малых водохранилищ и прудов на притоках больших рек.

Для поиска данных о расположении искусственных водных объектов была использована ГИС Open Street Map OSM, которая является открытым некоммерческим веб-картографическим проектом по созданию подробной свободной карты мира силами сообщества участников [OpenStreetMap contributors, 2015]. По этой БД были выгружены все площадные водные объекты, после чего была проведена их фильтрация по принципу того, что объект имеет в названии теги «пруд» или «водохранилище», после чего данные объекты были нанесены на карту и дополнительно валидированы вручную по космическим снимкам. Всего на территории 4-х водосборов было выделено 688 водных объекта, после чего для каждого объекта был построен его водосбор с опорой на БД HydroBASINS [Lehner, Grill, 2013]. Зачастую водохранилища и пруды располагаются на одних и тех же водотоках ниже и выше по течению, в таком случае водосборы таких водохранилищ были объединены в замыкающих створах. Исходя из этого было выделено 54 замыкающих створа, водосборы которых представлены на карте (Рисунок 4.1, врезка). Согласно проведенному анализу, доля площади бассейна Оби, занимаемая водосборами водохранилищ, составляет 27%. Для бассейна Енисея, включая водосборы озер Байкал и Хантайского, этот показатель достигает 47%. В бассейне Колымы водосборы водохранилищ занимают 15% площади, а для бассейна Лены – 7,3%. Данные цифры согласуются с глобальными оценками [Vörösmarty et al., 2003], где для Оби и Лены доля водосбора, расположенная выше водохранилищ оценивается в диапазоне от 0 до 20 %, для Енисея – 20-40%. Несовпадение с этими оценками связано с тем, что в исследовании [Vörösmarty et al., 2003] для исследования были использованы только самые крупные водохранилища с объемом более 0,5 км³.

При итоговом расчете стока наносов для контрольных створов вклад процессов формирования стока наносов, расположенных выше водохранилищ, был исключен. Данное допущение основано на предположении о полной аккумуляции наносов, мобилизуемых этими процессами, в расположенных выше водохранилищах. Формирование стока наносов

в нижнем бьефе определяется исключительно процессами формирования стока наносов, протекающими ниже по течению всех водохранилищ и прудов.

4.2. Результаты численных оценок потоков вещества

По результатам расчетов потоков вещества на выделенных 3886 подбассейнах через процессы формирования стока наносов $W_{бас}$ (Раздел 3.2 и 3.3), $W_{русл}$ (Раздел 3.4) и аккумуляции $A_{бас}$ (Раздел 3.2 и 3.3), $A_{русл}$ (Раздел 3.4) были построены карты (Рисунок 4.2), на которых представлены величины потоков вещества для каждого из расчетных подбассейнов. По данным картам хорошо видно, что наибольшие значения масс мобилизуемых наносов $W_{бас} + W_{русл}$, более 200 млн.т/год, приурочены к горным районам Восточной и Южной Сибири и Полярного Урала, где можно наблюдать активное разрушение горных пород в связи с высокими уклонами и разреженным растительным покровом из-за низкого положения снеговой линии. На карте также выделяются подбассейны, включающие в себя пойменно-русловые комплексы больших рек, где высокую интенсивность имеют процессы русловой эрозии, массы мобилизуемых наносов здесь имеют значения от 3,5 до 200 Млн.т/год. В тоже самое время областям наибольших значений мобилизуемых наносов соответствуют области наибольшей аккумуляции. Для равнинных территорий массы мобилизуемых наносов имеют более низкие значения и для распаханных территорий лежат в диапазоне от 0,35 до 3,5 млн.т/год, для нераспаханных 0,35 млн.т/год и менее. Наименьшие значения масс мобилизуемых наносов относятся к заболоченным районам Западной-Сибири и Нижней Лены, где данный показатель зачастую не превышает отметки в 0,05 млн.т/год.

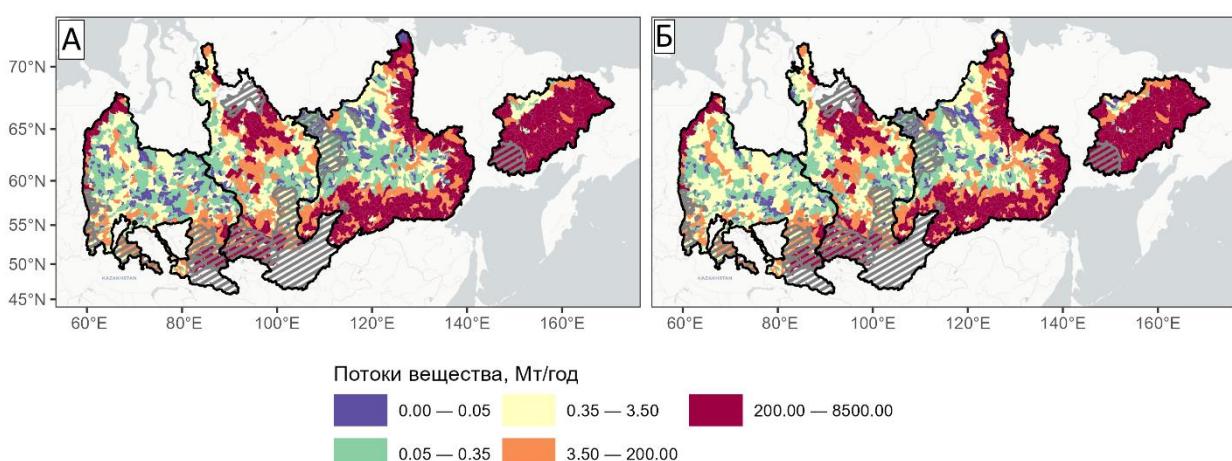


Рисунок 4.2 Потоки вещества в бассейнах рр. Обь, Енисей, Лена и Колыма

Прим. A – масса мобилизуемых наносов, $W_{бас} + W_{русл}$, млн.т/год; B – масса аккумулированных наносов $A_{бас} + A_{русл}$, Млн.т/год; штриховкой обозначены водосборы водохранилищ

4.3 Валидация оценок бассейновой составляющей стока наносов по данным эрозионных стационаров

В настоящей работе для валидации оценок бассейновой составляющей стока в результате процесса плоскостного смыва $W_{ливн} + W_{тал}$ были использованы данные опытно-производственного эрозионного стационара при Алтайском НИИСХ, который располагается в водосборе Оби, около г. Барнаул. Данный стационар обладает двумя опытными участками площадью 631,5 и 700 га. Они размещенных на склонах крутизной от 2° до 4°, которые распаханы и засеяны. В статье [Вольнов, Бойко, Чичкарев, 2017], где анализируются материалы наблюдений на стационаре за период с 1992 по 2010 гг., значения эрозии представлены в виде объемов $\text{м}^3/\text{га}/\text{год}$. Принятие средней плотности почвы за 1,1 $\text{г}/\text{см}^3$ [Качинский, 1965] позволяет пересчитать объемные единицы в массовые в $\text{т}/\text{га}/\text{год}$. Так, для пара значение смыва почвы, включая талый смыв, составляет 31 $\text{т}/\text{га}/\text{год}$, для зябей – 14,5 $\text{т}/\text{га}/\text{год}$, для многолетних трав – 1,7 $\text{т}/\text{га}/\text{год}$. Допуская, что обработка почвы в данной регионе предполагает севооборот, включающий эти 3 состояния, среднемноголетнее значение для сельскохозяйственных полей составляет 15,7 $\text{т}/\text{га}$ в год. При помощи авторского расчетного комплекса в соответствие с методикой, изложенной в Разделе 3.2.1 для распаханных территорий для тех же территорий были рассчитаны значения плоскостного смыва. Расчеты показали, что значения ливневой эрозии без учета аккумуляции достигают 10 $\text{т}/\text{га}$, талого смыва $W_{тал} – 2 \text{ т}/\text{га}$. Территории, которые менее подвержены эрозии и не обрабатываются, имеют более низкие значения ливневой эрозии в 1,5 $\text{т}/\text{га}$, что сходно со значениями водной эрозии для опытных участков с посевом многолетних трав. Обобщая данное сравнение, можно констатировать, что в случае исследуемого стационара модель занижает значения эрозии почв на 23,5% для распаханных территорий и на 12 % для задернованных поверхностей.

В труде [Литвин, 2002] приводится обобщение значений ливневого и талого смыва для обрабатываемых участков лесостепей и степей Западной Сибири по пунктам стационарных наблюдений. Значения талого смыва для данного региона лежат в диапазоне от 4,5 до 8,1 $\text{т}/\text{га}$, а ливневого смыва – 17,1 $\text{т}/\text{га}$. Такие значения водной эрозии действительно сопоставимы с теми, что наблюдаются по расчетам модели. Авторская оценка ливневого смыва для распаханных территорий Западной Сибири дает значения до 20 $\text{т}/\text{га}$ в год, оценки талого смыва лежат в диапазоне 1-4 $\text{т}/\text{га}/\text{год}$. Таким образом по

обобщенным наблюдениям по ряду стационаров модель занижает измеренные значения в среднем на 4%.

Современным примером мониторинга талого смыва для Восточной Сибири является диссертация И.А. Голубева [Голубев, 2022], в которой содержатся сведения о том, как для сельскохозяйственных полей в бассейне р. Бузим, около Красноярска методом временных реперов на протяжении трех лет, 2009-2011 гг., выполнялись работы по измерению талого смыва. На исследованных территориях доминируют склоны крутизной от 1° до 5,4° темно-серые и серые лесные почвы, черноземы выщелоченные и луговые оподзоленные. Усредняя все полученные значения за 3 года по семи участкам, значение эрозии для пара/озимых данного объекта составило 18,4 т/га/год. Расчет при помощи программного комплекса Erosion (Раздел 3.2.1), выполненный автором для данного участка, составляет 14,2 т/га/год. Таким образом, модель занижала значения смыва на 23%.

Для горных водосборов подобные эрозионные станционы отсутствуют, тем не менее наличие заполненных наносами гидрометрических лотков на водосборе руч. Контактовый позволило выполнить оценку накопившегося в них материала и, как следствие, оценить верность разработанной методики оценки комплекса процессов формирования стока наносов для горных водосборов, описанной в разделе 3.3. Как было сказано ранее, с 1997 года Колымская водобалансовая станция прекратила свою работу, в результате чего гидрометрические лотки, расположенные на данных ручьях, стали накапливать материал, смыываемый с водосбора. В продолжении авторского исследования водосбора 2021 года в 2024 году сотрудниками СпбГУ О.М. Макарьевой и П.А. Никитиной было произведено измерение объема накопившегося в лотках материала: для руч. Южный объем наносов составил 3,02 м³, для руч. Морозова 5,77 м³, для руч. Северный 4,32 м³. Используя примерную среднюю плотность наносов галечно-валунного состава 2650 кг/м³ согласно [Караушев, 1977] и тот факт, что на протяжении 24 лет гидрометрические лотки не прочищались, можно рассчитать темпы выноса вещества с водосборов в створах лотков. Соответственно для руч. Южный эта величина составила 0,25 т/год, для руч. Морозова 0,48 т/год, для руч. Северный 0,36 т/год. Используя созданную методику расчета стока наносов (см. Раздел 3.3), для данных водосборов были получены следующие значения стока наносов соответственно: 0,34 т/год, 0,41 т/год, 0,94 т/год. Таким образом, ошибка расчетов стока наносов для данных водосборов составляет -1,96 %, -47,5 %, 14,1 % соответственно, в среднем -11,8 %. Наибольшая ошибка в 47,5% была получена для руч. Морозова, что может быть связано с неверной оценкой объема накопленного материала из-за сложной формы лотка и его деформации и разрушения потоками наносов. Для руч. Северный наблюдается, напротив, переоценка стока наносов на 14%, это может быть связано с тем, что на данном

водосборе, предположительно в 2016 году, сошел грязекаменный поток, который мог «соскести» часть материала с лотка. На основе полевых наблюдений автора и сотрудников СПбГУ в 2021 г. было предположено, что грязекаменный поток имел объем порядка 1-3 тыс. м³, о чем свидетельствует конус выноса ниже лотка, хотя сам гидрометрический лоток значительно разрушен не был.

4.4 Сравнение результатов моделирования с натурными данными о стоке наносов для постов Росгидромета

Для оценки качества моделирования было произведено сравнение рассчитанного стока наносов по методике, изложенной в Главе 3, с данными о среднемноголетнем значении стока наносов для водосборов постов Росгидромет. Для этих целей в работе была собрана база данных среднегодовых значений стока взвешенных наносов по 35 постам, расположенным в бассейнах Оби (6 шт.), Енисея (2 шт.) и Лены (27 шт.). Набор анализируемых постов характеризуется значительным диапазоном расходов воды и контрастными условиями формирования стока наносов. Собранный база данных включает как посты на малых реках со среднегодовым расходом воды от 1,4 м³/с (река Багдарин), так и устьевые посты больших рек с расходами воды 18 600 м³/с (р. Енисей, г.п. Игарка). Для каждого из водосборов гидрологических постов было рассчитано значение площади, доля распаханности и залесенности на основании глобальных баз данных ESA Worldcover [Zanaga et al., 2021], доля залегания многолетнемерзлых пород по данным [Obu et al., 2019], а также доля водосбора, занятная горными территориями по GMBA [Snethlage et al., 2022]. Для данных водосборов распаханность, в целом, крайне низкая и варьируется от значений близких к нулевым до 12%, причём нулевые значения характерны для большинства постов Лены, Вилюя и Колымы, где сельхозугодия отсутствуют. Наибольшее значение в 12% принадлежит водосбору Оби, г.п. Белогорье, что связано с относительно развитым сельским хозяйством в степных районах Западной Сибири и Алтая. Залесенность бассейнов охватывает широкий диапазон от 46% для р. Чары, где преобладают тундрово-горные ландшафты, до 99% у типично таежных водосборов таких, как р. Таюра, в бассейне Лены. Среди водосборов встречаются как полностью равнинные, например, Васюган, полностью расположенный в пределах Западно-Сибирской низменности, так и полностью горные, например Кан, Витим и пр. Для рек бассейна Лены и Колымы большинство водосборов полностью расположены в криолитозоне, тогда как в бассейнах Оби и Енисея водосборы лишь частично расположены в криолитозоне (13–68%) (Таблица 4.1).

Период наблюдений на отобранных постах охватывает временной промежуток с 1933 по 2021 гг., но для сравнения с модельными значениями был выбран однородный период с 1970 по 1990 гг. Выбор данного периода основан на том факте, что к 1970 г. были введены все основные водохранилища на реках, значительно трансформировавших сток наносов. Также период с 1970 по 1990 гг. характеризуется высоким качеством наблюдений, отсутствием значительных пропусков, характерных для рядов 1990-х и 2000-х годов. Для анализа были выбраны только те посты, для которых число пропущенных значений за исследуемый период не превышает 20%. Пропущенные значения были заполнены на основании связи с расходами воды при наличии коэффициента корреляции более 0,5.

Для исследуемых постов проводился расчет стока влекомых наносов. Для этого использовалась степенная зависимость между влекомым и взвешенным стоком, которая была получена на основе данных [Алексеевский, 1998; Turowski, Rickenmann, Dadson, 2010] в работе [Чалов, 2021] отдельно для больших с среднегодовым расходом воды более 500 м³/с и малых/средних рек расходом воды менее 500 м³/с (Рисунок 4.3). Доверительный интервал для данных зависимостей вычислялся на основе стандартных ошибок коэффициентов методом наименьших квадратов. Исходя из распределения Стьюдента были рассчитаны квантили 2,5% и 97,5%. Так, можно сказать, что для больших рек средняя ошибка при прогнозировании влекомого стока в диапазоне измеренных значений по уравнению (4.1) составляет, в среднем, $\pm 36\%$, для малых рек $\pm 42\%$.

$$G = \begin{cases} Q < 500, & 1,78 \cdot R^{0.33} \\ Q \geq 500, & 0,22 \cdot R^{1.08} \end{cases} \quad (4.1)$$

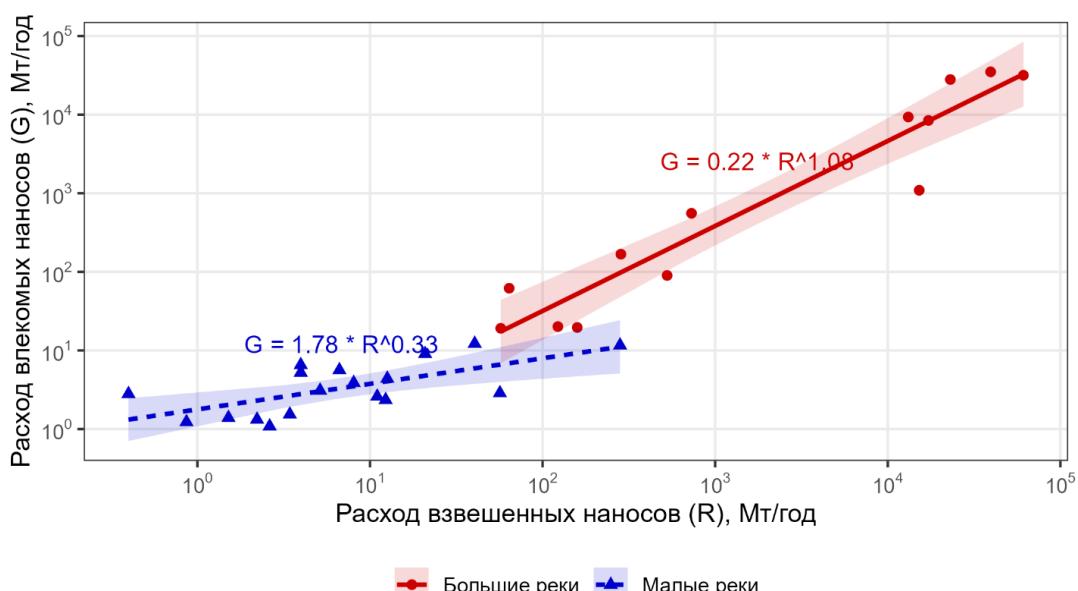


Рисунок 4.3 Связь расходов влекомых и взвешенных наносов [Чалов, 2021]

Применяя формулу (4.1) к среднегодовым расходам воды был получен среднегодовой расход влекомых наносов. Суммарный годовой сток наносов был оценен по формуле (4.2).

$$W_{R+G} = (R + G) \cdot 31\ 557.6 \quad (4.2),$$

где W_{R+G} – среднемноголетний суммарный сток наносов, т/год, R – среднегодовой расход взвешенных наносов, кг/с, G – среднегодовой расход влекомых наносов, кг/с.

Для оценки качества моделирования была использована метрика относительной ошибки RE (4.3). В качестве сmodелированного значения Sim применялись результаты расчета при помощи авторского расчетного алгоритма по уравнению баланса наносов на водосборе (2.1). В качестве измеренных значений Obs использовались среднемноголетние значения стока взвешенных наносов на постах Росгидромета за период с 1970-х по 1990-е годы, дополненные расчётными значениями стока влекомых наносов по формулам (4.1-4.2). Результаты сравнения данных моделирования с данными суммарного стока наносов были нанесены на карту (Рисунок 4.4), и занесены в Таблицу 4.1.

$$RE = \frac{Sim - Obs}{Obs} * 100 \quad (4.3),$$

где RE – значение относительной ошибки моделирования, %; Sim – сmodелированное значение среднегодового стока наносов, млн. т/год; Obs – измеренные значения стока наносов, млн.т/год

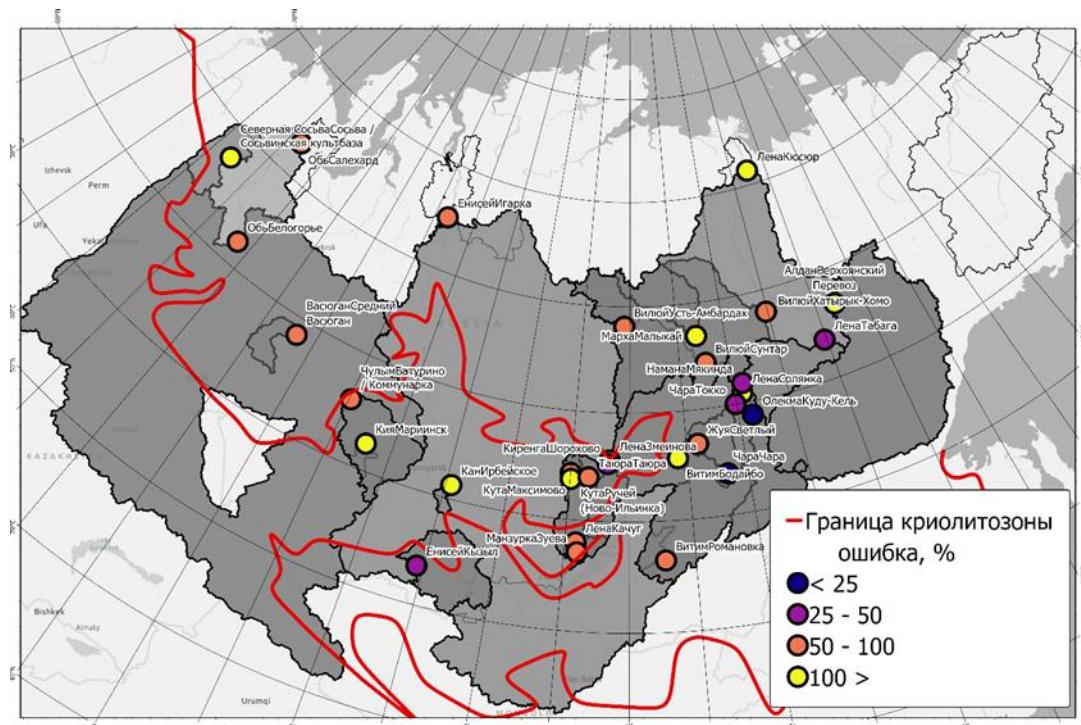


Рисунок 4.4 Значение относительной ошибки сmodелированных значений стока наносов в сравнении с данными многолетнего мониторинга на постах Росгидромета

Таблица 4.1 Данные по гидрологическим постам и их водосборам

№	Бассейн	Река	Пост	Площадь, тыс.км ²	Распаханность*, %	Залесенность*, %	Горные террито-рии**, %	Криолитозона**%, %	Ср. расход воды, м ³ /с	Ошиб-ка RE, %
1	Лена	Чара	Чара	5,40	0	46	100	100	53,4	2
2	Лена	Олекма	Куду-Кель	117	0	83	95	98	1080	3
3	Лена	Киренга	Шорохово	46,5	0	89	100	58	645	-37
4	Лена	Лена	Табага	894	0	83	66	85	7470	37
5	Лена	Намана	Мякинда	15,4	0	92	0	100	34,4	-39
6	Лена	Чара	Токко	63,7	0	76	85	100	728	-47
7	Енисей	Енисей	Кызыл	97,2	0	70	100	64	1040	-47
8	Лена	Вилуй	Хатырык-Хомо	454	0	89	0	99	1580	57
9	Лена	Вилуй	Усть-Амбардах	57,6	0	91	0	99	373	67
10	Лена	Лена	Змеиново	139	0	92	82	57	1150	-67
11	Лена	Лена	Качуг	17,1	1	82	80	100	88,6	-72
12	Лена	Вилуй	Сунтар	208	0	91	0	99	799	-73
13	Обь	Обь	Белогорье	2080	12	48	11	35	10100	74
14	Обь	Обь	Салехард	2320	11	51	12	39	12800	-75
15	Обь	Чулым	Батурино	128	8	76	17	25	796	84
16	Енисей	Енисей	Игарка	1790	1	84	44	65	18600	-86
17	Лена	Тимптон	Нагорный	0,61	0	68	100	99	9,43	-86
18	Обь	Васюган	Средний Васюган	32,9	0	67	0	59	163	-90
19	Лена	Манзурка	Зуева	4,86	3	73	100	100	9,22	-90
20	Лена	Витим	Романовка	18,4	0	63	100	100	82,3	-93
21	Лена	Чульман	Чульман	4,11	0	81	100	100	54,1	-95
22	Лена	Кута	Максимово	6,81	0	97	0	35	31,6	97
23	Лена	Багдари-н	Багдарин	0,47	0	68	100	99	1,43	-98
24	Лена	Жуя	Светлый	3,94	0	81	100	100	53,0	-99
25	Лена	Каренга	Тунгокачен	10,1	0	80	100	100	9,61	-99
26	Лена	Таюра	Таюра	5,70	0	99	100	19	42	-100
27	Лена	Алдан	Верхоянский Перевоз	695	0	78	77	98	5420	-104
28	Лена	Марха	Малыкай	91,0	0	92	0	99	428	107
29	Лена	Лена	Солянка	764	0	82	78	82	7050	-107
30	Лена	Витим	Бодайбо	191	0	67	100	99	1650	-116
31	Обь	Северная Сосьва	Сосьва	64,6	0	84	46	68	601	-209

№	Бассейн	Река	Пост	Площадь, тыс.км ²	Распаханность*, %	Залесенность*, %	Горные территории**, %	Криолитозона***, %	Ср. расход воды, м ³ /с	Ошибка RE, %
32	Енисей	Кан	Ирбейское	9,03	6	73	100	32	99,3	-241
33	Лена	Лена	Кюсюр	2430	0	81	53	92	17200	299
34	Лена	Кута	Ручей(Ново-Ильинка)	11,1	0	98	0	34	61,4	359
35	Обь	Кия	Мариинск	12,0	10	74	30	13	146	580

Прим.

*По данным карт подстилающего покрова ESA WORLDCOVER 2021 [Zanaga et al., 2022]

**По базе данных горных территорий GMBA [Snethlage et al., 2022]

***По карте распространения многолетнемерзлых грунтов [Obu et al., 2019]

Таким образом, сравнение данных моделирования с измеренными значениями показывает следующие результаты: из 35 постов модуль относительной ошибки для 2-х постов менее 25%, в диапазоне 25-50% для 13,5% постов; в диапазоне 50-100% для 56,8% постов; значение ошибки более 100% характерно для 24% постов. Обобщая результаты сравнения модельных и измеренных значений стока наносов, можно выделить ключевые закономерности, влияющие на точность моделирования водосборов рек в бассейнах Лены, Енисея и Оби. Водосборы с высокой залесенностью (>90%, например, Кута: 98%, +359%; Вилуй, г.п. Усть-Амбардах: 91%, +67%; Вилуй г.п. Сунтар: 91%, -73%) чаще имеют положительные ошибки, что может указывать на завышение моделью противоэррозионной способности растительности. Небольшие горные водосборы в основном имеют относительно низкие ошибки (например, Чара: 5 тыс. км², +2%; Киренга: 46 тыс. км², -37%), но исключения, такие как Витим (Бодайбо: 191 тыс. км², -116%) и Кан (9 тыс. км², -241%), указывают на локальные особенности формирования стока наносов, такие как расположенные на водосборе разработки полезных ископаемых. Для водосборов, расположенных преимущественно в криолитозоне (Северная Сосьва: 68%, -209%; Витим: 99%, -116%) характерны отрицательные ошибки моделирования, что может быть связано с недостаточным учетом криогенных термических процессов. Низкий расход воды (<150 м³/с, например, Кия: 146 м³/с +580%; Кута: 61 м³/с 359%; Кан: 99 м³/с -241%) увеличивает относительные ошибки из-за чувствительности к малейшим отклонениям, в т.ч. антропогенному вмешательству в процессы формирования стока наносов. Модель лучше справляется с водосборами, имеющими высокий расход (>1 000 м³/с, например, Олекма, с.

Куду-Кель: 3%; Лена в Табаге 34%). Между площадью водосборов и относительной ошибкой не прослеживается линейной связи. Относительно высокие значения ошибки чаще встречаются как для водосборов малых рек (<15 тыс. км^2 , например, Кия: 12 тыс. км^2 , +580%; Кута: 11 тыс. км^2 , +359%; Кан: 9 тыс. км^2 , -241%) так и очень крупных (>2 млн. км^2 , например, Лена в Кюсюре: 2,425 тыс. км^2 , +299%; Обь в Салехарде: 2,321 тыс. км^2 , -75%). Средние площади (46–894 тыс. км^2 , например, Олекма: 117 тыс. км^2 , +3%; Киренга: 46 тыс. км^2 , -37%; Лена в Табаге: 894 тыс. км^2 , +37%) обеспечивают более точное моделирование, вероятно, за счет меньшей относительной вариабельности условий формирования стока наносов.

4.5 Калибровка модели формирования стока наносов

Высокие значения ошибок моделирования стока наносов относительно данных многолетнего мониторинга Росгидромет, представленные в разделе 4.4, частично обусловлены региональной спецификой условий криолитозоны, которая не в полной мере учтена в параметрах исходной модели. Для адаптации разработанной модели формирования стока наносов к региональным условиям бассейнов рек криолитозоны была выполнена процедура калибровки ее ключевых параметров. Калибровка модели проводилась на основе данных о стоке наносов для репрезентативной выборки гидрологических постов в бассейнах рек Обь, Енисей и Лена. В ходе исследования были выполнены вычислительные эксперименты с вариацией калибровочных параметров в широких теоретически обоснованных диапазонах (Рисунок 4.5). Основное внимание было уделено следующим параметрам:

- коэффициент транспортирующей способности (ktc) для небольших равнинных водосборов, где доминирует плоскостной смыг;
- параметрам перехода между зонами эрозии и транзита (i_{c0} , k) для относительно небольших горных водосборов;
- скорость аккумуляции наносов на пойме (h) для больших рек.

Для выполнения процедуры калибровки была сформирована репрезентативная выборка, включившая 18 из 35 имеющихся гидрологических постов. Отбор проводился целенаправленно с учетом доминирующих процессов формирования стока наносов, параметры которых подлежали калибровке. Так, для калибровки коэффициента транспортирующей способности потока ktc , отвечающего за аккумуляцию наносов при плоскостном смыгве $W_{ливн} + W_{мал}$, были отобраны 2 поста на малых равнинных водосборах,

где этот процесс является преобладающим. Для настройки параметров перехода между зонами эрозии и транзита (ic_0 , k), описывающих комплекс процессов формирования стока в горах W_e , были выбраны 8 постов на небольших горных водосборах. Небольшое количество отобранных постов обусловлено строгими критериями: для точной калибровки конкретного параметра требовались водосборы, где влияние целевого процесса (плоскостного смыва для равнинных или комплекса склоновых процессов для горных территорий) является доминирующим и не маскируется другими факторами. Отдельно для калибровки скорости аккумуляции наносов на пойме (h) были использованы данные с 9 постов на крупных реках, где масштабы пойменной аккумуляции соизмеримы с величиной стока наносов в замыкающем створе.

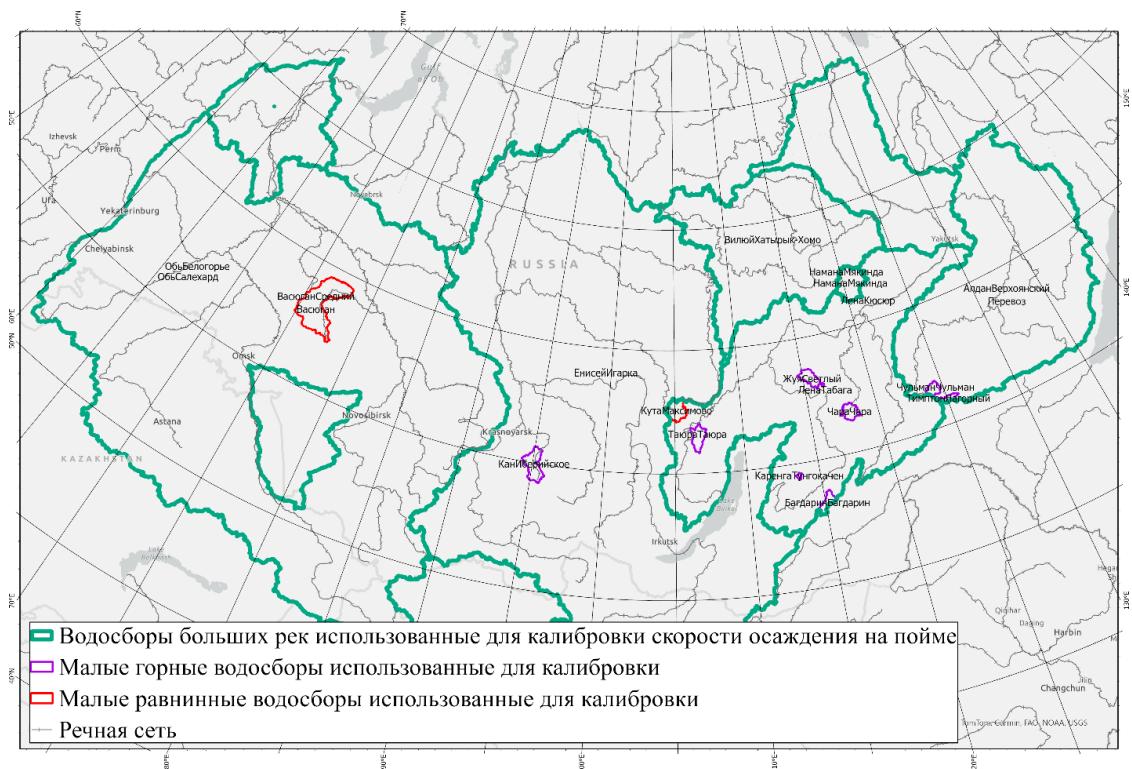


Рисунок 4.5 Водосборы постов, использованные для калибровки

Коэффициент транспортирующей способности k_{tc} , используемый для расчета аккумуляции наносов в процессе плоскостного смыва для равнинных водосборов из уравнения (3.3), можно интерпретировать как расстояние, которое необходимо пройти потоку для полного насыщения наносами. Заявленный авторами методики диапазон значений для данного параметра составляет от 0 до 250 [Notebaert et al., 2006]. Большие значения k_{tc} характеризуют наиболее гидравлически связанные территории. Например, для дорожного покрытия данный коэффициент обычно принимается за 250 [Notebaert et al., 2006], для распаханных территорий значения k_{tc} как правило располагаются в диапазоне от

20 до 50 [Rompaey Van et al., 2003], для нераспаханных территорий значения k_{tc} лежат в диапазоне от 1 до 100 [Batista et al., 2022]. Как было показано в работе [Maltsev et al., 2024], для малых водосборов в бассейне р. Лена полностью равнинные залесенные антропогенно-ненарушенные территории могут иметь экстремально низкие значения гидравлической связности и соответственно крайне низкие значения $k_{tc} \ll 1$.

Для вычисления оптимального значения коэффициента транспортирующей способности были выбраны гидрологические посты, имеющие равнинные водосборы, для которых наблюдается значительная доля плоскостного смыва в формировании стока наносов: р. Васюган г.п. Средний Васюган (35%), р. Кута г.п. Максимово (57%). Для каждого из этих водосборов были проведены статистические испытания, направленные на изучение поведения рассчитанного стока наносов в зависимости от различных значений коэффициента транспортирующей способности потока k_{tc} по формуле (3.3). Так, для каждого из двух водосборов сток наносов был рассчитан при значениях k_{tc} 0,1; 0,5; 1; 2,5; 5; 7,5; 10; 100; 250, т.е. всего было выполнено 27 тестов, в каждом случае была рассчитана метрика модуля относительной ошибки модельных значений RE относительно данных о стоке наносов на постах. Значения ошибок были рассчитаны для промежуточных значений методом линейной интерполяции. Таким образом, используя значение k_{tc} равное 0,67, для поста Средний Васюган можно добиться ошибки всего менее 1%; для р. Кута при оптимальном значении k_{tc} 0,92 значение относительной ошибки может составить также менее 1%. Изучая график изменения ошибки в зависимости от значения коэффициента транспортирующей способности потока (Рисунок 4.6), можно увидеть, что с увеличением значения k_{tc} происходит рост ошибки моделирования, что связано с тем, что увеличение коэффициента транспортирующей способности потока несет за собой увеличения стока наносов из-за снижающегося значения аккумуляции наносов на склонах. Оптимальным с точки зрения минимизации ошибки для двух водосборов является $k_{tc} = 0,73$, при котором значение средней ошибки по всем постам будет минимальным и составлять 6%.

Таблица 4.2 Результаты калибровки параметров модели формирования стока наносов для равнинных водосборов

Пост	Оптимальное значение калибровочного параметра k_{tc} , коэффициента транспортирующей способности потока	Относительная ошибка, % при использовании оптимального значения	Относительная ошибка, % при использовании среднего значения
Васюган Средний Васюган	0,67	<1%	5,97
Кута Максимово	0,92	<1%	5,94

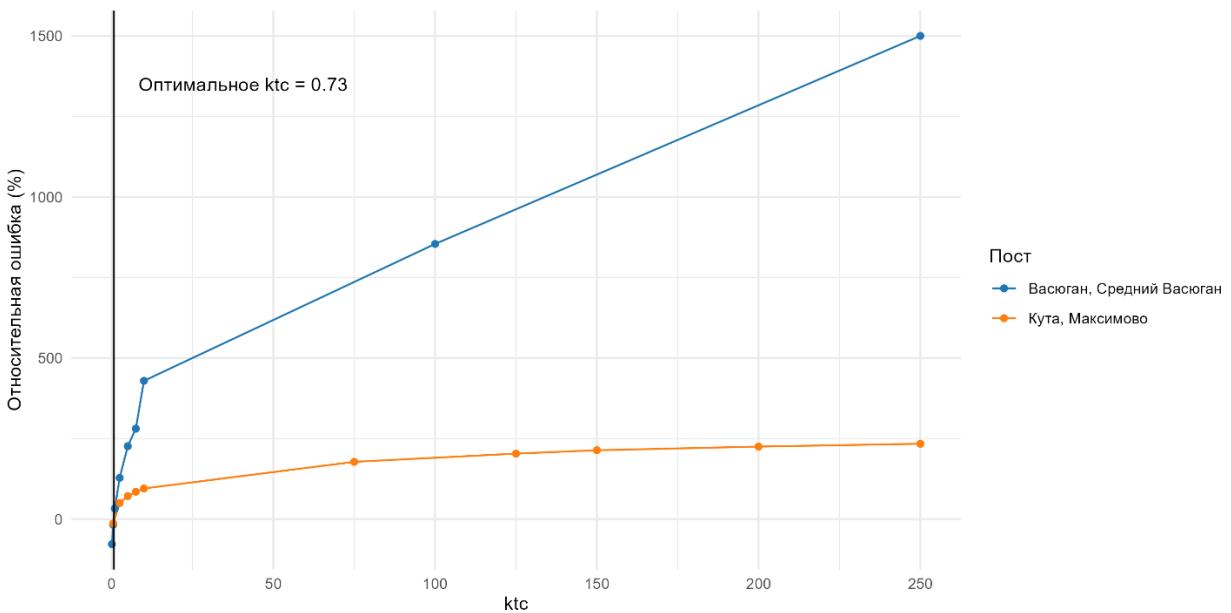


Рисунок 4.6 Зависимость модуля относительной ошибки стока наносов от значения коэффициента транспортирующей способности потока

Прим. 1 – р. Васюган г.п. Средний Васюган, 2 – р. Кута г.п. Максимово

Для горных бассейнов калибровочными параметрами могут выступать члены уравнения (3.23) $ic0$ – граничное значение индекса связности потоков наносов, которое позволяет разделить области выноса и транзита материала, и k – коэффициент нелинейности связи между граничным и рассчитанным значением индекса связности потоков наносов, что определяет резкость перехода между зонами сноса и транзита материала. Величины $ic0$ прежде всего зависят от самих значений индекса связности потока наносов, что в свою очередь зависит от способа задания устьевого створа, площади водосбора, разрешения ЦМР, рельефа территории. Данный показатель подбирается эмпирически для разных типов водосборов. Например, в статье [Vigiak et al., 2012] для малого водосбора, расположенного в Австралии, он принимается за 0,5 [Joorabian Shooshtari, Ardakani, Beik Khormizi, 2025].

В диссертационной работе изменение величины относительной ошибки стока наносов было исследовано для диапазона значений $ic0$ от -10 до +10. Значение k фактора лежит в диапазоне от 0 до 1 [Vigiak et al., 2012] и определяет резкостью перехода между областями сноса и транзита, что определяется литологическими, физико-географическими особенностями водосбора и спецификой процессов формирования стока наносов на конкретных водосборах. В целом, снижение значений как $ic0$, так и k приводит к общему увеличению стока наносов.

В диссертационной работе на основании данных о стоке наносов Росгидромета была проведена калибровка параметров $ic0$ и k для 8 небольших горных водосборов с доминированием бассейновой составляющей стока наносов и площадью от 0,5 до 10 тыс. км^2 . Для каждого из водосборов были рассчитаны модули относительной ошибки стока наносов при каждой из возможных комбинаций $ic0$ и k . Для $ic0$ был исследован диапазон от -10 до +10 с шагом в 0,25, для k – диапазон от 0 до 1 с шагом в 0,1. Таким образом, всего было выполнено 7120 тестов. Это позволило подобрать оптимальные значения каждого из параметров для каждого из восьми водосборов. В результате, диапазон оптимальных для водосборов значений $ic0$ варьируется от -7,25 до -2,0, для k – от 0,05 до 0,9, что отражает адаптацию модели к специфическим условиям каждого водосбора. Так, для небольших водосборов, например, р. Багдарин ($F = 0,47$ тыс. км^2) и р. Тимптон ($F = 0,61$ тыс. км^2) характерны более высокие значения k (0,2-0,8) и меньшие по модулю значения $ic0$ (-3,75 до -2,0), а для относительно крупных водосборов, например, р. Чульман (4,11 тыс. км^2), Чара ($F = 3,9$ тыс. км^2) и р. Жуя ($F = 5,2$ тыс. км^2) наблюдаются экстремально низкие по модулю $ic0$ от -6 до -7,25 и высокие k от 0,85 до 0,9. Это может быть объяснено тем, что более длинные линии тока на больших водосборах требуют высокого значения k для моделирования резких переходов между зонами эрозии и отложения, и более низких фоновых значения $ic0$. Кроме того, водосборы с высокой залесенностью, такие как рр. Таюра, Жуя, Каренга, которые в том числе проявляют меньшую эрозионную активность благодаря стабилизирующему влиянию растительного покрова, имеют умеренные значения $ic0$ и низкие значения k ($ic0$ от -2,75 до -2,5 и k от 0 до 0,5), что связано с тем, что высокая залесенность смягчает переходы между зонами транспорта и аккумуляции наносов.

На рисунке 4.7 изображен график, где по осям x и y указаны значения калибруемых параметров $ic0$ и k , а цветом обозначено среднее значение модуля относительной ошибки моделирования RE при использовании этих параметров по 8-и водосборам. Согласно графику минимальная ошибка для всех водосборов будет наблюдаться в точке со значениями $ic0 = -7$ и $k = 1$, когда среднее значение относительной ошибки по всем 8-и водосборам равно 67%. Тем не менее, от поста к посту значение ошибки колеблется в диапазоне от 16 до 144%, что также подтверждает важность локальных условий формирования стока наносов.

Таблица 4.2 Результаты калибровки параметров модели формирования стока наносов для равнинных водосборов

Пост	Оптимальное значение калибровочного параметра k_{tc} , коэффициента транспортирующей способности потока	Относительная ошибка, % при использовании оптимального значения	Относительная ошибка, % при использовании среднего значения
Васюган Средний Васюган	0,67	<1%	5,97
Кута Максимово	0,92	<1%	5,94

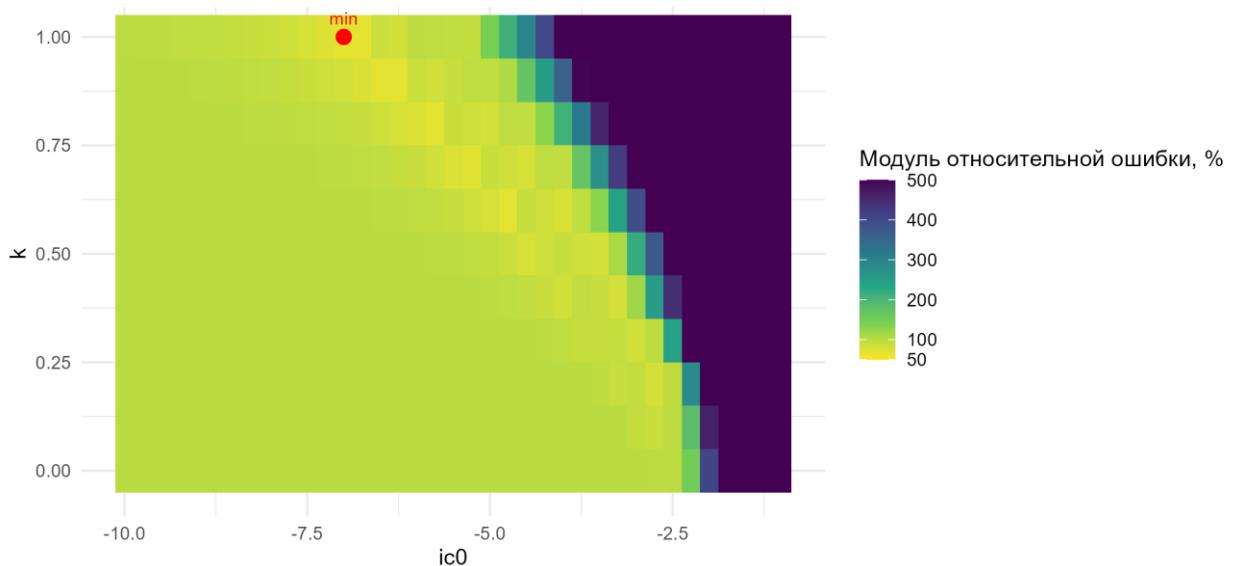


Рисунок 4.7 Зависимость модуля относительной ошибки стока наносов от параметров k и $ic0$

Для водосборов больших рек процессы формирования стока наносов в пределах пойменно-русловых комплексов имеют определяющую роль. Ввиду отсутствия непосредственно калибровочных параметров для оценок русловых процессов представляется целесообразным вместо процедуры калибровки производить подбор эмпирического параметра скорости накопления наилка в центральной и притеррасной частях поймы из формулы (3.20) для учета региональной специфики процессов аккумуляции данных бассейнов. Как было указано ранее в разделе 2.3.4, полевые измерения показывают, что значение данного параметра лежит в диапазоне от 0,1 до 6 мм/год. Для проведения процедуры подбора было выбрано 9 водосборов, для каждого из которых был выполнен расчет стока наносов при изменении параметра скорости аккумуляции на пойме в диапазоне от 0,1 до 6 мм/год с шагом в 0,25 мм/год. Таким образом, суммарно было произведено 5319 тестов, на основании чего был построен график (Рисунок 4.8). По

результатам данных тестов было выяснено, что оптимальные значения скорости аккумуляции для исследуемых водосборов лежат в диапазоне от 0,46 мм/год до 3,41 мм/год. Применение данных значений позволяет снизить ошибку моделирования до первых процентов.

Анализируя различия в оптимальных значениях скорости аккумуляции на пойме, можно прийти к выводу, что, в целом, значения этих параметров определяется тремя факторами: размером водосбора, площадью поймы и показателем доли бассейна в криолитозоны. Значительный размер водосбора определяет формирование больших объемов наносов, что зачастую приводит к формированию обширных пойм. Большие реки, такие как Лена, Обь и Енисей в нижних и средних течениях, характеризуются большими площадями водосборов (свыше 10^9 м²) и пойм (свыше 10^4 тыс. м²), что приводит к более высоким значениям h (0,46–3,41 мм/год). Такие реки, как Намана и Алдан в г.п. Верхоянский перевоз, имеют меньшие площади водосборов (менее 10^9 м²) и пойм (менее 10^4 тыс. м²), что приводит к меньшим значениям h (0,15–1,22 мм/год). Наличие многолетнемерзлых пород также является фактором, увеличивающим скорости аккумуляции наносов на пойме. Можно заметить, что значения скорости аккумуляции более 2 мм/год достигаются только при доле площади водосбора в криолитозоне более 85% (например, 92% для Лены в Кюсюре, 99% для Вилюя в Хатырык-Хомо и 85% для Лены в Табаге). Сочетание высокой доли криолитозоны (>90%) с крупнейшими площадями водосбора (>450 тыс. км², особенно >2 млн. км²) приводит к наибольшим значениям скорости аккумуляции на пойме, как например для р. Лена, г.п. Кюсюр, где даже значительная площадь поймы (26 тыс. км²) не приводит к общему снижению скорости аккумуляции, а оптимальное значение скорости аккумуляции наносов на пойме составляет 3,41 мм/год. Для сравнения можно привести р. Обь по г.п. Салехард, где меньшее влияние криолитозоны (39%) с максимальной площадью поймы (45,8 тыс. км²) обусловливает значительно более низкое значение скорости аккумуляции наносов в 1,55 мм/год. Тем не менее, из-за высокой чувствительности данного параметра, перенесение значений с одного водосбора на другой может приводить к значительным ошибкам. Так, при использовании оптимального единого для всех значения скорости аккумуляции наносов в 1,55 мм/год среднее значение относительное ошибки будет достигать 84%, причем в зависимости от водосбора ошибка будет колебаться от 1,41 % для поста Обь- Салехард, до 308 % для поста Лена- Кюсюр.

Таблица 4.4 Результаты калибровки параметров модели формирования стока наносов: скорость аккумуляции на пойме

Пост	Оптимальное значение параметра h , скорости аккумуляции на пойме, мм/год	Ошибка, % при использовании оптимального значения	Относительная ошибка, % при использовании среднего значения
Алдан Верхоянский Перевоз	0,46	0,06	99,01
Вилюй Хатырык-Хомо	2,38	0,15	60,52
Енисей Игарка	1,36	0,42	67,77
Лена Кюсюр	3,41	0,09	307,5
Лена Табага	2,44	0,07	49,98
Обь Белогорье	2,2	0,32	80,63
Обь Салехард	1,55	1,42	1,42

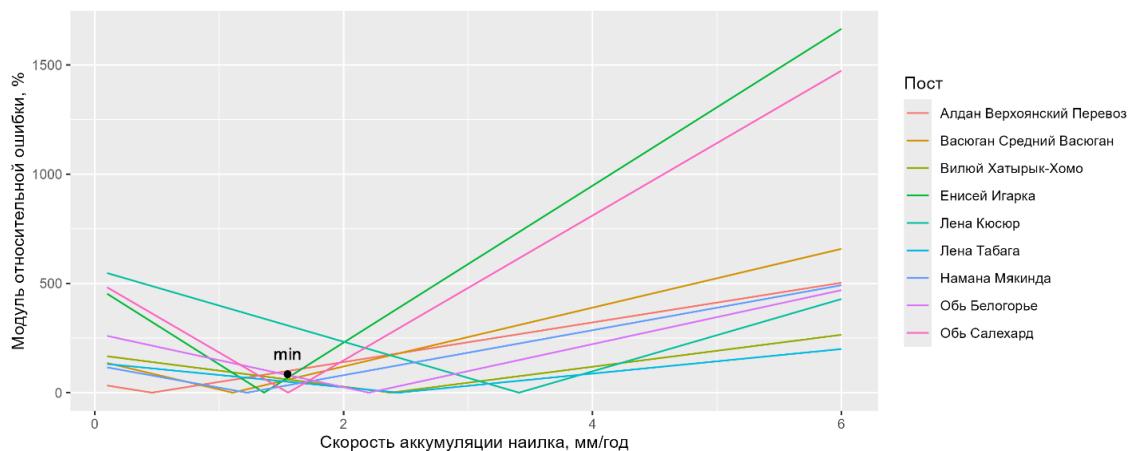


Рисунок 4.8 Зависимость модуля относительной ошибки от значения скорости аккумуляции на пойме

Таким образом, на основе 18 водосборов оптимальные параметры модели формирования стока наносов были определены следующим образом: $ktc = 1,13$ м, $ico = -7$, $k = 1$, $h = 1,55$ мм/год. Применяя данные параметры на всю выборку водосборов (35 водосборов), можно констатировать, что оптимизация параметров модели позволила достичь значительного улучшения точности оценки стока наносов: для 83% случаев (29 из 35) относительная ошибка сократилась, причем для наиболее «проблемных водосборов», как например Чара, Вилюй г.п. Усть-Амбардах, Обь г.п. Белогорье её снижение достигло 5,4-74 раза (с 580% до 16%, с 359% до 67%, с 74% до 1% соответственно). Ключевым результатом стала ликвидация катастрофических погрешностей ($>100\%$) для 80% ранее проблемных водосборов, при этом медианное значение ошибки после калибровки снизилось с 90 до 68 %.

4.6 Устойчивость расчетов стока наносов в условиях изменяющегося климата

Выполненные оценки балансов наносов речных систем криолитозоны, основанные на данных, имеющих временной промежуток от XX – начала XXI века, являются основой для понимания текущих процессов формирования стока наносов. Однако в условиях стремительных климатических изменений (роста температур, деградации многолетнемерзлых пород, трансформации режима осадков и увеличения частоты экстремальных гидрометеорологических событий) возникает критический вопрос об устойчивости этих расчетов к будущим изменениям. Например, повышение температуры в Арктике, превышающее глобальные тренды в 2-4 раза, уже сегодня приводит к активизации криогенных процессов, изменению сезонности стока и перестройке эрозионно-аккумулятивных процессов [World Meteorological Organization, 2022]. Эти факторы ставят под сомнение возможность прямого переноса исторических закономерностей на будущие периоды, требуя анализа чувствительности моделей к ключевым климатическим параметрам.

Если материалы почвенного картографирования или цифровые модели рельефа могут являться достаточно устойчивыми характеристиками в масштабе столетий, то карты эрозионного потенциала осадков и снега 1960-1980-х годов и характеристики льдистости мерзлоты отражают условия, которые могут существенно отличаться от современных и прогнозируемых. В том числе, сокращение площади ледников, смещение границ лесной растительности и рост распашки земель в южных частях бассейнов способны изменить как интенсивность процессов формирования стока наносов, так и эффективность аккумуляции наносов.

4.6.1 Изменение климата в Арктике

Потепление климата в северном полушарии имеет устойчивую тенденцию в основном со второй половины 1960-х гг. и продолжается уже почти полвека; наиболее заметно оно выражено в субарктических и умеренных широтах [Анисимов, Нельсон, Павлов, 1999]. Потепление в Арктике происходит быстрее, чем на планете в целом. Так, повышение температуры в Арктике опережает среднемировые среднегодовые значения в 2 раза [World Meteorological Organization, 2022; Pavlov, Malkov, 2010]. По данным Росгидромет средняя скорость роста среднегодовой температуры воздуха на территории России за период 1976-2019 гг. составила $0,47^{\circ}\text{C}/10$ лет. Это более чем в два с половиной раза больше средней скорости роста глобальной температуры за тот же период – $0,18^{\circ}\text{C}/10$ лет. Наиболее быстрыми темпами росла температура полярной области, особенно в течение

последних тридцати лет (1990-2019 гг.), рост среднегодовой температуры составил здесь 0,81°C/10 лет, т.е. 2,43°C за 30 лет [Доклад..., 2020]. Аналогичные оценки были получены зарубежными специалистами [World Meteorological Organization, 2022; Post et al., 2019].

Ускоренное потепление в Арктике в первую очередь связано с усилением циркуляции атмосферы и океана, более быстрым таянием снега и уменьшением протяженности морского льда в результате повышения средней температуры океана [Алексеев, 2015]. По данным Росгидромета, с 1979 по 2019 гг. в сентябре площадь льда в Арктике сокращалась в среднем на 12,9% за десятилетие [World Meteorological Organization, 2022]. В период с 1981-2000 гг. по 2000-2019 гг. среднегодовые температуры воздуха в бассейнах рек Обь, Енисей и Лена уже повысились на 0,53°C, 0,62°C и 0,71°C соответственно [Wang et al., 2021]. По данным климатического моделирования в соответствии со сценарием RCP8.5 к 2081-2100 гг. среднегодовые температуры в бассейнах рек Обь, Таз, Енисей, Лена и Индигирка увеличатся на 4,54 °C, 5,4 °C, 4,64 °C, 4,71 °C и 4,70 °C, а годовое количество осадков увеличится на 17%, 260%, 21%, 24% и 16%, соответственно [Martynova, Krupchatnikov, 2018; Nasonova, Gusev, Kovalev, 2022].

Изменение климата влияет на многолетнемерзлые породы, что находит свое проявление в таких параметрах, как среднегодовое значение температуры почвы, глубина сезонного слоя оттаивания, сумма среднесуточных температур поверхности почвы. На большей территории России, занятой многолетней мерзлотой, наблюдаются положительные тренды минимальной за год температуры почвы на глубине 80 см за период с 1976- 2019 гг. Значения трендов составляют 0,4-0,8 °C/10 лет, что в целом в 2-4 раза больше среднего тренда по стране [Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2019 год, 2020; Павлов, Малкова, 2009].

Более репрезентативным является показатель суммы среднесуточных температур поверхности почвы за период с положительными температурами, так как именно в момент перехода почвой нулевых отметок температуры с фазовым переходом воды происходит активизация эрозии. В иностранной литературе этот показатель принято называть индекс оттаивания (англ. thawing index). Физический смысл данного параметра заключается в сумме градусо-дней для периода с положительными температурами (°C-день). По данным мониторинга температуры почвы и данных климатического моделирования за период с 1901 по 2001 гг. индекс таяния на территории РФ, занятой многолетней мерзлотой, составил 1600°C-дней. На большинстве её территории наблюдается тенденция к увеличению индекса таяния, с 2001 по 2018 гг. констатируется резкое увеличение данного показателя до 1800°C-дней, т.е. 14°C-дней/год, или 0,8% /год [Shi et al., 2019].

Для анализа динамики деятельного слоя, моделирования глубины оттаивания важную роль играют стандартизованные регулярные наблюдения на площадках CALM (Циркумполярного мониторинга деятельного слоя), созданных в 1990 году [Brown, Hinkel, Nelson, 2000]. На сегодняшний день в эту сеть включено более 200 наблюдательных точек в криолитозоне по всему миру, включая 41 площадку на территории России (Рисунок 4.9). Для отражения репрезентативных условий мониторинговые площадки CALM имеют форму квадрата размером 1×1 км или 100×100 м. Внутри квадрата через каждые 100 или 10 м соответственно обозначены узлы сетки измерений, в таком случае наблюдение деятельного слоя производится по 121 точке для измерений, затем происходит осреднение этих данных [Brown, Hinkel, Nelson, 2000].

Осредняя данные наблюдений глубины деятельного слоя по площадкам CALM, можно увидеть, что для всех регионов России наблюдается увеличение глубины протаивания (Таблица 4.5). Сравнение двух периодов (2013-2023 гг. и 1996-2012 гг.) показывает, что наибольшее изменение глубины деятельного слоя затронуло Европейскую часть России, данный показатель для этого региона увеличился на 19%. Для Западной Сибири и Чукотки прирост составил 13%, для Центральной Сибири – 8%, для Дальнего Востока – 3%.

Таблица 4.5 Изменение глубины деятельного слоя по данным площадок CALM

Регион	Бассейны рек	Глубина деятельного слоя, см		Разница, %
		2013- 2023	1996 - 2012	
Европейская часть России	Печора	102	86	19
Западная Сибирь	Обь, Пур, Таз	104	91	13
Центральная Сибирь	Енисей	101	94	8
Дальний восток	Лена, Яна, Индигирка	76	74	3
Чукотка	Анадырь	58	52	13

По оценкам [Li et al., 2022] для Севера России в период с 1969 по 2018 гг. площадь, занятая многолетней мерзлотой, сократилась на 11% со значений 11,2 млн. км² до 9,92 млн. км², в основном за счет территории Западной Сибири и Северо-Востока Европейской части России. Кроме того, в соответствии с прогнозируемым потеплением, результаты моделирования показывают дальнейшее повсеместное сокращение площади распространения многолетней мерзлоты. По сценарию RCP 8.5 к 2100 г. в глобальном масштабе площадь многолетней мерзлоты сократится на 35±15% [Yokohata et al., 2020] или с 36,1% по сценарию RCP4.5 до 37,6% [Tananaev, Lotsari, 2022]. Наиболее значительное разрушение многолетней мерзлоты прогнозируется в Северной Монголии, Южной и Западной Сибири [Wang et al., 2019]. В среднем, по данным климатического моделирования

в Северном полушарии к 2100 г. глубина сезонного протаивания увеличится на 30% [Peng et al., 2023]. По другим оценкам объем мерзлого грунта в верхних 2 м почвенного профиля уменьшится на 10-40% при повышении средней глобальной температуры поверхности земли на 1°C [Burke, Zhang, Krinner, 2020].



Рисунок 4.9 Распространение многолетней мерзлоты по территории РФ и станции мониторинга сезонно-талого слоя CALM [Доклад..., 2020]

В отношении осадков можно наблюдать следующую картину. Сравнивая 2 периода: 1981-2010 и 1991-2020 гг. на основании данных реанализа ERA5 для летнего сезона (1991-2020 гг.) данные ERA5 [Hersbach et al., 2020] показывают отрицательные тренды осадков на юге Восточной Сибири (-15...-20%/10 лет), тогда как в Западной Сибири и на Дальнем Востоке отмечается их рост. По сценарию CMIP6 (SSP585) к 2021-2050 гг. в Западной Сибири ожидается слабый рост летних осадков (+10%), а на юге Восточной Сибири – снижение (-10%...-20%). Зимой сокращение дней с осадками (-4...-6 дней/10 лет) характерно для континентальных районов Сибири, тогда как в арктических регионах осадки растут. Модели CMIP6 прогнозируют усиление зимних трендов, особенно в Восточной Сибири (+20%/10 лет).

Для зимнего периода на большей части России, включая Сибирь, по данным метеостанций на период (1991-2020 гг.) наблюдается уменьшение повторяемости дней с осадками на 4-6 дней за десятилетие, что вместе с увеличением температур ведет за собой снижение снегозапасов весной [Алешина, Семенов, 2022]. Тем не менее, по модели CMIP6 для ближайших 30 лет (2021–2050 гг.) предсказывают увеличение количества осадков: для западной Сибири сумма осадков за зимний период увеличится на 10-15%/10 лет, а в Восточной Сибири – до 20%/10 лет. В горных районах северо-восточной Сибири ожидается рост экстремальных осадков до 0,6-0,8 дней/10 лет. К концу XXI века (по сценарию SSP585)

на севере Красноярского края зимние суммы осадков могут вырасти более чем на 60%, а частота экстремальных явлений достичь 6-10 дней за сезон [Алешина, Семенов, 2022].

4.6.2 Изменения гидрологических характеристик

Наблюдения показывают, что за последние 20 лет годовой сток рек Обь, Енисей и Лена увеличился на 5%, 2% и 9% соответственно. В основном, данный рост связан с увеличением годовых осадков на аналогичные значения, что прослеживается как по данным мониторинга [Gelfan et al., 2021], так и поданным водобалансовых вычислений на основе данных дистанционных гравиметрических наблюдений GRACE [Velicogna и др., 2012; Vey et al., 2013]. К 2100 г. изменения климата по данным моделирования приведут к увеличению годового стока для р. Обь (9-15%), Таз (26%), Енисей (20-25%), Лена (25-28%), Индигирка (30%), Колыма (25-30%) [Lisina et al., 2023; Nasonova et al., 2018; Nasonova, Gusev, Kovalev, 2022; Shiklomanov et al., 2013; Wang et al., 2021]

Для температуры воды и теплового стока рек также прослеживается положительная динамика. По данным мониторинга Росгидромет за период с 1961 по 1990 гг. для нижних течений рек Сибири бассейна Сев. Ледовитого океана температура воды теплого сезона колебалась в диапазоне от 7,05°C до 9,04°C. При сравнении двух периодов 1961-1990 гг., 1991-2012 гг. для всех рек наблюдается положительный тренд изменения температуры. Так, температура воды для данных рек увеличилась в диапазоне от 8% до 13%. Причем наибольшее увеличение имеет р. Обь, наименьшее р. Енисей [Василенко, Магрицкий, Фролова, 2020]. В результате увеличения среднегодовых расходов воды и температуры вырос тепловой сток данных рек. За период 1955-1987 / 1988-2018 гг. для Лены тепловой сток увеличился на 6,9%, для Яны на 27,5%, для Индигирки на 8,2 % [Magritsky, Vasilenko, Frolova, 2023] (Таблица 4.6).

Таблица 4.6 Данные по измерениям температуры воды на устьевых постах Росгидромет северных рек по [Василенко, Магрицкий, Фролова, 2020]

Река	Ср. температура воды, °C		Изменение в средней температуре воды 1961 - 1990 / 1991 – 2012, °C		Изменение в средней температуре воды 1961 - 1990 / 1991 – 2012, %	
	Теплый период	Май-октябрь	Теплый период	Май-октябрь	Теплый период	Май-октябрь
Лена	7,05	6,27	0,55	0,58	8	9
Яна	7,58	5,93	0,35	0,59	5	10
Индигирка	7,56	6,31	0,56	0,57	7	9
Енисей	9,04	7,95	0,4	0,64	4	8
Обь	8,24	8,16	0,27	1,02	3	13

Процессы деградации многолетней мерзлоты приводят к активизации термокарста и увеличению числа термокарстовых озер. На текущий момент около 20-40% территории распространения многолетней мерзлоты занято термокарстовыми ландшафтами, в тоже время идет интенсификация данного процесса [Zandt in 't, Liebner, Welte, 2020]. Для Западной Сибири в период с 1973 по 2008 гг. в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты площадь занятая термокарстовыми озерами увеличилась на 10-12% [Kirpotin, Polishchuk, Bryksina, 2009]. Также происходит увеличение площадей озер, которое связано с их наполнением водотоками (повсеместно), циклическими изменениями осадков (Центральная Якутия), антропогенным воздействием (Западная Сибирь), некоторой активизацией термокарста для областей залегания ледового комплекса (полуостров Ямал, Яно-Индигирская низменность) [Кравцова, Быстрова, 2009]. С другой стороны, по данным исследователей [Кравцова, Родионова, 2016] однозначной тенденции в изменении количества озер не наблюдается. Так, в период с 1970 по 2000 гг. в целом для криолитозоны России тенденция сокращения площади озер и их количества преобладает над их увеличением. Для уменьшающихся в размере озер изменение площади составило – 2,9%, а для увеличивающихся в размере озер рост площади составил +1,2%. В зависимости от региона изменение количества термокарстовых озер составляет от -0,5% до +0,3%. Общая тенденция изменения количества и площади термокарстовых озер состоит в том, что в районах сплошного распространения многолетнемерзлых пород происходит увеличение количества озер и площади их водного зеркала, а в районах прерывистого и островного распространения мерзлоты – сокращение [Jones et al., 2011]. Образование новых малых озер и сокращение и исчезновение средних и крупных озер характерно для всей Западной Сибири, а для Центральной Якутии происходит повсеместное увеличение количества озер и их площадей [Кизяков, Лейбман, 2016]. Образование локальных таликов под новыми термокарстовыми озерами приводит к изменению проницаемости почв криолитозоны [Jin et al., 2022]. В том числе увеличение заозеренности приводит к увеличению времени дебегания, суммарного испарения с бассейна, что в целом, влияет на изменение внутригодового распределения стока воды. Увеличение проницаемости почв приводит к изменениям во внутригодовом распределении стока, которое состоит в уменьшении пиковых значений расходов половодья и увеличении меженных расходов воды [Jin et al., 2022].

За период 1936-1975 гг. произошло уменьшение максимального стока рр. Обь, Енисей, Лена, Колыма на 2, 6, 3,7% соответственно [Gelfan et al., 2021]. Эти оценки даны для устьевых постов этих рек, в то же время постройка водохранилищ на них также сыграла определенную роль в уменьшении стока. Предполагается, что в будущем также будет происходить снижение максимального стока и увеличение его меженных значений. Например, по результатам математического моделирования при увеличении температуры

воздуха на 1°C максимальный сток р. Колыма снизится на 7%, рост температуры на 3 °C может привести снижению максимального стока на 20% [Lisina et al., 2023]. Согласно сценарию RCP8.5, ожидается, что к 2100 г. ежегодный сток подземных вод в зоне многолетней мерзлоты значительно увеличится за счёт увеличения осадков и глубины деятельного слоя, сокращения временного периода мерзлого состояния почвы. Относительный прирост за счет более интенсивного пополнения запасов грунтовых вод достигнет 95% при жёстком сценарии RCP4.5 и 49% при более мягком сценарии RCP2.6 [Evans, Ge, 2017]. Ожидается, что увеличение расхода грунтовых вод будет наиболее выраженным весной и осенью [Walvoord, Kurylyk, 2016].

Для выявления тенденций в изменении стоке наносов была произведена проверка рядов многолетних наблюдений по постам, рассмотренных в раздел 4.2 (всего 35 шт.) с помощью статистического критерия Манна-Кендалла. Для его расчета была использована формула (4.4). В зависимости от величины p-value с граничным значением 0,05 тренд изменения стока наносов может быть значимым или нет. В случае изучаемых рядов 47% постов имеют отрицательный значимый тренд, 9% - значимый положительный, 44% постов не имеют значимых трендов. Данная тенденция может быть связана как со снижением антропогенной нагрузки на ряде водосборов, так и со снижением качества измерения мутности на постах [Магрицкий, 2010; Магрицкий, Банщикова, 2021]. Среди постов сложно отметить какую-то четкую закономерность в том, для каких рек преобладает положительный или отрицательный тренд. Стоит отметить, что, в целом, для нижних течений больших рек, например, для рр. Лена (Кюсюр) и Обь (Белогорье, Салехард) не наблюдается снижения стока наносов, и даже наблюдается его повышение, хотя и незначимое, чего нельзя сказать об их притоках. В тоже время для Енисея наблюдается значимое падение стока наносов. Для постов на р. Лена Качуг, Змеиново, наблюдаются отрицательные тренды в стоке наносов при условии значимого роста расходов воды для данных постов, для г.п. Солянка – положительный.

$$\tau = \frac{P-Q}{\frac{n(n-1)}{2}} \quad (4.4),$$

где Р – число согласующихся пар, Q – число несогласующихся пар, n – длина ряда

4.6.3 Последствия изменений климатических и гидрологических характеристик на процессы формирования стока наносов

Исследования показывают, что усиление эрозии, обусловленное таянием многолетней мерзлоты, может происходить быстрее, чем сокращение поверхностного стока, связанное с углублением деятельного слоя. Это приводит к интенсификации процессов развития эрозионной сети и увеличению эрозионной расчлененности [Rowland

et al., 2010], что также выражается в усилении термической эрозии на склонах холмов и образовании оврагов на месте деллей [Gooseff et al., 2009; Osterkamp et al., 2009], и в усилении русловой эрозии, что, в целом, приводит к увеличению поступления наносов [Tonolo et al., 2009].

Увеличение глубины протаивания и активизация стока грунтовых вод приводит к активизации таких склоновых процессов как солифлюкция, а также формированию криогенных оползней. В исследовании [Lewkowicz, Way, 2019] было показано, что в период с 1984 по 2015 гг. произошло 60-и кратное увеличение количества термоэрэзионных цирков на территории о. Бенкс, Арктического архипелага (Канада). Исследователи предполагают, что данная тенденция продолжится и в будущем при дальнейшем увеличении слоя протаивания. По сценарию изменения климата RCP 4.5 ожидается увеличение числа термоцирков еще на 1 порядок к 2075 г. По мнению [Leibman, Khomutov, Kizyakov, 2014] при сохранении существующей тенденции потепления климата, вероятно, следует ожидать расширение географии криогенных оползней скольжения на более северные районы в связи с увеличением глубины протаивания и нарушении транзитного слоя, поскольку деятельный слой будет достигать более глубокозалегающих залежей пластовых льдов, в настоящее время не затрагиваемых сезонным протаиванием [Leibman, Khomutov, Kizyakov, 2014].

Изменение максимальных расходов воды прежде всего влияет на параметры механической эрозии русла, скорости отступания берегов, что выражается в изменении времени прохождения руслоформирующих расходов воды. По классическому способу вычисления руслоформирующего расхода воды, предложенного И.Ф. Карасевым, который основан на вычислении такой переменной, как комплекс руслоформирующей способности потока, зависящей от продолжительности интервалов расходов воды разной обеспеченности относительно расходов и продолжительности половодья, первый руслоформирующий расход обычно проходит во время половодья или высоких летне-осенних паводках и соответствует уровням, непосредственно предшествующим выходу воды на пойму. Второй руслоформирующий расход отвечает условиям высокой межени, когда под водой находятся только прирусловые отмели [Карабев, 1975]. Наличие множества руслоформирующих расходов воды, специфичность относительно местных морфометрических условий подводит к мысли о крайне неоднозначном отклике русловых деформаций на изменение расходов воды, как средних, так и максимальных на конкретных участках русла [Беркович, Злотина, Турыкин, 2019]. Тем не менее в масштабах определенных периодов развития русла увеличение или уменьшение водности определяют развитие тех или иных форм, что лежит в основе палеогеографических реконструкций стока [Сидорчук, Панин, 2018]. Так, изменение водности приводит к росту или снижению

параметров излучин, направленности и темпов отступания при их смещении, спрямлении и т.д. Для разветвленных русел изменение водности связывают с параметрами рукавов или островов, с гидравлическими характеристиками потока. Гидролого-морфологические зависимости позволяют установить тенденции происходящих переформирований русел и экстраполировать их на отрезки времени, в пределах которых ожидается изменение факторов русловых процессов (водности, стока наносов) [Львовская, Чалов, 2018].

Изменение меженного и минимального стока также важны для русловых процессов криолитозоны [Brown et al., 2020]. Повсеместно для криолитозоны происходит увеличение минимальных годовых расходов воды и меженного стока. Минимальный сток в бассейне реки Лена увеличился на 80 % за период с 1970 по 2005 гг. [Джамалов, Сафонова, Телегина, 2016]. Для средних рек бассейна Яны меженный сток повысился на 5-250% в период с 1967 по 2017 гг. [Макарьева, Нестерова, 2020] [Lebedeva, 2022], для рек бассейна Индигирки наблюдается увеличение декабрьского стока на 80%, в период 1966-2015 гг., увеличение меженного стока наблюдается для больших и средних рек бассейна Енисея и Оби [Прысов, Мусохранова, 2016]. В условиях многолетней мерзлоты сток зимой часто прекращается даже в крупных реках, в т.ч. в отдельных рукавах больших рек. В таком случае полное промерзание реки способствует сезонному промерзанию руслового аллювия и повышению устойчивости русла. В свою очередь увеличение меженного стока препятствует полному промерзанию русла, что приводит к тому, что весной происходит интенсификация русловых деформаций [Тананаев, 2013].

Интенсивность русловой эрозии подвержена влиянию не только увеличения расхода воды, но также изменениям температуры воды и теплового стока в реках [Magritsky, 2022]. Повышение температуры воды приводит к снижению эрозионной устойчивости многолетнемерзлых пород из-за активизации процессов термоабразии [Costard et al., 2014]. Основным последствием этого является увеличение скорости отступания берегов [Costard et al., 2003]. Лабораторные эксперименты показывают, что при условии быстрого выноса продуктов размыва скорость эрозии берега прямо пропорциональна температуре воды, и ее повышение на 1°C увеличивает скорость эрозии на 1 мм/мин с постепенным нарастанием скорости эрозии при более высоких температурах воды [Магрицкий, 2023; Costard et al., 2003]. Увеличение теплового стока имеет достаточное комплексное воздействие на русловые процессы на реках [Rowland et al., 2023]. На примере среднего течения р. Лена в исследовании [Gautier et al., 2021] было показано, что для разветвленных русел увеличение теплового стока приводит к повышению скорости движения островов. Это проявляется в увеличении количества островов, уменьшении их размера, вытягивания их формы в плане. Например, для Якутского узла разветвлений количество островов с 1967 по 2017 гг.

увеличилось с 101 до 154 (+52%), в тоже время площадь русла, занимаемая островами, сократилась на 4,1%. Увеличение времени прохождения руслоформирующих расходов воды приводит к активизации термоабразии, что ведет к более быстрому размыву именно старых, мерзлых островов, имеющих более высокие берега и более мелкий гранулометрический состав отложений [Tananaev, 2016].

4.7 Вывод об устойчивости расчета стока наносов по модели формирования стока наносов

Подводя итоги определения калибровки и валидации модели, можно сделать следующие выводы. Точность моделирования стока наносов в целом является умеренной, но характеризуется значительным разбросом ошибок. Большинство постов (56,8%) демонстрируют относительную ошибку (RAE) в диапазоне 50–100%, что указывает на систематические расхождения. Лишь для 2 постов (5,7%) ошибка не превышает 25%, в то время как для 24% постов ошибка превосходит 100%. Это свидетельствует о том, что модель адекватно воспроизводит порядок величин стока наносов для значительной части бассейнов, но ее прогнозы для некоторых конкретных водосборов требуют существенной коррекции. Калибровка модели формирования стока наносов для конкретных бассейнов позволяет добиваться крайне высоких значений точности, близких к 100%, использование единых для всех бассейнов значений калибровочных параметров позволяет достичь медианного значения ошибки по всем 35 водосборам в 68%.

Следует отметить, что часть выявленных расхождений может быть обусловлена и присущей натурным данным Росгидромет погрешностью $\pm 30\%$ [Методические рекомендации к..., 1961; Ресурсы ..., 1965] что сопоставимо с точностью моделирования для части постов. Кроме того, существующие альтернативные методы оценки стока наносов (эмпирические формулы за авторством И.Ф. Карасева, А.В. Карапетова) даже для изученных водосборов с известными морфометрическими параметрами замыкающих створов также обладают сопоставимыми погрешностями в 55 – 72 % [Шмакова, 2015], но в отличие от процессного моделирования эти методики представляют собой модели типа черного ящика, чье применение основано на детальном изучении морфометрических параметрах створов, гидравлической структуры потока и режима реки, что не позволяет применять эти расчётные методики для региональных оценок неизученных водосборов.

Использование региональных обобщений мутности рек и модулей стока наносов на основе данных Росгидромет, таких как карта для расчета стока наносов за авторством Н.И.

Бобровицкой и А.В. Лисицыной, также дает сопоставимые значения ошибки и кроме того не имеет под собой физико-географического обоснования для интерполяции значений, что не дает возможности производить как анализ процессов формирования стока наносов, так и адаптировать оценки к изменяющимся климатическим условиям, поскольку они основаны на крайне ограниченном количестве постов для территории криолитозоны, а при интерполировании игнорируют ключевые физико-географические, мерзлотные и гидрологические взаимосвязи, определяющие процессы формирования стока в криолитозоне [Тананаев, 2007]. Основным нормативом для расчета стока взвешенных наносов в РФ является СТО 52.08.31-2012. В случае отсутствия данных наблюдения на посту оценка мутности на водных объектах определяется по тематической карте средней мутности (Рисунок 4.10). Данным методом для 13 водосборов постов УГМС была проведена такая оценка стока наносов для определения точности методики СТО 52.08.31-2012. Для перехода от значений мутности к характеристикам стока наносов были использованы значениях среднегодовых расходов воды за период с 1970 по 1990 г. Так при сравнении полученных значений стока наносов по методике СТО 52.08.31-2012. с значениями стока наносов за данный период по данным Росгидромет было получено значение относительной ошибки в 70%. Калиброванная модель, разработанная в данной диссертационной работе в случае выбранных 13 водосборов, дает ошибку в 77 % (Таблица 4.7)

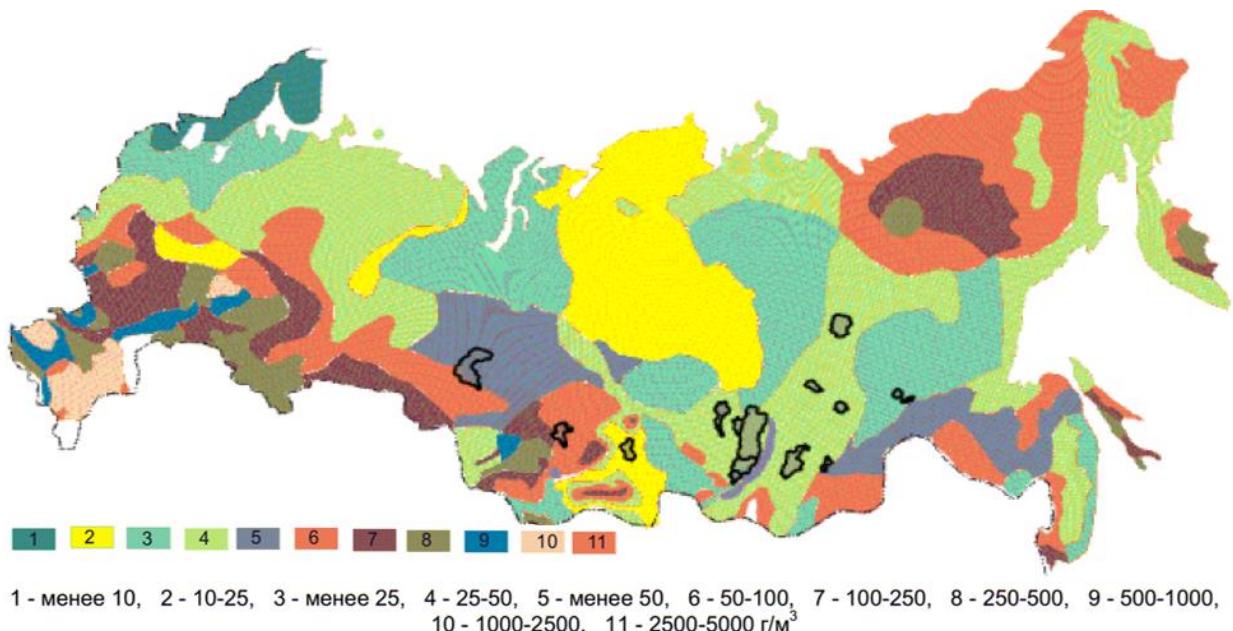


Рисунок 4.10 Карта средней мутности РФ [СТО 52.08.31-2012]

Прим. Черным цветом обозначены водосборы, использованные для верификации модели

Таблица 4.7 Ошибки стока наносов по методу СТО и авторской модели формирования стока наносов

Бассейн	Река	Пост	Площадь, тыс км ²	Сток наносов УГМС, 10 ⁶ т/г	Ошибка модели, %	Ошибка методики СТО, %
Лена	Витим	Романовка	18	0,14	93	4
Лена	Чара	Чара	5	0,13	17	22
Лена	Кута	Максимово	7	0,05	7	26
Лена	Манзурка	Зуева	5	0,01	90	27
Лена	Жуя	Светлый	4	0,13	66	44
Лена	Намана	Мякинда	15	0,09	41	46
Енисей	Кан	Ирбейское	9	0,11	67	46
Лена	Кута	Ручей (Ново-Ильинка)	11	0,06	359	59
Обь	Васюган	Средний Васюган	33	0,30	41	61
Лена	Чульман	Чульман	4	0,03	25	83
Лена	Таюра	Таюра	6	0,03	76	89
Лена	Лена	Качуг	17	0,07	73	89
Лена	Киренга	Шорохово	46	1,21	44	315

Так, существующие расчеты, основанные на данных XX - начала XXI века, отражают современные процессы формирования стока наносов. Вместе с этим, увеличение глубины сезонного протаивания (на 3-19% за последние десятилетия) и сокращение площади мерзлоты (на 11% с 1969 г.) свидетельствует о всё большей активизации термических процессов формирования стока наносов, таких как криогенные оползни, термоэррозия и термоабразия берегов рек. Рост среднегодового стока воды на 2-9% для крупных рек, увеличение меженных расходов и сокращение пиков половодья меняют динамику русловых процессов. Использование исторических данных (например, карт эрозионного потенциала 1960-1980-х гг.) не учитывает современные тренды, такие как рост осадков в зимний период и снижение их в летний период. Тем не менее, необходимо отметить, что текущие региональные оценки стока наносов имеют большие доверительные интервалы, связанные со значительными величинами погрешности, при этом на текущий период времени ни один из факторов процессов формирования стока наносов не имеет подобного изменения. Долгосрочная устойчивость расчетов, в прогнозе на 100 лет и более, может быть ограничена прогнозируемыми стремительными климатическими изменениями, как в случае увеличения суммарного количества осадков и экстремальных явлений, так и увеличения среднегодового водного стока. Ускоренное потепление температуры воздуха в Арктике, деградация многолетнемерзлых пород, увеличение глубины сезонного протаивания может значительно трансформировать механизмы формирования стока наносов для данных регионов, что будет требовать дополнительного уточнения входных параметров модели.

Глава 5. Условия формирования бассейновой составляющей стока наносов для рек криолитозоны

5.1 Влияние криолитозоны на модуль бассейновой составляющей стока наносов

По данным моделирования процессов формирования стока наносов была построена карта модуля бассейновой составляющей стока наносов для бассейнов рр. Обь, Енисей, Лена и Колыма (Рисунок 5.1). Модуль бассейновой составляющей стока наносов (M , т/км²), характеризующий интенсивность процессов формирования стока на водосборе, рассчитывался по формуле (5.1) как отношение суммарной годовой массы мобилизуемых наносов бассейнового происхождения, до трансформации стока наносов в речной сети, к площади водосбора. Данный параметр отражает сток наносов из бассейновых источников без искажающего влияния размеров водосбора и русловых источников, что позволяет сравнивать водосборы между собой, определять региональные пространственные закономерности в условиях формирования стока наносов.

$$M = \frac{W_{бас} - A_{бас}}{F} \quad (5.1),$$

Где $W_{бас}$ – масса мобилизуемых наносов бассейнового происхождения, тонн/год; $A_{бас}$ – масса аккумулированных наносов внутри бассейна, тонн/год; F - площадь водосбора, км²

Так, среднее значение модуля стока наносов по всем четырем крупнейшим арктическим бассейнам составляет 3,47 т/км², хотя само значение модуля лежит в широком диапазоне от менее чем 0,0005 до 20 т/км² и более. Для водосбора Оби медианное значение модуля стока наносов составляет 8,17 т/км², для Енисея 2,58 т/км², для Лены 0,98 т/км², для Колымы 9,32 т/км².

Пространственная детализация, достигнутая благодаря большому числу подбассейнов (3886 водосбора с средней площадью 1885 км²), позволила выявить закономерности распределения значений модуля стока наносов по территории бассейнов криолитозоны. Эти закономерности напрямую связаны с региональными физико-географическими и климатическими условиями. В целом, наивысшие значения модуля стока наносов приурочены к наиболее освоенным равнинным территориям, расположенным на юге бассейнов Оби и Енисея, где доминируют подбассейны со значением модуля стока наносов выше 20 т/км², это связано с распашкой территории и высоким развитием процессов овражной эрозии и плоскостного смыва. Высокие значения

модуля также наблюдаются в областях залегания ледового комплекса, на севере водосборов Енисея и Колымы, в центральной части бассейна р. Лена, здесь высокие значения модуля связаны с широким развитием термических процессов, криогенных оползней и также достигают величин 20 т/км^2 и более. Наиболее низкие значения модуля стока наносов приурочены к горным территориям, расположенным в южной части бассейна Лены, для данных территорий свойственны низкогорные и среднегорные массивы с высокой залесенностью и низкой хозяйственной освоенностью, значение модуля стока наносов здесь не превышает $0,7 \text{ т/км}^2$.

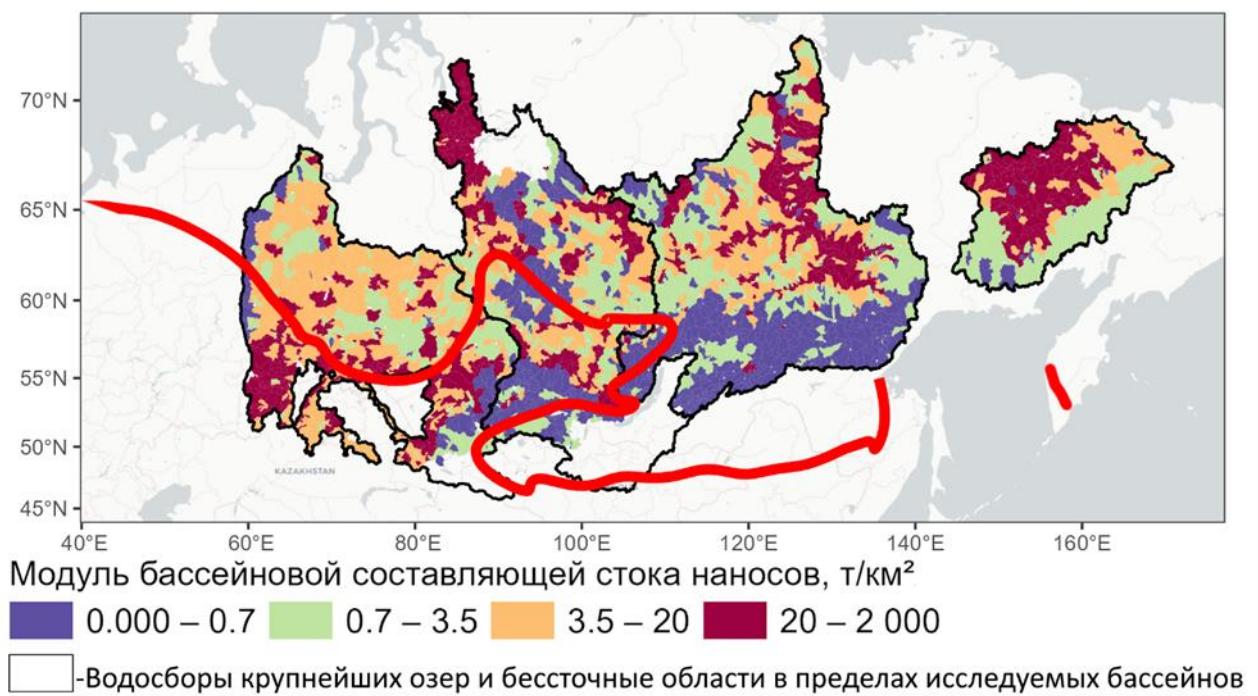


Рисунок 5.1 Рассчитанное значение модуля стока наносов для бассейнов рр. Обь, Енисей, Лена, Колыма

Прим. Красной линией обозначена граница криолитозоны по [Obu et al., 2019]

Линейной связи между модулем стока наносов и широтой (коэффициент корреляции 0,12) или долготой (коэффициент корреляции 0,08) не выявлено. Однако анализ диаграмм размаха (Рисунок 5.2) показывает, что наивысшие медианные значения модуля стока наносов приурочены к широтам $60\text{--}65^\circ$ с.ш. (4.39 т/км^2 , $n=1221$) и $65\text{--}70^\circ$ с.ш. (16.2 т/км^2 , $n=547$), с максимумом в области между параллелями 70° с.ш. и 75° с.ш. (43.7 т/км^2 , $n=15$), хотя последнее основано на небольшом числе наблюдений. Минимальные медианные значения наблюдаются в широтном диапазоне $50\text{--}55^\circ$ с.ш. (0.943 т/км^2 , $n=717$). По долготе наивысшие медианные значения модуля стока наносов приходятся на участок между

меридианами 60° в.д. и 70° в.д. ($11,1$ т/км 2 , n=489) и 70 – 80° в.д. ($9,80$ т/км 2 , n=311), с заметным снижением к востоку, например, до $1,12$ т/км 2 в области между 90° в.д и 100° в.д. (n=570) и $0,719$ т/км 2 на участке 110 – 120° в.д. (n=490). Исключение составляет аномально высокое значение для области между меридианами 150° в.д и 160° в.д. ($48,0$ т/км 2 , n=176). Так, выявленные тренды показывают закономерности в значениях модуля стока наносов, но для подтверждения этой гипотезы необходимо провести анализ факторов формирования стока наносов.

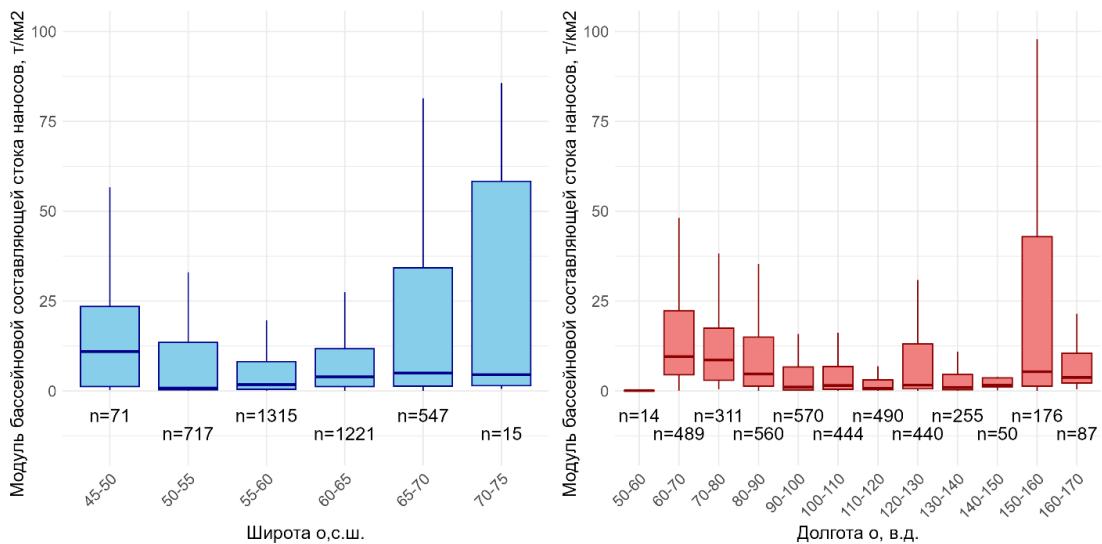


Рисунок 5.2 Зависимость модуля бассейновой составляющей стока наносов от широты и долготы

Прим. n – количество подбассейнов расположенных между меридианами

В качестве дополнительного исследования закономерностей в процессе формирования стока наносов был проведен анализ различия модуля бассейновой составляющей стока наносов в криолитозоне и за ее пределами для горных и равнинных подбассейнов раздельно. Для этих целей были построены диаграммы размаха (Рисунок 5.3). Медианные значения модуля бассейновой составляющей стока наносов для горных водосборов составили $0,706$ т/км 2 в криолитозоне и $0,136$ т/км 2 за её пределами, т.е. для горных водосборов криолитозоны наблюдается пятикратное превышение (на 418%) относительно горных водосборах за ее пределами. Размер выборки здесь составляет 2551 водосбор, а p-value критерия Манна-Уитни значительно меньше 0.05, что убедительно свидетельствует об усилении процессов формирования стока наносов в горных условиях под влиянием криогенных факторов. Кроме того, суровые климатические условия, высокие перепады температур приводят к тому, что горные массивы криолитозоны лишены растительности, что также приводит к активизации процессов формирования стока наносов, таких как обвально-осыпные процессы, крип, солифлюкция. Для равнинных

водосборов по критерию Манна-Уитни (U-тест) не выявлено статистически значимых различий между водосборами, расположенными в криолитозоне и за ее пределами. Значения медианных значений модуля бассейновой составляющей стока наносов составили 7,54 т/км² в криолитозоне и 9,137 т/км² вне ее (разница -17,5%). Это указывает на отсутствие выраженного влияния фактора мерзлоты для водосборов на фоне других доминирующих процессов формирования стока наносов и аккумуляции на равнинах. Различия между группами могут быть объяснены естественной вариабельностью данных или влиянием неучтенных локальных факторов. Кроме того, близкие по значению модули бассейновой составляющей стока наносов могут быть вызваны различными процессами, например, масса наносов, связанных с распашкой территории может быть сопоставима с массой наносов, поступающей в результате действия термических процессов.

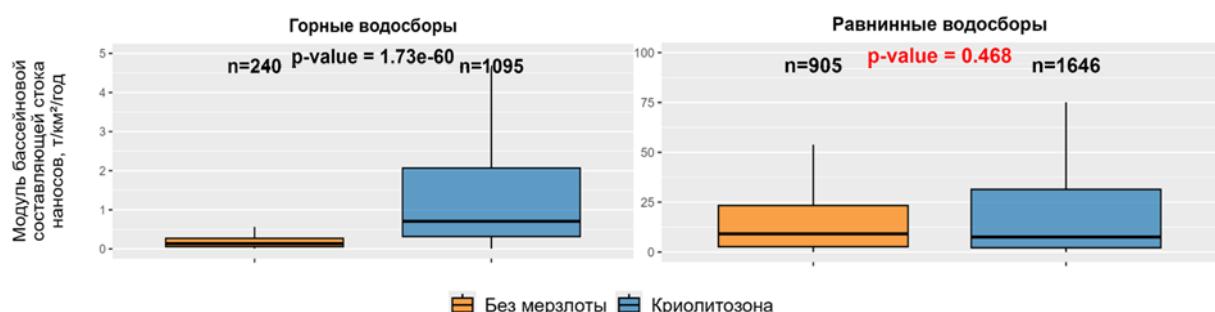


Рисунок 5.3 Диаграмма размаха по смоделированным значениям модуля бассейновой составляющей стока наносов для водосборов рек бассейнов Обь, Енисей, Лена, Колыма
 Прим. n – число модельных бассейнов, использованных в анализе, p -value – значимость проверки статистической гипотезы U —теста, критерия Манна-Уитни, разницы медианных значений

5.2 Группировка водосборов по условиям формирования стока наносов

Несмотря на то, что анализ влияния ММП на модуль бассейновой составляющей стока наносов выявил значимые различия для горных водосборов, его проведение оказалось недостаточным для комплексного понимания пространственной организации процессов формирования стока наносов на равнинных территориях, где статистическая значимость не была достигнута, а визуальные тренды требовали осторожной интерпретации. Это свидетельствует о том, что фактор мерзлоты действует не изолированно, а в сложном взаимодействии с другими физико-географическими факторами (литология, рельеф, растительность, климат), формируя высококонтрастные и зачастую уникальные для отдельных малых водосборов условия. Для преодоления ограничений бинарного подхода и

выявления типичных комплексов условий, определяющих специфику формирования стока наносов в масштабах крупных бассейнов криолитозоны, дополнительно была проведена группировка водосборов по условиям формирования стока наносов методом кластеризации k-средних. Этот метод позволяет объективно объединить водосборы в группы со схожим набором доминирующих факторов среды на основе анализа всего массива полученных численных оценок, группируя водосборы на основе признаков, минимизируя различия внутри кластеров и максимизируя разницу между ними.

Суть метода k-средних заключается в следующем: сначала задается произвольное количество групп (кластеров), которые предполагается выявить в процессе группировки (кластеризации). Затем алгоритм случайным образом выбирает начальные «центры» для численных значений измеренных характеристик этих групп (таких как залесенность, распаханность, гидрологические и эрозионные показатели). После этого каждый подбассейн, исходя из своих измеренных характеристик, относится к тому «центру», который находится к нему ближе всего. Когда все подбассейны распределены по ближайшим центрам, положение каждого «центра» пересчитывается, и он перемещается в среднее арифметическое положение всех подбассейнов, вошедших в его группу. Эти шаги распределения бассейнов между ближайшими «центрами» и последующий пересчет положения «центров» повторяются многоократно. Процесс завершается тогда, когда положение «центров» кластеров перестаёт существенно меняться, что говорит о формировании устойчивых групп. В результате получается разделение всех исследованных подбассейнов на заданное количество групп, где подбассейны внутри одной группы максимально схожи по своим характеристикам, а различия между группами наиболее ярко выражены. Оптимальное количество групп можно определить различными методами, в т.ч. так называемым методом силуэта, суть которого заключается в выяснении того количества групп, после которого происходит резкое уменьшение отличия объектов внутри групп друг от друга (например, по сумме квадратов расстояний до «центра»), а добавление каждой новой группы перестает значительно улучшать общее качество группировки. Для повышения точности кластеризации данные предварительно стандартизируются. В исследуемом случае это было выполнено методом центрирования относительно среднего. Все эти процедуры автором выполнялись на языке программирования R с использованием библиотеки *stats*.

В качестве исходных данных для проведения группировки методом кластеризации k-средних были использованы такие статистики подбассейнов, как распаханность, залесенность, залуженность, застроенность, доля площади занятая разреженным растительным покровом по БД ESA Worldcover [Zanaga et al., 2022], доля площади занятая

пойменными ландшафтами по [Emerton et al., 2018]; мерзлотные характеристики водосборов: доля территории входящей в состав криолитозоны и доля водосбора, расположенного в зоне сплошного залегания многолетнемерзлых пород по БД [Obu et al., 2019], доля территории занятой отложениями ледового комплекса, едомы по БД [Strauss et al., 2021]; данные о метеорологических характеристиках, таких как эродирующая способность дождя [Ларионов, 1993].

Таким образом, в рамках проведенного анализа было выделено 6 групп водосборов схожих по условиям формирования стока наносов (Рисунок 5.4). Для каждой группы было рассчитано среднее значение таких характеристик как модуль стока воды, л/км² по данным БД [Linke et al., 2019], среднегодовое значение мутности воды по данным карты ГГИ [Hasholt et al., 2006] и рассчитанное значение модуля стока наносов из раздела 5.1. Также для каждой группы было определено среднее значение доли вклада каждого процесса формирования стока наносов (плоскостного смыва $W_{\text{ливн}}$ + $W_{\text{тал}}$, овражной эрозии $W_{\text{овр}}$, комплекса процессов формирования стока наносов, характерных для горных водосборов $W_{\text{г}}$, криогенных оползней $W_{\text{оп}}$, русловой эрозии $W_{\text{русл}}$) с приведением значений к 100%. Кроме того, было оценено, какую площадь занимает каждая группа и какая доля формирования стока наносов приходится на каждую группу от общего объема стока наносов суммарно по 4-м крупнейшим арктическим бассейнам (Таблица 5.1).

Всего методом кластеризации k-средних было выделено 6 групп, которым были присвоены названия, отражающие их ключевые особенности. Несмотря на то, что в проведённой группировке акцент делался на комплексном учёте разнообразных физико-географических факторов, важность мерзлотных характеристик для пространственной организации групп водосборов проявляется достаточно чётко. В результате кластеризации были выделены как группы водосборов, полностью приуроченные к криолитозоне — горные мерзлотные (группа 2) и равнинные мерзлотные (группа 3), так и группы водосборов, характеризующиеся отсутствием или слабым развитием мерзлотных условий — равнинные сельскохозяйственные (группа 4), горные залесённые (группа 5) и равнинные залесённые (группа 6). Отдельно выделена также пойменная (группа 1), для которой значительную часть площадей водосборов составляют пространства, расположенные в речных пойменно-русловых комплексах больших рек. Такое разграничение позволяет не только описать внутреннее разнообразие мерзлотных территорий по условиям формирования стока наносов, но и провести сопоставление с не мерзлотными областями, выявляя принципиальные различия в доминирующих процессах и их вкладе в суммарный сток наносов. Подробнее представим описание характерных особенностей каждой из групп:

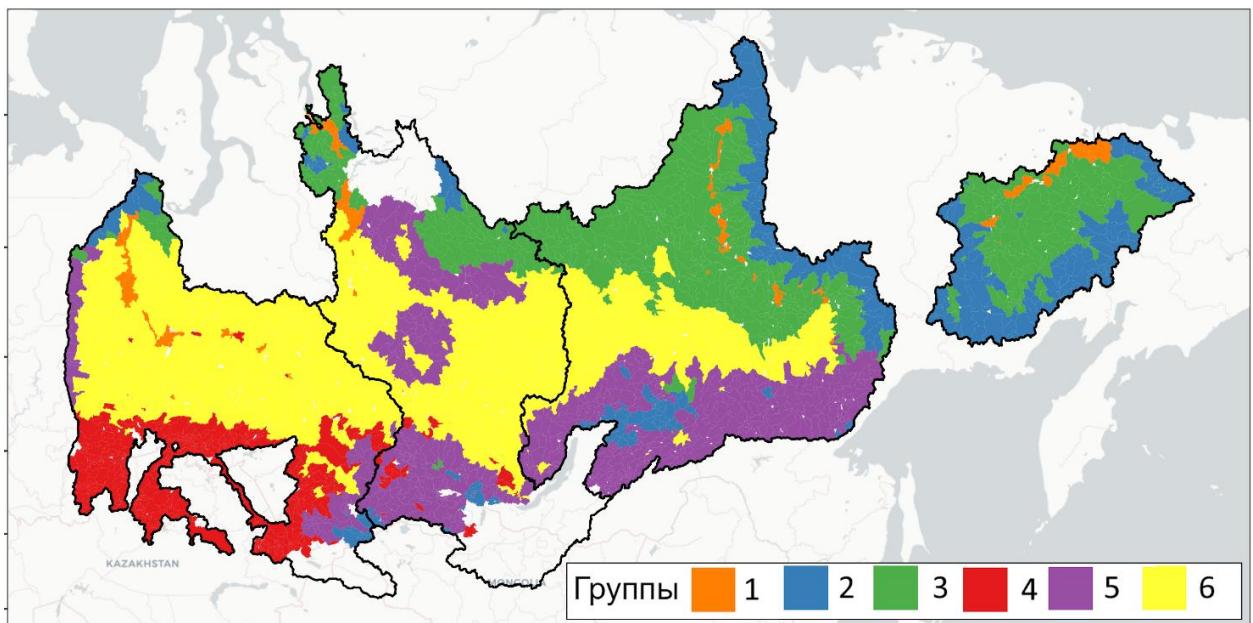


Рисунок 5.4 Кластерный анализ процессов формирования стока наносов

Группа 1 «Пойменные» включает в себя водосборы, значительную часть площади которых, в среднем 34%, занимают пойменные массивы нижних и средних течений больших рек Оби, Енисея, Лены и Колымы. Для этих водосборов доминирующим процессом выступает русловая эрозия (75%). Несмотря на небольшую площадь (2%), эти территории вносят значительный вклад в сток наносов (20%).

Группа 2 «Горные мерзлотные» включает в себя преимущественно горные водосборы, расположенные в верховьях Колымы, Верхоянского хребта, а также в северной части полярного Урала. На данных водосборах доминируют типичные для горных территорий процессы формирования стока наносов: обвалы и осыпи, крип и пр. (31%) и эрозия русел рек (30%). Большую роль для них также играют криогенные оползни, их доля в формировании стока наносов составляет 20%. Водосборы данной группы, расположенные в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, из-за суровых климатических условий имеют крайне низкую снеговую линию, поэтому несмотря на относительно низкие максимальные высотные отметки до 3 000 м БС, значительная часть локальных горных вершин практически полностью лишена растительности, средняя залесенность водосборов составляет только 48%, что приводит к интенсификации процессов формирования стока наносов. Так, водосборы, отнесенные к этой группе, имеют высокие значения модуля стока наносов, в среднем по группе равно 48 т/км². Водосборы данной группы занимают только 17% общей площади 4-х крупнейших рек криолитозоны, но благодаря высокому значению модуля стока наносов обеспечивают существенный вклад в суммарный сток в 27%.

Группа 3 «Равнинные мерзлотные» включает в себя водосборы, полностью расположенные в криолитозоне. Водосборы данной группы относятся к территориям Центрально-Якутской равнины, Колымской низменности, равнинным территориям северной части водосборов Оби и Енисея и имеют, в среднем, высокую залесенность в 87%. Основной особенностью этой группы является то, что криогенное строение данных территорий, широкое распространение полигонально-жильных льдов, приводит к тому, что помимо плоскостного смыва, который является доминирующим процессом на данных территориях (48%), большую роль также играют процессы криогенного оползания, средняя доля данных процессов составляет 12%, а для отдельных водосборов данный процесс может отвечать более чем за 80 % массы поступающих наносов. Тем не менее, для данных территорий характерны, в целом, низкие значения мутности (29 мг/л) и модуля стока наносов (28 т/км²), но так как водосборы этой группы занимают более 30% всей площади исследуемых бассейнов, на них приходится 21% массы поступающих наносов.

Группа 4 «Равнинные сельскохозяйственные» представлена водосборами, расположенными за пределами криолитозоны в южной части бассейнов Оби и Енисея. Данные водосборы являются наиболее сельскохозяйственно освоенными, среднее значение распаханности для них составляет 31%, в то время как для остальных групп данный показатель не превышает 1%. Доминирующую роль для данных водосборов играет плоскостной смыв (51%) со значительным преобладанием ливневого смыва над талым в соотношении 1 к 3-м. Для водосборов данной группы характерны наивысшие значения модуля стока наносов (72 т/км²) и мутности (80 мг/л). Занимая 10% площади, эта группа вносит 9% в суммарный сток наносов 4-х бассейнов.

Группа 5 «Горные залесенные» охватывает горные районы Восточной Сибири и юга Якутии. Для данных территорий характерно высокое значение эрозионного индекса осадков: 257 МДж⁻¹ мм⁻¹, а также наибольшие абсолютные высотные отметки до 4000 м БС и более. Тем не менее, из-за относительно южного расположения, снеговая линия здесь расположена намного выше, по сравнению с территориями водосборов, отнесенных к Группе 2. Поэтому склоны данных водосборов преимущественно покрыты растительностью (заселенность в среднем более 89%), что значительно сдерживает процессы формирования стока наносов. Типичные для горных территорий процессы (56%) здесь доминируют, но значение модуля стока наносов низкое - 2 т/км². Эта группа, занимающая 24% площади, вносит лишь 7% в сток наносов.

Группа 6 «Равнинные залесенные». К данной группе относятся водосборы, расположенные на обширных заболоченных территориях Западно-Сибирской низменности, равнинных частях бассейнов рр. Енисей и Лена, в основном, за пределами

криолитозоны. Равнинный рельеф и высокие значения залесенности (72%) для данных территорий обуславливают слабое развитие процессов формирования стока наносов. Рассчитанный средний модуль бассейновой составляющей стока наносов здесь крайне низкий и имеет значение в 19 т/км², а среднегодовое значение мутности 34 мг/л. Для данных территорий доминирующими процессами формирования стока наносов выступают плоскостной смык (54%) и эрозия русел рек (30%). Занимая 18% площади, эта группа вносит 17% в суммарный сток наносов.

Таблица 5.1 Характеристики групп водосборов по условиям формирования стока наносов

		Номер группы ->	1	2	3	4	5	6
Характеристики водосборов использованные для кластеризации	Важно сть факто ра, у.е.	Название группы → Параметры группы ↓	Пойменные		Горные мерзлотные		Равнинные сельскохозяйственные	
	7,5	Пойма, %	34	1	1	1	0	2
	3,3	Распаханность, %	0	0	0	31	0	2
	2,4	Залесенность, %	48	45	87	16	83	72
	2,4	Застроенность, %	0	0	0	1	0	0
	2,3	Залуженность, %	15	27	7	48	12	11
	2,3	Разреженный растительный покров, %	1	24	1	0	4	0
	2,2	Горные территории, %	2	91	0	5	99	0
	2,1	Криолитозона, %	84	10 0	99	3	92	3
	1,9	Сплошное распространение ММП, %	64	88	30	0	12	0
	1,6	Едома, %	24	1	20	2	0	18
Рассчитанные среднее значение характеристик стока наносов для групп	0,7	Эродирующая способность осадков, МДж мм га ⁻¹ час ⁻¹ Год ⁻¹	12 2	10 2	14 2	21 5	25 7	27 2
	Модуль стока воды, л/км ²		-	27	17 6	34 1	10 0	73 2
	Модуль бассейновой составляющей стока наносов, т/км ² / год		15 3	48	28	72	2	19
Мутность [Hasholt et al., 2006], мг/л		38	48	29	80	33	34	
Доля плоскостного смыва, %		10	5	55	88	1	57	

Среднее значение доли каждого процесса формирования стока наносов для групп	Доля овражной эрозии, %	2	0	10	5	0	12
	Доля КПФСН для горных водосборов, %	0	31	0	0	74	0
	Доля криогенных оползней, %	13	25	14	0	5	0
	Доля эрозии русел рек, %	75	39	21	7	20	31
<hr/>							
Глобальные характеристики групп	Площадь, %	2	17	30	10	24	18
	Вклад в суммарный сток наносов, %	20	27	21	9	7	17

Для оценки вклада каждого фактора в группировку водосборов был применен *анализ важности признаков на основе центроидов кластеров*. Методология заключалась в следующем: после проведения группировки алгоритмом k-средних на стандартизованных данных были вычислены центроиды, средние значения, характеризующие каждый кластер в пространстве признаков. Для каждого фактора был проанализирован разброс его значений между всеми центроидами. В качестве метрики для измерения этого разброса использовалась разница между максимальным и минимальным значением признака во всех центроидах. Логика метода основана на том, что если значение признака сильно варьируется от группы к группе, то он вносит большой вклад в разделение водосборов на группы. Таким образом, для каждой переменной была рассчитана разница между максимальным и минимальным значениями центров групп, что отражает *степень важности* фактора на разделение водосборов на группы. Например, доля пойменных ландшафтов является наиболее важным фактором для выделения групп и имеет значение важности параметра в 7,5 у.е., так как её значения варьируются от 0% для горных залесенных водосборах до 34% для водосборов группы 1, что существенно определит принадлежность к группе. Характеристика распаханности также является крайне значимой т.к. позволяет четко разграничить сельскохозяйственные антропогенно-нарушенные водосборы от ненарушенных водосборов (3,3 у.е.). Мерзлотные характеристики водосборов, такие как доля криолитозоны (2,1 у.е.), доля сплошного залегания многолетнемерзлых пород (1,9 у.е.) и доля едомы (1,6 у.е.) существенно снижают общую дисперсию данных, выделяя горные и равнинные мерзлотные группы, и подчеркивая их криогенные особенности, влияющие на сток наносов. Наименее значимым фактором,

выступает эродирующая способность осадков (0,7 у.е.), что указывает на его низкую дифференцирующую способность и малое влияние на итоговую группировку.

На рисунке 5.5 представлена визуализация результатов применения метода выделения главных компонент по характеристикам водосборов рек крупнейших бассейнов криолитозоны. Сам метод главных компонент (PCA- анализ) представляет собой процедуру снижения размерности данных, что позволяет преобразовать набор взаимосвязанных переменных в новый набор некоррелированных переменных, называемых главными компонентами. Эти компоненты упорядочены по убыванию их вклада в общую изменчивость (дисперсию) данных. Первая главная компонента (PC1) объясняет наибольшую долю дисперсии, вторая (PC2) — следующую по величине, и так далее. Каждая точка на графике соответствует одному подбассейну, цвет точек – номеру группы, присвоенному методом k-средних. Если группы хорошо разделены, это говорит о том, что они отличаются по комбинации исходных переменных. Эллипсы вокруг точек показывают 95%-е доверительные интервалы. Чем меньше пересечение эллипсов, тем значимей различия между группами. В данном случае можно наблюдать, что группы №№2, 4, 5 и 6 практически не пересекаются, что говорит о значимых различиях между этими группами водосборов. В тоже время группа №1 расположена в центре и пересекается со всеми кластерами. Это может быть объяснено тем, что группа №1 представляет собой интразональную группу водосборов, непосредственно примыкающих к руслам больших рек, которые связаны между собой лишь доминирующей ролью русловых деформаций в формировании стока наносов.

Стрелками на графике представлены исходные переменные, использованные для построения главных компонент, в данном случае характеристики водосборов, спроектированные на плоскость главных компонент. Длина стрелки отражает вклад переменной в главные компоненты: чем длиннее стрелка, тем сильнее переменная влияет на разделение данных вдоль PC1 и PC2. Угол между стрелками показывает корреляцию между переменными, чем ближе угол к 90° , тем менее коррелированы данные, острый угол указывает на прямую связь между переменными, тупой – на обратную. В случае настоящего

исследования наиболее длинные стрелки имеют параметры подстилающего покрова: залесенность, залуженность, а также сплошное распространение многолетнемерзлых пород. Эти факторы образуют по отношению друг к другу угол практически равный 90° и главным образом определяют разделение на группы.

Оси РС1 и РС2 подписаны с указанием доли объясненной дисперсии, чем выше эти значения, тем больше информации сохраняет график. В данном случае доли объяснённой дисперсии составляют 18,8% и 21,9% соответственно. Это умеренные значения, которые указывают на то, что данные имеют сложную структуру, и суммарно выполненная группировка описывает 40,7% всех различий.

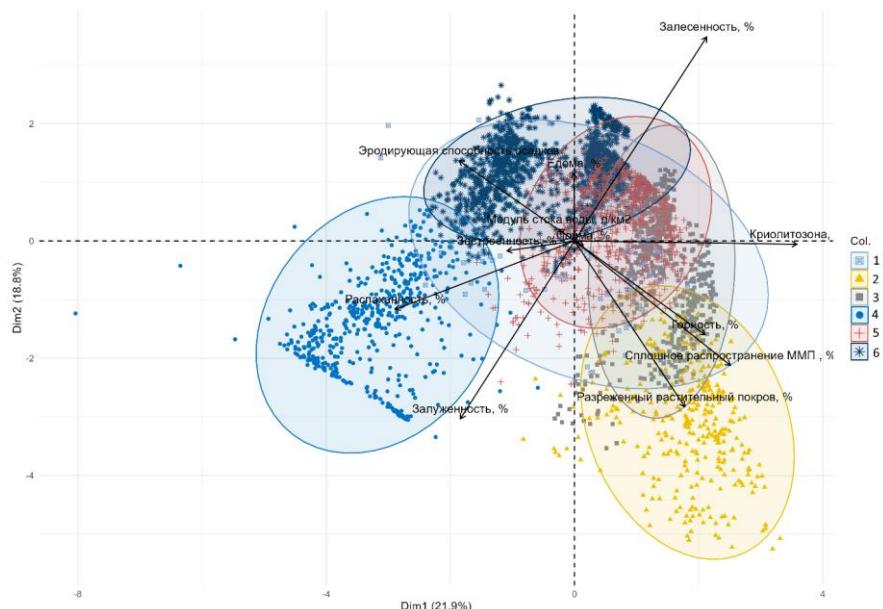


Рисунок 5.5 График положения главных компонент (РСА)

Подводя итоги выполненной группировки водосборов по условиям формирования стока наносов, можно сделать вывод, что мерзлотные характеристики водосборов во взаимодействии с другими физико-географическими факторами играют ключевую роль в формировании бассейновой составляющей стока наносов. Результаты проведенного анализа показывают, что принадлежность водосборов к криолитозоне и зоне сплошного распространения ММП существенно способствует их дифференциации, позволяя выделить отдельные горные и равнинные мерзлотные группы, в которых криогенные процессы

вносят значительный вклад в сток наносов от 14 до 25 %. РСА-анализ подтвердил, что залесенность, распаханность и мерзлотные характеристики (принадлежность водосбора к криолитозоне, зоне сплошного залегания многолетнемерзлых пород) являются ключевыми факторами, определяющими различия модуля стока наносов между группами, хотя они объясняют только 40,7% дисперсии, что указывает на сложную структуру условий формирования стока наносов. Анализ важности параметров методом выделения центроидов подтвердил, что именно эти мерзлотные характеристики (доля криолитозоны - 2,1 у.е., доля сплошного залегания ММП - 1,9 у.е.) наряду с распаханностью территорий (3,3 у.е.) являются наиболее значимыми факторами, обеспечивающими эффективное разделение водосборов на группы.

Сравнение модуля стока наносов водосборов, расположенных в криолитозоне и за её пределами, показало, что в горных условиях криолитозона увеличивает модуль бассейновой составляющей стока наносов в 5,18 раз за счет активизации процессов формирования стока наносов, в т.ч. и криогенных процессов. На равнинах влияние мерзлоты менее выражено и часто маскируется антропогенными факторами, такими как распаханность. Группировка водосборов позволила уточнить роль мерзлотного фактора в условиях равнинных территорий. Так, водосборы, отнесенные к группе «равнинные мерзлотные», полностью расположенные в пределах криолитозоны, имеют модуль бассейновой составляющей стока наносов 28 т/км^2 , тогда как «равнинные залесенные», находящиеся за её пределами, характеризуются значением модуля всего в 19 т/км^2 , что на 47% меньше. При этом группа «равнинные сельскохозяйственные» демонстрирует наибольшие значения (72 т/км^2), обусловленные преимущественно антропогенными процессами. Таким образом, группировка водосборов методом k-средних показала, что именно распаханные территории маскируют различия между мерзлотными и немерзлотными равнинными водосборами, и если их рассматривать отдельно, то наличие мерзлоты приводит к увеличению модуля стока наносов за счёт криогенных процессов и для равнинных водосборов, хотя и в меньшей степени, чем для горных.

Глава 6. Особенности горизонтальных деформаций в условиях распространения многолетнемерзлых пород

Современные научные исследования представляют две противоположные гипотезы влияния многолетнемерзлых пород на русловые деформации. Если исследованиям вертикальных деформаций посвящено много работ и механизм русловых переформирований в условиях промерзания дна является темой специальных исследований [Беркович, 1972; Борсук, Чалов, 1973; Зайцев и др., 1991; Чалов, 1979], что было рассмотрено в Разделе 3.4.1, то вопрос об устойчивости мерзлых берегов к горизонтальным русловым деформациям является открытой темой. С одной стороны, лёд скрепляет частицы грунта и действует как прочный цемент, придавая берегам высокую устойчивость к размыву, сравнимую со скальными породами [Rowland et al., 2023]. С другой стороны, при повышении температуры воды и воздуха активизируются процессы термоэрозии [Арэ, 1980; Costard et al., 2014; Gautier et al., 2021]

Несмотря на разносторонние представления о роли многолетнемерзлых пород в русловых процессах, большинство современных исследований сходятся во мнении, что мерзлота оказывает заметное влияние на динамику берегов и русловые деформации. Однако выраженность и характер этого влияния может существенно различаться в зависимости от масштаба рассмотрения, морфологии русла и термических условий. Для выявления закономерностей и степени влияния ММП в разных пространственных контекстах в настоящем исследовании был применён многоуровневый подход. В настоящей главе влияние многолетнемерзлых пород на плановые переформирования русел и сток наносов рассматривается последовательно на трёх иерархических уровнях, соответствующих классификации масштабов проявления русловых процессов [Чалов, 2021]: региональном, русловом и локальном.

1. *Региональный масштаб*: соответствует уровню крупных речных систем и их бассейнов. На этом уровне оцениваются интегральные объемы русловых деформаций и их пространственная изменчивость в масштабах крупнейших арктических речных бассейнов. В данной главе этот аспект рассмотрен в Разделе 6.1, где анализируются закономерности пространственного распределения характеристик горизонтальных деформаций (массы наносов, поступающих в результате русловых деформаций, площади размывов, скорости отступания берегов) в бассейнах рр. Оби, Енисея, Лены и Колымы на основании собранной базы данных по 110 000 км речной сети. Основное внимание уделяется выявлению роли ММП как одного из ключевых региональных факторов, контролирующих интенсивность плановых переформирований на фоне влияния водности.

2. Русловой масштаб: определяется сменой типов русла и динамикой его элементов (островов, рукавов, аккумулятивных форм). Здесь ММП выступают как фактор, формирующий специфические условия деформаций на морфологически однородных участках через изменение устойчивости грунтов к механическому и термическому воздействию. Раздел 6.2 посвящен именно этому уровню в исследовании влияния мерзлотных ядер в основании островов на их устойчивость к размыву. На примере среднего и нижнего течения Лены показано, как наличие ММП обуславливает резкие различия в интенсивности деформаций между «мерзлотными» и «нemerзлотными» островами, выступая тем самым фактором дифференциации процессов на ключевых элементах русла.

3. Локальный масштаб: соответствует уровню отдельных форм руслового рельефа, береговых уступов, отдельных излучин и перекатов. На этом уровне проявляется непосредственное воздействие термических процессов (термоэрозии, термоабразии) на высокольдистые отложения. В разделе 6.3 в локальном масштабе на примере урочища Дуванный Яр (р. Колыма), представляющего из себя одно из крупнейших обнажений ледового комплекса и типичный пример ландшафтов едом [Murton et al., 2015], демонстрируется, как уникальные свойства отложений ледового комплекса под воздействием термических процессов приводят к экстремальным темпам отступания берегов и формируют специфический вклад в сток наносов, существенно отличающийся от размыва берегов даже при схожих гидравлических условиях.

6.1 Факторы, определяющие величину объема русловых деформаций для рек бассейна Оби, Енисея, Лены и Колымы на региональном уровне

Базируясь на методике, изложенной в разделе 3.4, в данной работе была собрана база данных характеристик горизонтальных деформаций для всех рек бассейнов Оби, Енисея, Лены и Колымы со среднегодовым расходом воды более $30 \text{ м}^3/\text{с}$ за период с 1984 (2000) по 2021 г. По 110 000 километрам русловой сети было выделено 710 496 полигонов размыва, данные с которых были агрегированы по 4296 десятикилометровым участкам пойменно-русловых комплексов с ненулевым значением русловых размывов (Рисунок 6.1). В бассейне Оби было выделено 1818 десятикилометровых участков, Енисея - 940, Лены – 1031, Колымы – 507. Для данных участков были рассчитаны значения русловой эрозии, включая эрозию коренных берегов, главного русла, островов и пойменных проток, по таким метрикам как суммарное значение массы наносов поступающих в результате русловых деформаций V_{mean} в единицах тонн/год, среднегодовое значение скорости отступания берега B_{mean} в м/год, суммарное значение площади размывов A_{mean} в $\text{м}^2/\text{год}$.

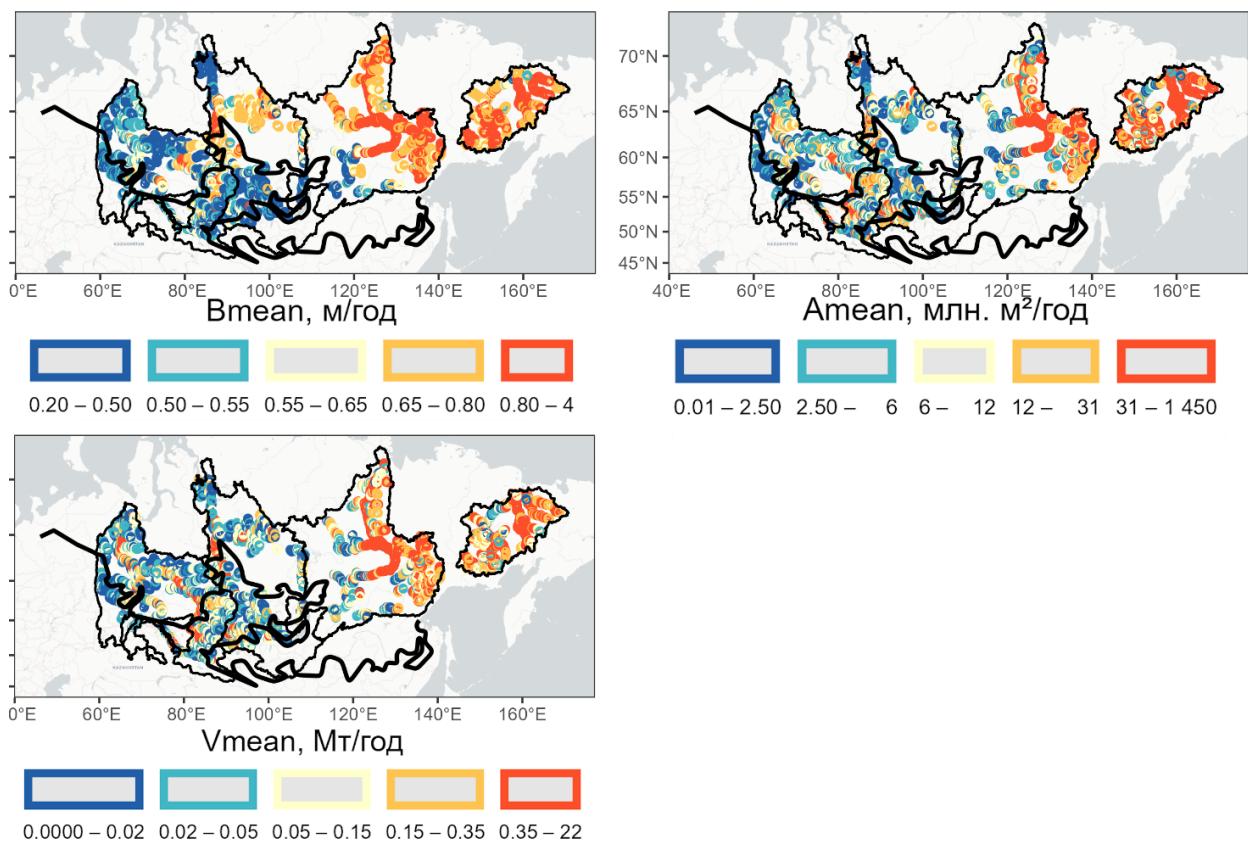


Рисунок 6.1 Расчетные характеристики русловой эрозии для участков с ненулевым

значением русловой эрозии осредненные по десятикилометровым участкам

Прим. Черной линией обозначена граница криолитозоны по [Obu et al., 2019], V_{mean} - суммарное значение масс наносов поступающих в результате русловых деформаций, млн.т/год; A_{mean} - суммарное значение площадей размывов по 10 км участку, млн. m^2 /год; V_{mean} - среднее значение средней скорости отступания берега по 10-км участку, м/год

Для всех десятикилометровых участков рек бассейна Колымы средняя скорость отступания берега V_{mean} составляет 0,8 м/год, для Лены данный показатель составляет 0,8 м/год, а для Енисея и Оби - 0,5 м/год. Значение площадей размывов A_{mean} для участков рек бассейнов Колымы с осреднением в 10 км составляет 54 тыс. m^2 /год, Лены 56 тыс. m^2 /год, Енисея 10 тыс. m^2 /год и Оби 12 тыс. m^2 /год (Рисунок 6.2). Суммарное значение масс наносов поступающих в результате русловых деформаций для всех участков рек в бассейне Колымы составляет 242 млн.т/год, для Лены 719 млн.т/год, для Енисея 100 млн.т/год, для Оби 309 млн.т/год. Так, наибольшая интенсивность всех характеристик русловых деформаций наблюдаются в среднем течении р. Лена, что приурочено к крупнейшим для данных рек цепи русловых разветвлений. Значительные характеристики русловой эрозии принадлежат горным районам р. Колыма, где широкое распространение имеют разветвленные русла. Наименьшие значения характеристик русловых деформаций наблюдаются в бассейне р.

Енисей, так как реки данного бассейна зачастую имеют врезанные русла, что связано с геологическим строением территории.

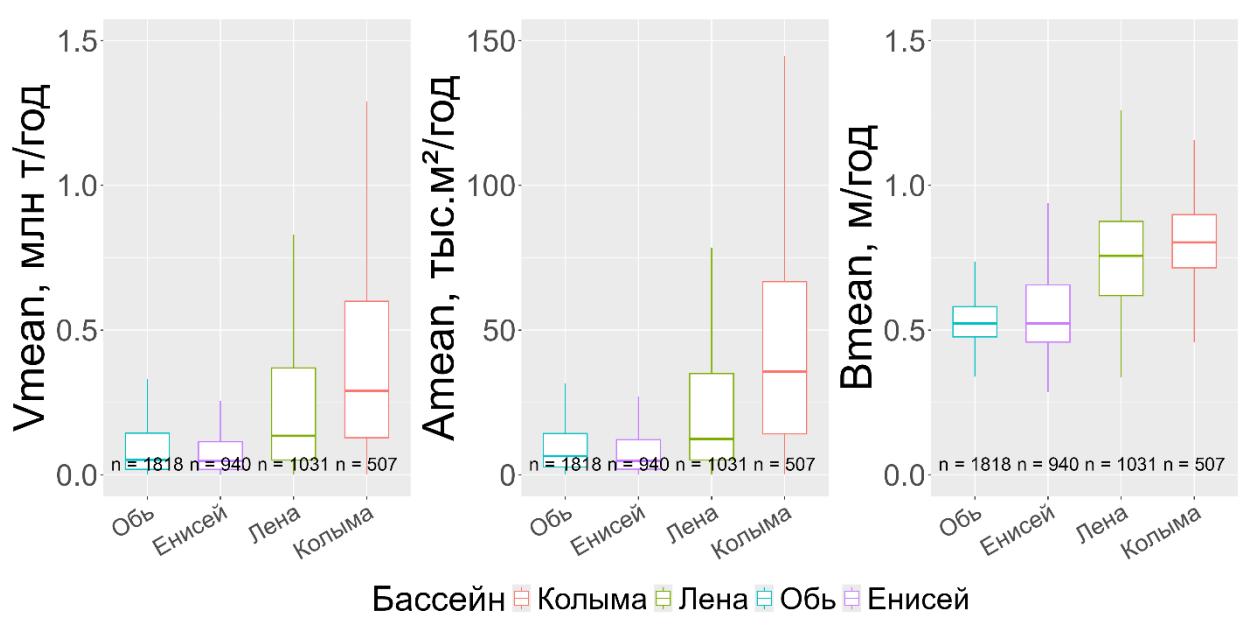


Рисунок 6.2 Осредненные по бассейнам характеристики русловой эрозии для 10-км участков

Прим. Статистики размывов, приведенные на диаграмме размаха: белый прямоугольник – границы 25% и 75 % квантилей ($Q1$ и $Q3$), жирная линия внутри – медианное значение; линиями, отходящими вниз и вверх от прямоугольников обозначены доверительные интервалы, равные $\pm 2,7\sigma$

n – Число 10-км участков, использованных для построения диаграмм размаха

Рассмотрение осреднённых характеристик русловых деформаций по бассейнам позволяет выявить выраженные различия между крупными арктическими реками, связанные как с их морфологией, так и с геологическим строением территории. Для более детального понимания закономерностей пространственного распределения характеристик русловых деформаций был проведён анализ их изменения в зависимости от географических координат. В первую очередь рассматривались долготные и широтные градиенты, отражающие переход от равнинных к горным условиям и от южных к северным широтам, соответствующим зонам распространения многолетнемерзлых пород.

Анализ распределений характеристик русловых деформаций по долготе показывает тенденцию к значительному увеличению всех характеристик ($Vmean$, $Amean$, $Bmean$) с запада на восток. Это проявляется в росте медианных значений по мере увеличения долготы. Например, медианное значение $Vmean$ возрастает с 61 200 т/год в диапазоне 65–

75 в.д. до 326 тыс. т/год в диапазоне 150–175 в.д., что соответствует увеличению, примерно, в 5.3 раза. Медианное значение площади размывов A_{mean} увеличивается с 6,5 тыс. м²/год до 40 100 м²/год (рост в 6.18 раза), а медианное значение линейного отступания берега B_{mean} растет с 0,5 м/год до 0,8 м/год (увеличение на 51,7%). Такая картина связана с преобладанием разветвленных русел в горных районах Сибири, в противоположность равнинным водосборам с более низкими темпами русловых деформаций на западе. Наименьшая интенсивность проявления русловых деформаций наблюдается на долготах 90 – 120 в.д., на которых располагаются горные территории бассейна Енисея и Лены, для которых, в связи с литологическим строением территории, в основном формируются врезанные русла (Рисунок 6.3).

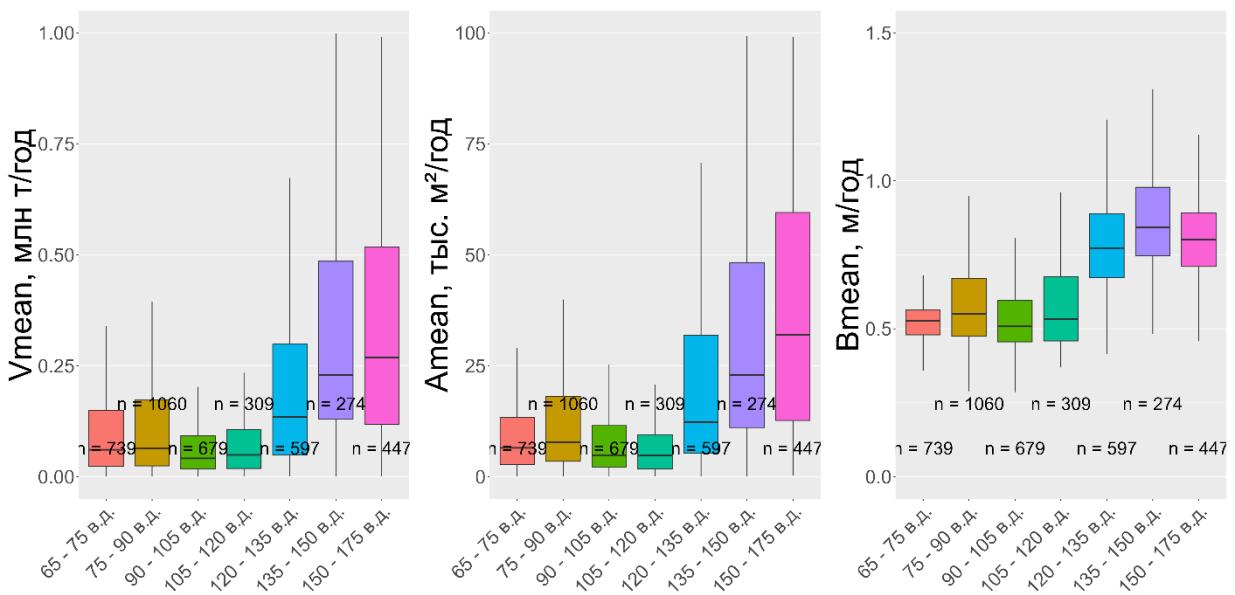


Рисунок 6.3 Изменение характеристик русловых деформаций в зависимости от долготы

Прим. обозначения и состав диаграмм размаха аналогичны графику Рис. 6.2

Анализ широтного распределения характеристик русловых деформаций показывает тенденцию к увеличению всех характеристик в направлении с юга на север (Рисунок 6.4). Это проявляется в росте медианных значений по мере увеличения широты. Например, масса наносов, поступающих в результате русловых деформаций V_{mean} возрастает с 65,000 т/год в диапазоне 50–55 с.ш. до 147 тыс. т/год в диапазоне 65–70 с.ш., что соответствует увеличению примерно в 2.26 раза. Медианное значение площади размывов A_{mean} увеличивается с 7,5 тыс. м²/год до 13,7 тыс. м²/год (рост в 1.83 раза), а медианное значение линейного отступания берега B_{mean} растет с 0.5 м/год до 0.7 м/год (увеличение на 38.5%). Такая картина может быть объяснена тем, что рр. Обь, Енисей, Лена, Колыма текут с юга

на север, поэтому с увеличением водности реки, по мере впадения новых притоков, возрастают и характеристики размывов при условии совпадения прочих факторов.

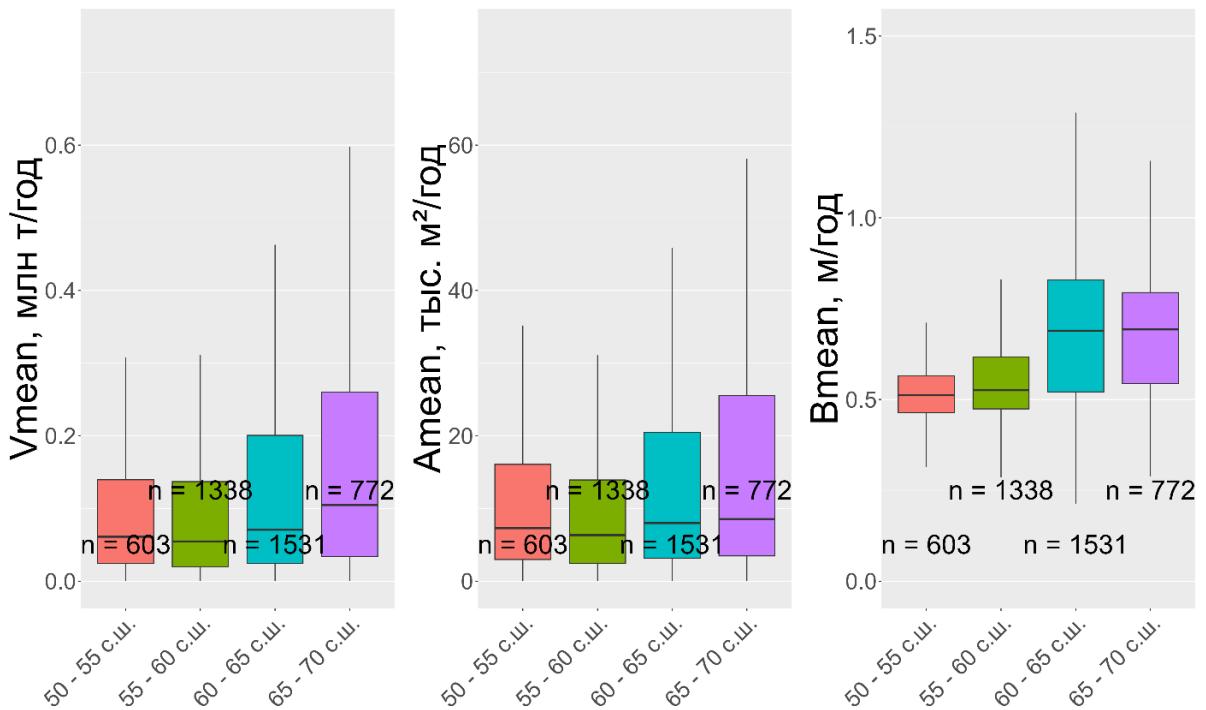


Рисунок 6.4 Изменение характеристик русловых деформаций в зависимости от широты
Прим. обозначения и состав диапазона размаха аналогичны графику Рис. 6.2

Далее подробнее будет рассмотрен фактор водности, и его влияние на характеристики русловых деформаций (Рисунок 6.5). На основе данных по 4296 участкам установлено, что коэффициенты корреляции между логарифмами расхода воды и показателями русловых деформаций составили 0,35 для массы наносов поступающих в результате русловых деформаций ($p\text{-value} < 0,001$), 0,21 для площади ($p\text{-value} < 0,001$) и 0,24 для отступания берега ($p\text{-value} < 0,001$), что подтверждает умеренную силу связи для V_{mean} и слабую для остальных показателей. Статистически значимые степенные зависимости показывают, что масса наносов в результате русловых деформаций растет быстрее всего с ростом расходов воды, так удвоение расхода увеличивает массу наносов в 4,6 раза. Для площади размывов удвоение расхода приводит к росту площадей размыва в 2,9 раз, а для отступания берега меньше всего в 2,1 раза.

Таким образом, несмотря на значительную вариативность гидравлических, геологических, климатических и прочих условий, прослеживается основная тенденция – увеличение среднегодового расхода воды, как ведущей силы русловой эрозии, определяет увеличение интенсивности русловых процессов, проявляющихся в увеличении массы

наносов поступающих в результате русловых деформаций. В используемой методике площади размыва и отступание берега рассчитываются интегрально для разных элементов русла: излучин, островов и др. Осреднение по 10-километровым участкам определило тот факт, что связь между скоростями отступания берега и площадями размывов с расходами воды менее очевидна по сравнению с зависимостью массы наносов поступающих в результате русловых деформаций от расходов воды. Влияние дополнительных факторов, таких как различная высота берега и морфологические особенности речного русла, приводят к размыванию данной зависимости.

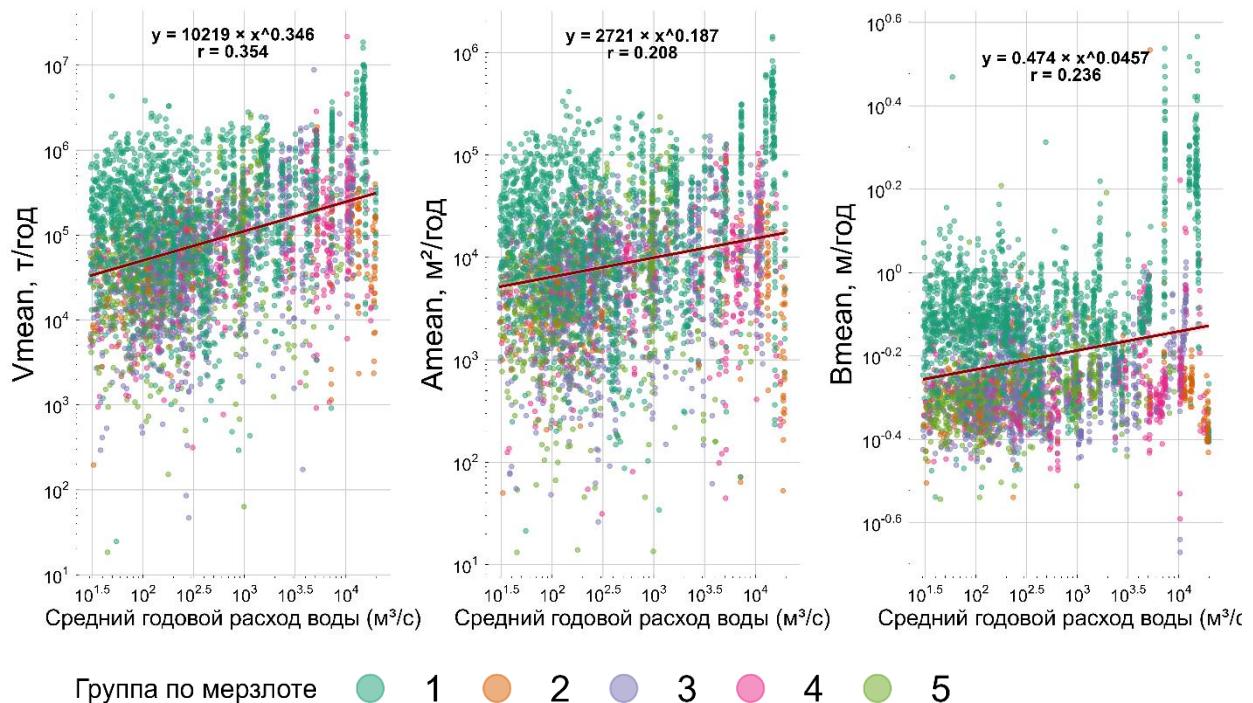


Рисунок 6.5 Зависимость характеристик русловых деформаций от среднегодового расхода воды

Прим. Группы по мерзлоте: 1 – сплошное залегание ММП, свыше 90% площади, 2 – прерывистое (50-90%), 3 - островной (менее 50%), 4 – отдельные пятна мерзлоты (1 – 10%), 5 – отсутствие ММП

На фоне неоднозначных проявлений фактора расхода воды, логичным представляется оценить дополнительно влияние многолетнемерзлых пород на русловые деформации. Для этих целей было проведено исследование влияния ММП на характеристики русловых деформаций. Для этого все участки русла были группированы по зонам с разной степенью залегания ММП при помощи операции объединения полигонов размыва и растра базы данных распространения ММП за авторством [Obu et al., 2019]. Так, если для бассейна Оби 414 десятикилометровых участка расположены вне зоны залегания

ММП, для Енисея – 256, то для Лены только 10 из 1031 участков расположены за пределами криолитозоны, а для Колымы все 508 участков расположены в зоне сплошного залегания ММП (Рисунок 6.6). Как было сказано ранее, карты распространения многолетнемерзлых пород такие как [Obu et al., 2019] в основном применимы для плакорных поверхностей. В свою очередь, для пойменно-русловых комплексов обыкновенно существуют талики, летом поймы рек могут частично или полностью оттаивать. Тем не менее, степень распространения многолетнемерзлых пород на прилегающих территориях определяет устойчивость грунтов. С увеличением суровости климатических условий многолетнемерзлые породы занимают все большую долю от занимаемой площади (от отдельных пятен до сплошного распространения), что отражает все большое влияние многолетнемерзлых пород на русловые деформации. Для русел рек, прилегающие территории которых полностью расположены в зоне залегания многолетнемерзлых пород, характерны более короткие периоды оттаивания, что определяет большее распространение криогенных процессов и прочих особенностей руслового режима, свойственного рекам криолитозоны.

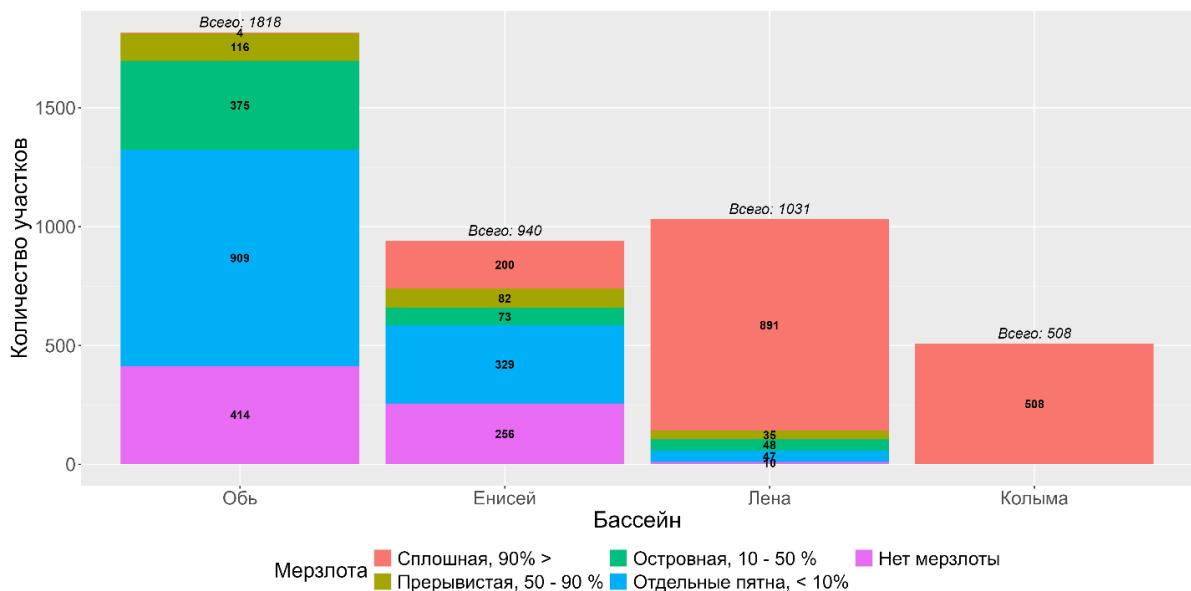


Рисунок 6.6 Распределение 10-км участков по типам мерзлоты в бассейнах рр. Обь, Енисей, Лена, Колыма

На графике (Рисунок 6.7) в виде диаграмм размаха визуализирована связь характеристик русловой эрозии (V_{mean} , A_{mean} , B_{mean}) и условий залегания многолетнемерзлых пород. Данный график показывает четкую градацию характеристик русловой эрозии в зависимости от того, какую долю площади занимают многолетнемерзлые породы. Участки рек, расположенные в зоне сплошного залегания многолетнемерзлых пород, демонстрируют на порядок более высокие массы поступающих

наносов в результате русловых деформаций (медиана 203 тыс. т/год) по сравнению с участками с прерывистым залеганием многолетнемерзлых пород (58 тыс. т/год) или островным залеганием (54 тыс. т/год). Наименьшие значения масс наносов, поступающих в результате русловых деформаций, фиксируются для территорий без мерзлоты (46 тыс. т/год). Широкие межквартильные размахи (разница между квартилем 75% и 25% обеспеченности, отображаемая на диаграммах размаха) для характеристик русловой эрозии в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород указывают на значительную пространственную вариабельность внутри каждой категории, что отражает сложное взаимодействие мерзлотных условий с локальными факторами: литологией береговых отложений, гидрологическим режимом и антропогенной нагрузкой. Тем не менее, в целом, можно говорить о том, что наличие многолетнемерзлых пород приводит к активизации термических процессов разрушения берега, что ведет за собой усиление русловых деформаций, и чем большую долю занимают многолетнемерзлые породы, тем сильнее это влияние.

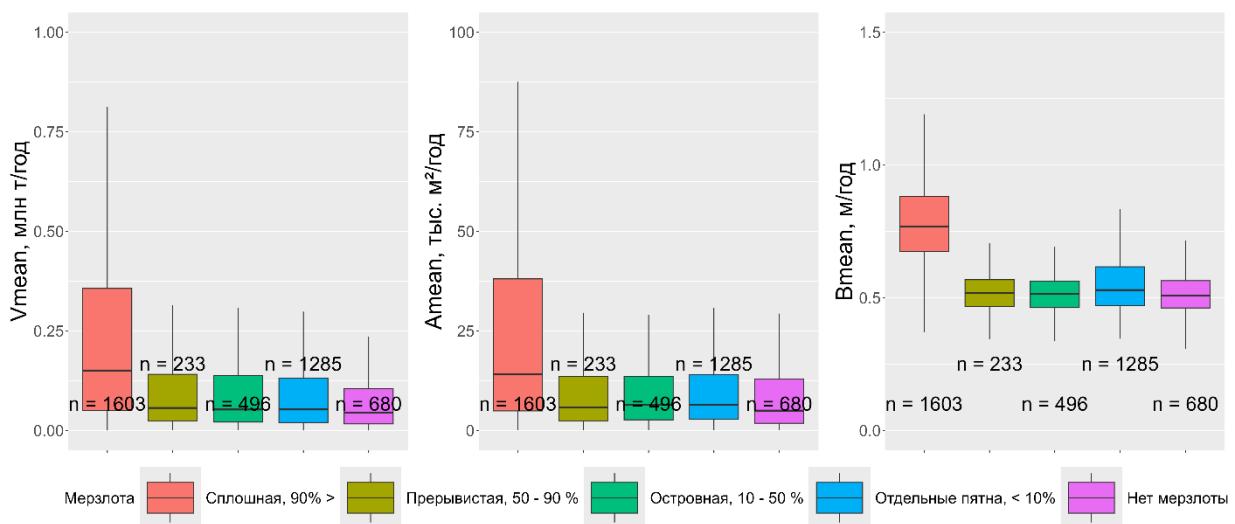


Рисунок 6.7 Распределение значений характеристик русловых деформаций с условиями залегания многолетнемерзлых пород

Прим. Метрики диаграмм размаха аналогичные с Рисунком 6.2. Данные о распространении многолетнемерзлых пород по [Obu et al., 2019]

Для оценки совместного влияния многолетнемерзлых пород и расходов воды на русловую эрозию были построены совместные диаграммы размаха по данным факторам (Рисунок 6.8). Статистический анализ с применением критерия Манна-Уитни выявил значимые различия ($p\text{-value} < 0.05$) в характеристиках русловых деформаций для участков русла в криолитозоне и вне её для всех групп расходов, кроме диапазона 500-1000 м³/с. Для

малых и средних рек все характеристики размывов значительно выше в криолитозоне. Так, для рек с среднегодовым значением расходов воды в диапазоне (30-100 м³/с) масса наносов поступающих в результате русловых деформаций на 45% больше в криолитозоне, чем за ее пределами (медианное значение 85 тыс.т/год, за пределами криолитозоны: 58 тыс.т/год), площадь размывов больше на 50% (11,2 тыс.м²/год в криолитозоне против 7,5 тыс.м²/год за пределами криолитозоны), линейное отступание берегов на 55% (0,72 м/год в криолитозоне и 0.46 м/год за пределами криолитозоны); для рек с расходами воды в диапазоне от 100 до 500 м³/с: масса наносов поступающих в результате русловой эрозии в криолитозоне больше на 40% (78 тыс.т/год в криолитозоне против 55 тыс.т/год за ее пределами), площадь размывов больше на 38% (9,8 в криолитозоне и 7,1 тыс.м²/год за ее пределами), отступание берега на 42% (0,68 м/год в криолитозоне и 0,48 м/год за ее пределами). Для больших рек (1000-5000 м³/с) статистическое различие наблюдается только для линейного отступания берегов: в криолитозоне больше на 60% (0,92 м/год против 0,58 м/год), хотя наблюдаются и статистически незначимые различия как по массам наносов поступающих в результате русловых деформаций (210 тыс. т/год против 225 тыс. т/год), так и по площадям размывов (18,5 тыс. м²/год против 20,1 тыс. м²/год). Для самых крупных рек (>5 000 м³/с) в криолитозоне масса наносов поступающих в результате русловых деформаций выше на 50% (1 250 тыс. т/год против 830 тыс. т/год), площадь размывов выше на 55% (95 тыс. м²/год против 61 тыс. м²/год, $p=0,001$), для скорости отступания берега значимые различия не выявлены, но стоит отметить что количество речных участков с расходами воды более 5 000 м³/с расположенных в криолитозоне критически мало (7 штук против 588 участков в криолитозоне).

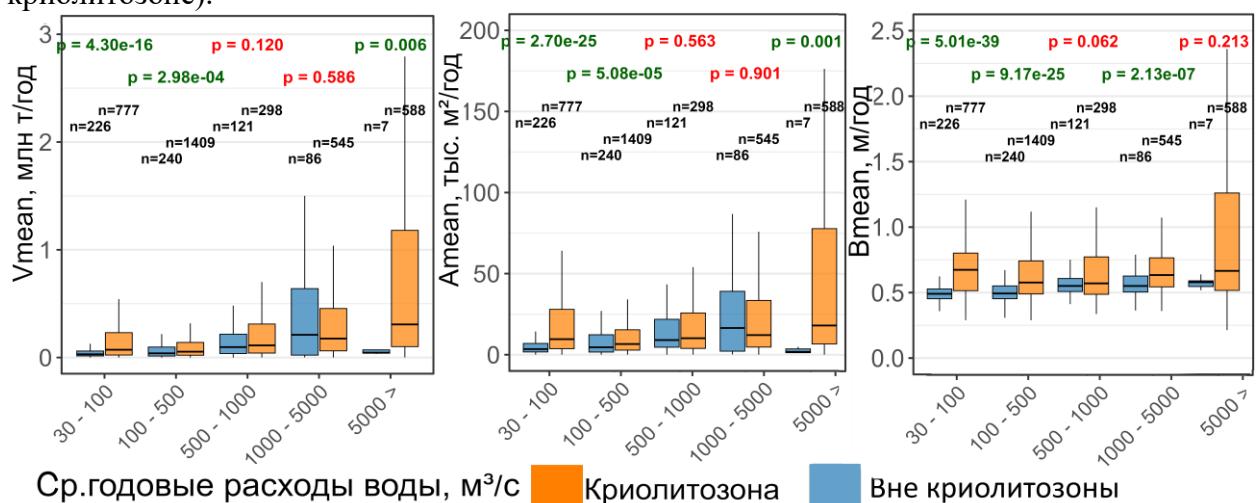


Рисунок 6.8 Диаграмма размаха для параметров русловой эрозии: совместное влияние расходов воды и мерзлотных условий

Прим. n – количество 10-км участков русла, p – p -value критерия Манна-Уитни, значимость различий между характеристиками русловых деформаций в криолитозоне и за ее пределами: зеленый – значимые различия, p -value $< 0,05$. красный – незначимые различия; метрики на диаграммах размаха аналогичны Рис.6.2

6.2 Влияние мерзлоты на режим русловых деформаций в пределах крупных речных систем (на примере среднего и нижнего течения р. Лена)

Рассмотренные закономерности влияния мерзлоты на русловую эрозию проявляются на русловом уровне, по длине крупных рек. Ярким примером служит среднее и нижнее течение р. Лена. Этот регион характеризуется, в основном, свободными условиями русловых деформаций, песчаными аллювиальными отложениями и широкопойменным руслом с макроперекатными участками. Масштабные русловые разветвления «разбои» и активное перераспределение наносов здесь напрямую коррелируют с выявленными ранее тенденциями: высокая льдистость грунтов усиливает термические процессы, а значительные расходы воды активизируют механический размыв берегов и перенос материала. При этом специфика геологических условий, низкие уклоны, значительное промерзание русла, песчаные аллювиальные отложения создают условия для формирования динамичных перекатов (Таблица 6.1).

От пос. Малыкан до с. Синск, 1500 – 1900 км от устья, р. Лена имеет, в целом, врезанное русло с разветвлёнными, морфологически сравнительно простыми протоками и низкими значениями массы наносов, поступающих в результате русловых деформаций в 2,2 – 9,2 млн. т/год. В районе г. Покровск русло меняет свой характер. Ниже Лено-Алданского плато река выходит на окраину Центрально-Якутской низменности, и уже здесь её русло расширяется, обретает широкую пойму и сложную, разветленную структуру. С увеличением расхода воды от впадения в Лену крупных притоков Алдана и Вилюя значение масс наносов, поступающих в результате русловой эрозии, планомерно растет с 21,7 млн. т/год до 42,8 млн. т/год. Максимальные значения V_{mean} принадлежат к системе разветвлений Сахам-Медвежий-Березовый (68,5 млн. т/год). На данном участке параллельно-рукавного разветвления русла расположен наиболее протяжённый и сложный участок разветвления для р. Лена [Чалов, Кирик, 2015b]. Этот участок реки состоит из группы узких, вытянутых по течению разного размера островов, испытывающих интенсивное движение. Их разделяют широкие и довольно полноводные поперечные

протоки, которые обеспечивают обмен водой между правым и левым рукавами реки, которые также являются достаточно неустойчивыми. Следующими по объему русловых деформаций являются Жиганский и Картылабытский узлы разветвлений, расположенные на 200 и 100 км ниже Сахама, где значения масс наносов, поступающих в русло в результате русловых деформаций, составляет 42,6 млн. т/год и 48,7 млн. т/год соответственно. На данных участках отмечается более устойчивое положение главного рукава, причем Жиганский узел скорее представляет из себя последовательность нескольких односторонних разветвлений, но Картылабытский разбоя более сходен с Сахамом и также представляет собой параллельно-рукавное разветвление. Далее ниже Жиганского узла происходит постепенное снижение темпов русловых деформаций сужением долины реки, значение масс наносов, поступающих в результате русловых деформаций, снижается с 45,6 млн.т/год до 2,3 млн.т/год. Локальным минимумом здесь является участок врезанного русла в нижнем течении р. Лена, так называемая, «Ленская труба».

Анализ представленных данных (Таблица 6.1) позволяет сделать вывод о сложной взаимосвязи факторов, влияющих на русловые процессы. Хотя расход воды, несомненно, играет значительную роль в динамике русла, что подтверждается заметной корреляцией ($r = 0.47$) между его величиной и массой поступающих наносов в результате деформаций, выявленная для 100-км участков среднего и нижнего течения р. Лена линейная зависимость подтверждает, что расход воды не является единственным или даже основным определяющим элементом. Значительный разброс значений массы поступающих наносов в результате русловых деформаций при схожих или даже практически идентичных расходах воды необъясним с позиций исключительно фактора водности. Ярким примером служат вариации V_{mean} для значения расхода 7220 m^3/s : на разных 100-км участках русла, имеющих данное значение расхода воды, величина массы наносов варьируется от 2,2 млн. т/год до 9,2 млн. т/год, то есть более чем в 4,2 раза. Ключевое влияние на морфологию русла оказывает геологическое строение территории, что предопределяет общий характер речной долины, её сужение и расширение, обуславливая чередование врезанных и широкопойменных участков. Все участки расположены в зоне сплошного залегания многолетнемерзлых пород, тем не менее рассмотрение изменения русловых деформаций по длине реки в данном масштабе не позволяет определить влияние многолетнемерзлых пород на характеристики русловой эрозии.

Таблица 6.1 Русловая эрозия по характерным участкам р. Лены

Расстояние от устья, км	Vmean, млн.т/год на 100 км русла	Ср. годовой расход воды, м ³ /с	Характерные перекатные участки		Тип русла*
1800-1900	2,2	7219	пос. Малыкан		врезанное
1700-1800	9,2	7220			врезанное
1600-1700	6,3	7220	Нац. парк. Ленские столбы		врезанное
1500-1600	21,7	7288	Покровский разбой	Татаринский перекат	широкопойменное
1400-1500	9,7	7292	Якутский разбой	перекат Рассолода	широкопойменное
1300-1400	24,9	7317		Арбынский	широкопойменное
1200-1300	32	12663	впадение Алдана	перекат Усть-Алданский	широкопойменное
1100-1200	42,8	12733	Белогорская система, пос. Сангар	пер. Белянка	широкопойменное
1000-1100	36,4	14524	Впадение Вилюя	Монастырский, Черпальский	широкопойменное
900-1000	68,5	14724	Сахам-Медвежий - Березовый		широкопойменное
800-900	48,7	14813	Картылабытский разбой	Отон-Арыы,	широкопойменное
700-800	42,6	14898	пос. Жиганск	Жиганский узел	широкопойменное
600-700	45,6	15077	пос. Костатым	перекат Костатым	широкопойменное
500-600	58,5	15237	пос. Джардjan		широкопойменное
400-500	23,2	15237	пос. Сетках		широкопойменное
300-400	19	15545	Пос. Кюсюр		широкопойменное
200-300	2,3	15592			врезанное
100-200	2,3	15701	Ленская труба		врезанное

Прим. * по картографическим материалам «Русловые процессы на реках СССР», 1989

Более четко влияние многолетнемерзлых пород на горизонтальные русловые деформации проявляется при рассмотрении динамики речных островов. Острова представляют собой морфологически однородные участки русла, динамика которых играет существенную роль в плановых переформированиях. На примере среднего течения реки Лена (Якутский узел разветвлений – перекат Усть-Алданский, протяженностью около 250 км) была проанализирована интенсивность эрозии островов в зависимости от их возраста и, как следствие, степени промерзания. На этом относительно бесприточном участке среднегодовой расход воды составляет около 7300 м³/с. Все острова разделены на 2 группы: старые острова, существовавшие до 1965 г. и содержащие многолетнемерзлые породы в основании, далее «мерзлотные»; и молодые острова, образовавшиеся после 1993 г. и

промерзающие лишь сезонно, далее «немерзлотные». Молодые острова, которые образуются в русле из осередков не имеют в основании вечной мерзлоты, но по мере их закрепления в островах начинают образовываться ядра вечной мерзлоты [Беркович, 1972; Тананаев, 2007; Чистяков, 1964]. Эта классификация, верифицируемая данными бурения и температурного мониторинга [Dupeyrat et al., 2011; Konstantinov et al., 2011], позволяет изолировать влияние фактора ММП на фоне схожих гидравлических условий русла.

Для анализа русловых деформаций дополнительно были использованы материалы архивных снимков Keyhole за 1965 г., а также данные Landsat (1993 – 2021 гг.), которые были дешифрированы на предмет отступания берегов при помощи ресурса GSWE [Pekel et al., 2016] (Рисунок 6.9). Подробнее с методикой оценки характеристик русловых деформаций можно ознакомится в разделе 3.4.

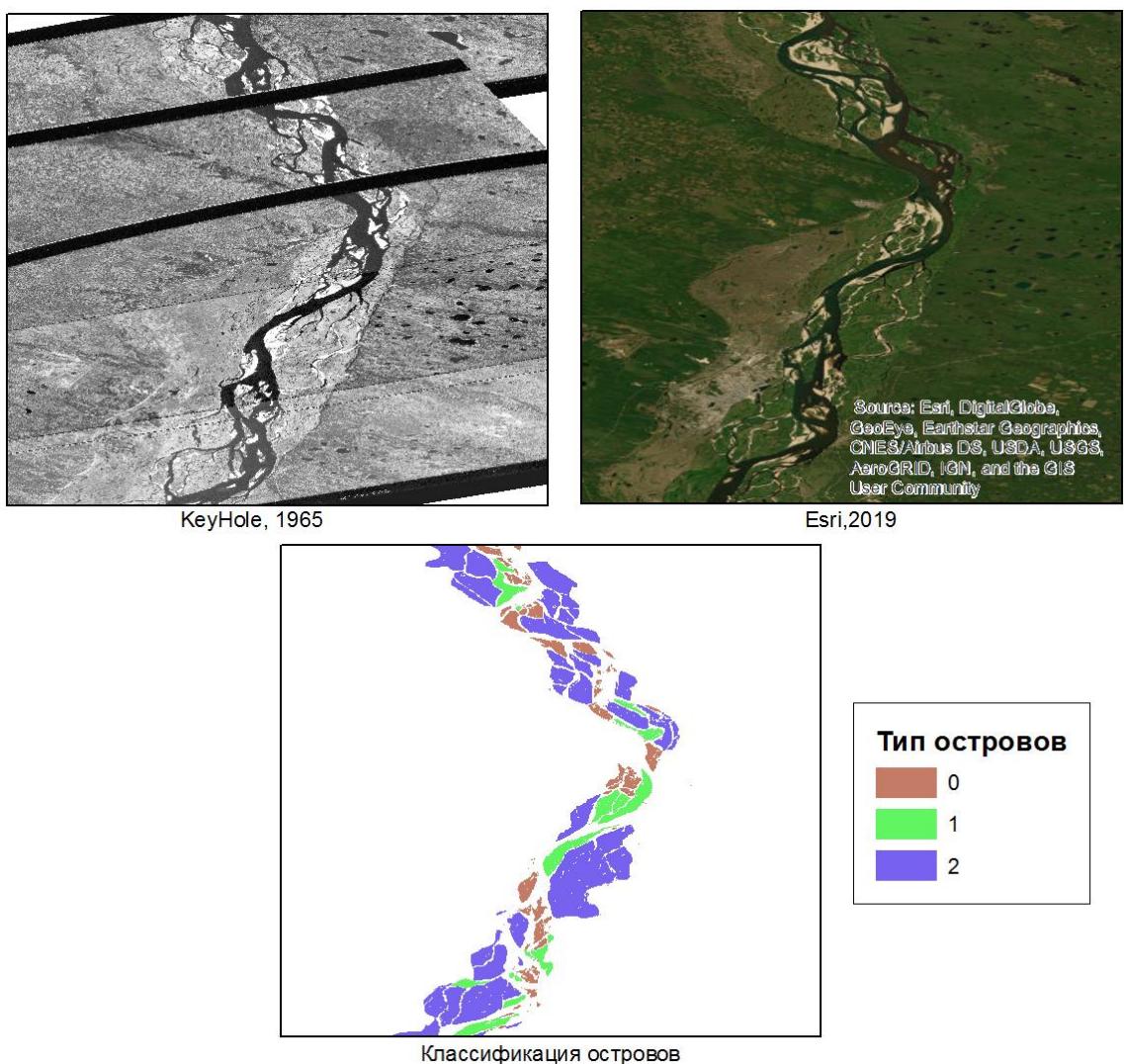


Рисунок 6.9 Пример обработки данных дистанционного зондирования для определения возраста острова

Прим. 0 – немерзлотные острова, сформировавшиеся после 1993 г., 1 – промежуточный вариант: острова, имеющие ядро, сформировавшееся до 1965 г., но значительно

трансформированные в последующее время; 2 – мерзлотные, острова, сформировавшиеся до 1965 г.,

Всего на исследуемом участке было выделено 209 островов, чья площадь варьируется от 0.7 до 61 км². Среди исследуемых островов 45 являются немерзлотными (категория 0), 69 являются мерзлотными (категория 2), 95 островов образовались в результате слияния нескольких старых островов с значительной аккумуляцией во второй половине XX века (категория 1) (Рисунок 6.10). На долю размыва островов на данных участках приходится в среднем, 85 % всей массы наносов, поступающих в поток в результате русловой эрозии. Для исследования влияния многолетнемерзлых пород на эрозию русла были проанализированы характеристики русловых размывов по 114 островам в русле Лены, для которых получилось четко выявить возраст острова (категории 0 и 2), а соответственно и определить наличие мерзлотного ядра в основании острова. Для минимизации прочих различий острова были сгруппированы по размерам на три примерно равные по количеству категории: малые (менее 2 км²; всего 49 островов, из которых 25 немерзлотных и 24 мерзлотных), средние (2–8 км²; 46 островов, включая 20 немерзлотных и 26 мерзлотных) и крупные (более 8 км²; 19 островов, все мерзлотные) (Рисунок 6.10).

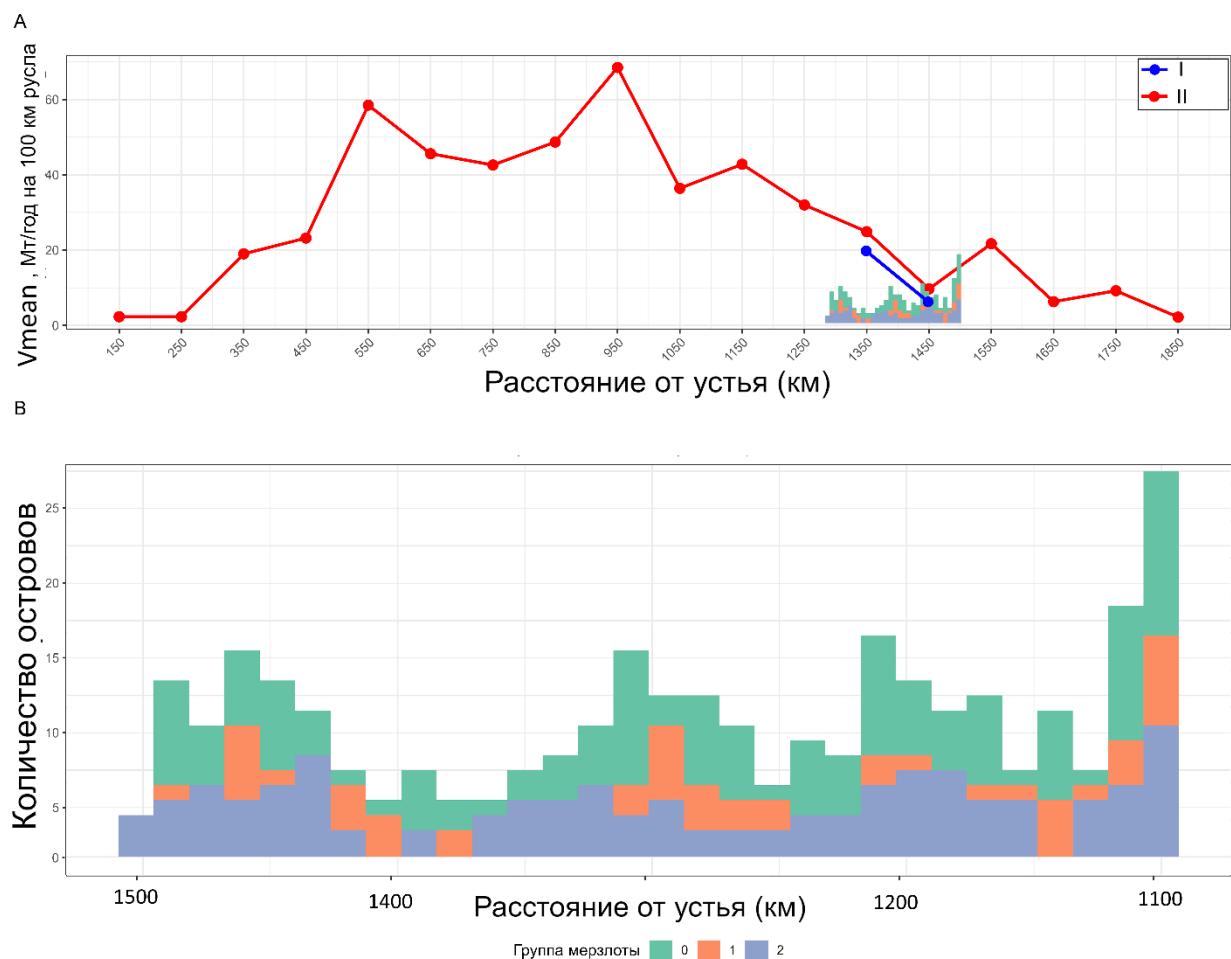


Рисунок 6.10 Характеристики объектов исследования

Прим. A – Распределение массы поступающих наносов в результате русловых деформаций, I – совместно коренного берега и островов, II – только островов;
B – Распределение количества островов по течению на исследуемом участке Якутский узел – Усть-Алданский перекат. Острова разделены на 3 группы мерзлоты аналогично Рис. 6.10

В качестве показателей для сравнения использовались среднегодовая площадь размыва острова A_{mean} ($\text{м}^2/\text{год}$) и масса поступающих наносов в результате русловых деформаций V_{mean} (т/год). По данным характеристикам была построена диаграмма размаха (Рисунок 6.11), где каждая точка, из 114, используемых для построения графика, определяет суммарное значение характеристики размыва для конкретного острова. Для выявления статистически значимых различий характеристик русловых размывов между мерзлотными и немерзлотными островами применялся непараметрический критерий Манна–Уитни для проверки статистических гипотез о наличии значимых различий в распределении значений. Статистически значимыми различия принимались при достижении уровня значимости $p\text{-value} < 0,05$.

Анализ размывов островов среднего течения Лены на период с 1993 по 2021 показал, что мерзлотные острова демонстрируют более высокую интенсивность русловой эрозии по сравнению с немерзлотными. На малых островах площадью менее 2 км^2 масса наносов, поступающих в результате русловых деформаций мерзлотных островов в среднем составила около 74 тыс. тонн в год, тогда как у немерзлотных — около 38 тыс. тонн в год, что соответствует разнице в 95%; различие статистически значимо по критерию Манна–Уитни ($p\text{-value} = 0,027$). Площадь размыва также была выше у мерзлотных островов — около 7,8 тыс. м^2 в год против 5,1 тыс. м^2 , на 53%, однако статистической значимости это различие не достигло ($p\text{-value} = 0,136$). На островах среднего размера площадью (2–8 км^2) также зафиксированы статистически значимые различия по массе поступающих наносов в результате русловых деформаций: размыв мерзлотных островов давал в среднем 200 тыс. тонн в год для каждого острова, для немерзлотных — 181 тыс. тонн, т.е. на 11% больше. Разница в площади размыва составляла около 20 тыс. м^2 у мерзлотных и 14,5 тыс. м^2 у немерзлотных, т.е. на 39% больше, но она статистически незначима ($p\text{-value} = 0,086$). Для крупных островов площадью более 8 км^2 сравнение по мерзлотности невозможно, так как в данной размерной группе не было найдено ни одного немерзлотного острова. Для данной категории островов значения характеристик русловой эрозии максимально, средняя площадь размыва составила около 31 тыс. м^2 в год, а масса поступающих наносов в

результате русловых деформаций — около 460 тыс. тонн в год, что делает большие мерзлотные острова основными поставщиками наносов в среднем течении р. Лена.

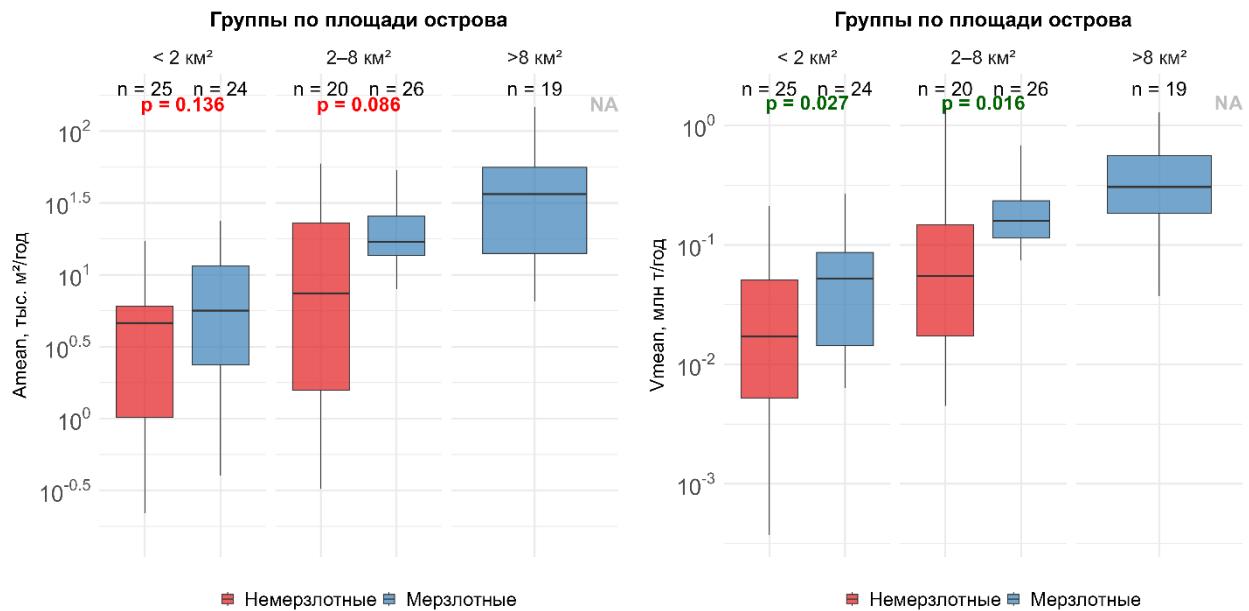


Рисунок 6.11 Диаграмма размаха: эрозия островов р. Лена на участке г. Якутск – пер. Сахам
Прим. Обозначения на графике аналогичны Рис. 6.8

Сотрудниками ИМЗ СО РАН им. Мельникова совместно с коллегами из Парижского университета Сорбонны Э. Гаутье и Ф. Костарда на примере среднего течения р. Лена в исследовании [Gautier et al., 2021] было показано, что для разветвленных русел увеличение теплового стока приводит к росту скорости движения островов. Это выражается в увеличении их количества, уменьшении среднего размера и вытягивании формы в плане. Так, в пределах Якутского узла разветвлений количество островов с 1967 по 2017 гг. увеличилось с 101 до 154 (+52%), при этом площадь русла, занимаемая островами, сократилась на 4,1%.

В работе [Geyman et al., 2024] для изучения влияния мерзлоты на русловые деформации был исследован участок р. Коюкук в центральной Аляске длиной около 450 км. Эта река, меандрируя, протекает через зону прерывистой мерзлоты. Это позволило сравнить темпы размыва берегов, сложенных многолетнемерзлыми и талыми породами в одинаковых гидродинамических условиях. Авторы использовали метод высокоточной обработки снимков PlanetScope, что позволило фиксировать смещения береговой линии на субсезонных интервалах. Установлено, что при одинаковой кривизне русла талые берега мигрировали в среднем на 91% быстрее, чем мерзлые, а наличие мерзлоты снижало среднюю скорость эрозии на 47%.

Полученные в диссертационном исследовании результаты по среднему течению р. Лена объясняются тем, что в половодье, особенно при образовании ледовых заторов, происходит значительное повышение уровня воды без пропорционального роста скорости течения. Это приводит к частичному затоплению молодых, ещё формирующихся низких островов. Старые мерзлые острова при этом остаются над уровнем воды, но подвергаются интенсивным процессам термоэрозии и термоабразии. На спаде половодья и при дождевых паводках начинается механическая эрозия уже оттаявших участков низких пойменных уровней. Анализ данных средних высот островов по ЦМР ArcticDEM действительно подтверждает, что высота мерзлотных островов в среднем на 25,1% выше (5,8 м/год) по сравнению с немерзлотными (4,7 м/год).

Дополнительным подтверждением выявленных механизмов служат наблюдения образовавшихся береговых клифов в зоне мерзлотных берегов. При термоабразии формируется крутой уступ, который в результате прогрева и подтаивания основания оседает блоками, создавая обвальные валы у подножия. В талых берегах, напротив, размыв идёт в виде пологого обрушения и выноса материала потоком (Рисунок 6.12).

Таким образом, полученные результаты согласуются с выводами [Geyman et al., 2024] о более высокой устойчивости мерзлых берегов к механическому воздействию, но большей уязвимости к термическим процессам, что уже согласуется со взглядом изложенным в статье [Gautier et al., 2021].

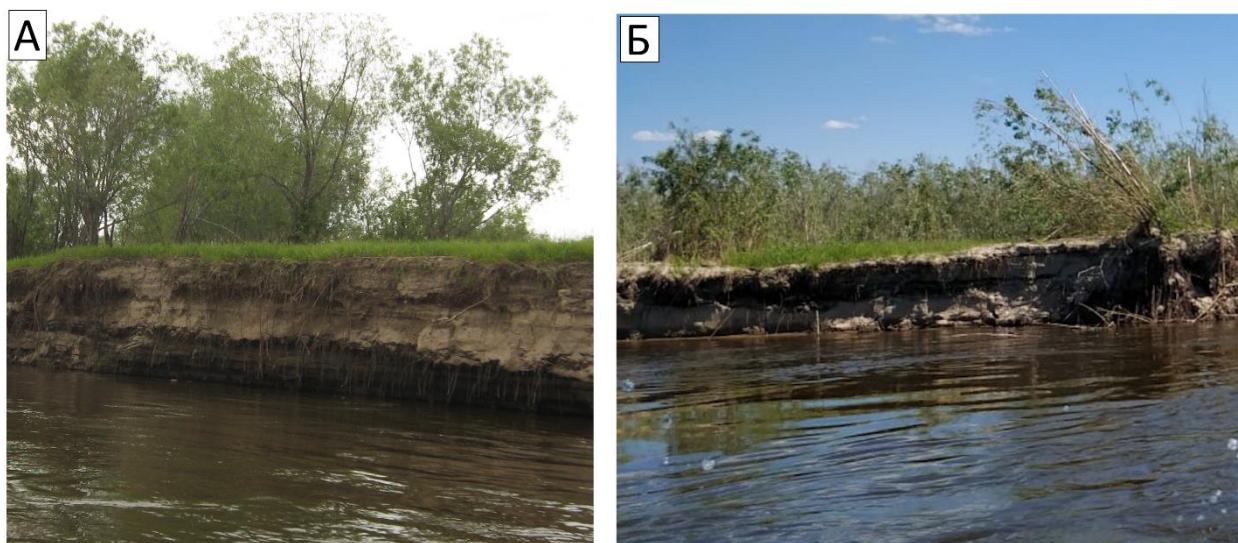


Рисунок 6.12 Пример размыва мерзлотного (А) и немерзлотного берега (Б)

Прим. А – Образование термоэрзационной ниши для размываемого берега мерзлотного острова, ср. течение р. Лена, автор фото В.В. Сурков, авг. 2016 г.

Б – Механический размыв берега немерзлотного острова, ср. течение р. Лена, июль 2020 г.

6.3. Анализ влияния обнажений ледового комплекса на динамику русла и сток наносов (на примере урочища Дуванный Яр, нижнее течение р. Колыма)

Для обнажений ледового комплекса зачастую характерны высокие темпы отступания берега. По данным наблюдений [Fuchs et al., 2020] в период с 1965 по 2018 гг. обнажения ледового комплекса на о. Собо-Сисе (дельта р. Лена) имели среднюю скорость отступания 12,8 м/год, при региональном значении в 6 м/год. На р. Индигирка в районе п. Чокурдах средние скорости размыва берегов, подверженных комплексной деструкции, составили до 8,5 м/год [Шур и др., 1978], а для р. Юкон на участке с широким распространением термоэррозионных ниш скорость отступания берегов составляет до 10,3 м/год [Ashton, Bredthauer, 1986].

По базе данных отложений ледовых комплексов, составленной на основе дешифрирования космических снимков и обобщения литературных источников [Strauss et al., 2021], автором диссертационной работы был проведён анализ пространственного распределения участков русловых размывов, приуроченных к обнажениям отложений ледового комплекса, в пределах исследуемых участков рек. По результатам анализа было установлено, что для четырёх крупных бассейнов (Обь, Енисей, Лена, Колыма) такие обнажения встречаются на совокупной протяжённости около 510 км линий русловых деформаций, что составляет примерно 0,7% от общей длины исследованных русловых участков (Рисунок 6.13). При этом для бассейна Оби обнажения ледовых комплексов фиксируются менее чем на 0,1% протяжённости русловых размывов, для Енисея — на 0,35%, для Лены — на 1%, и для Колымы — на 1,7%. Опираясь на методику расчета, изложенную в Разделе 3.4.1, относительная масса поступающих наносов, связанных с эрозией отложений ледового комплекса, составляет 0,18% для Енисея, 0,23% для Лены и 0,49% для Колымы от всей массы наносов, поступающей в результате русловых деформаций.

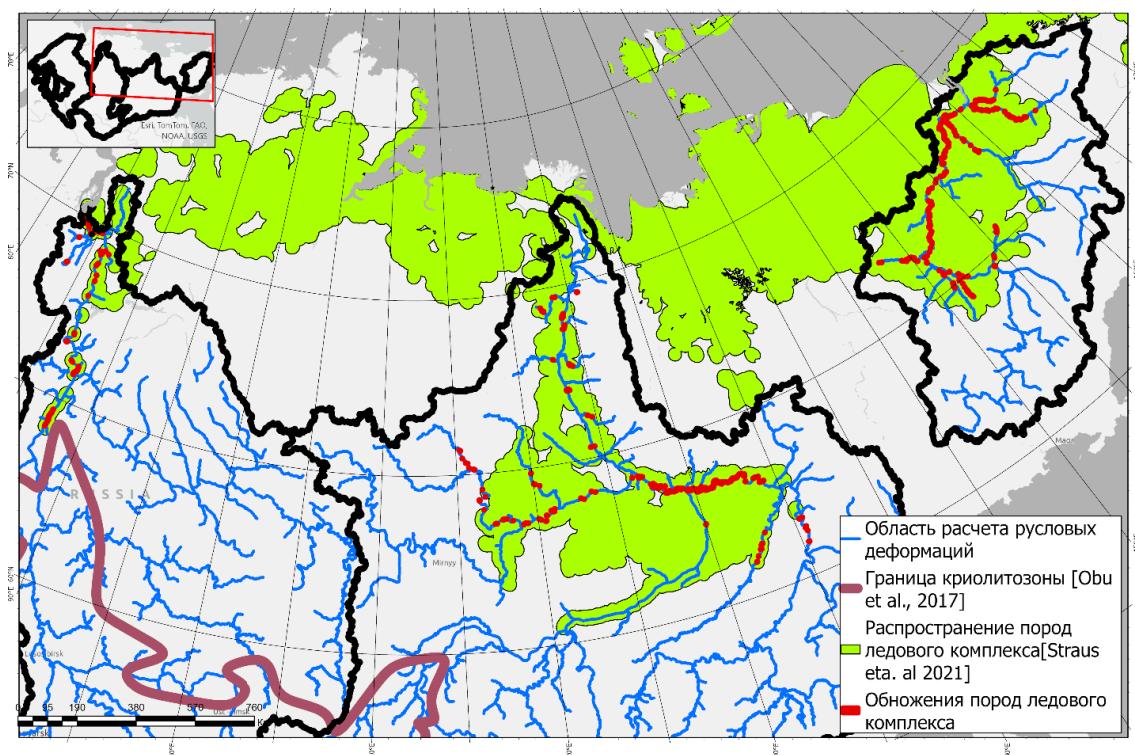


Рисунок 6.13 Обнажения ледовых комплексов

Для иллюстрации значимости высокольдистых береговых отложений в контексте формирования стока наносов для 400 км нижнего течения р. Колыма была выполнена детальная оценка горизонтальных русловых деформаций (Рисунок 6.14). Нижнее течение Колымы характеризуется широкой поймой в зоне сплошного залегания многолетнемерзлых пород, имеет меандрирующий характер, ниже г. Черский происходит разделение русла на 2 сопоставимых по водности рукава. Для дальнейшего анализа русло было разделено на девятнадцать морфологически-однородных участков, причём участок № 0 представлял собой устьевую область Колымы, начинающуюся ниже г. Черский. На участках 1, 6b, 6d, 7, 12, 14-17, 19 повсеместно наблюдаются обнажения отложений ледового комплекса. В свою очередь русло реки Колымы на этих участках может быть прямым (участки 1, 5, 6, 9, 12, 14), меандрирующим (участки 7, 8, 10, 11, 17, 18) или разветвленным (участки 2, 4, 15), а также может представлять собой разветвление на месте прорыва излучины (участки 13, 16). Слияние Колымы с ее крупнейшим притоком, Омолоном, наблюдается на участке 7, а слияние Колымы с ее вторым по величине притоком, Большим Анюем на участке 3.

Площади размыва были рассчитаны по спутниковым данным американских стратегических разведывательных спутников Key Hole-CORONA, и данными Landsat за 2000 и 2021 гг., что позволило составить 3 референсных периода 1959-1980, 1981-2000, 2001-2021 гг. Все проанализированные снимки были сделаны во время половодья (июнь-июль), оцифровка границ русла по бровкам позволила избежать критических различий в

изменении водности, затоплении долины. Значения высоты берега для данного участка было рассчитано по ЦМР Arctic DEM [Porter et al., 2023], глубина реки по уравнению Шези по БД HydroAtlas [Linke et al., 2019] и GRWL [Langhorst, Pavelsky, 2023], значение плотности русловых отложений было взято по литературным источникам, для нижней Колымы характерно наличие песчаных отложений с плотностью около $1500 \text{ кг}/\text{м}^3$ и отложений ледового комплекса содержанием наносов $300 \text{ кг}/\text{м}^3$. Более подробно методика расчета объемов русловой эрозии описана в Разделе 3.4.1.

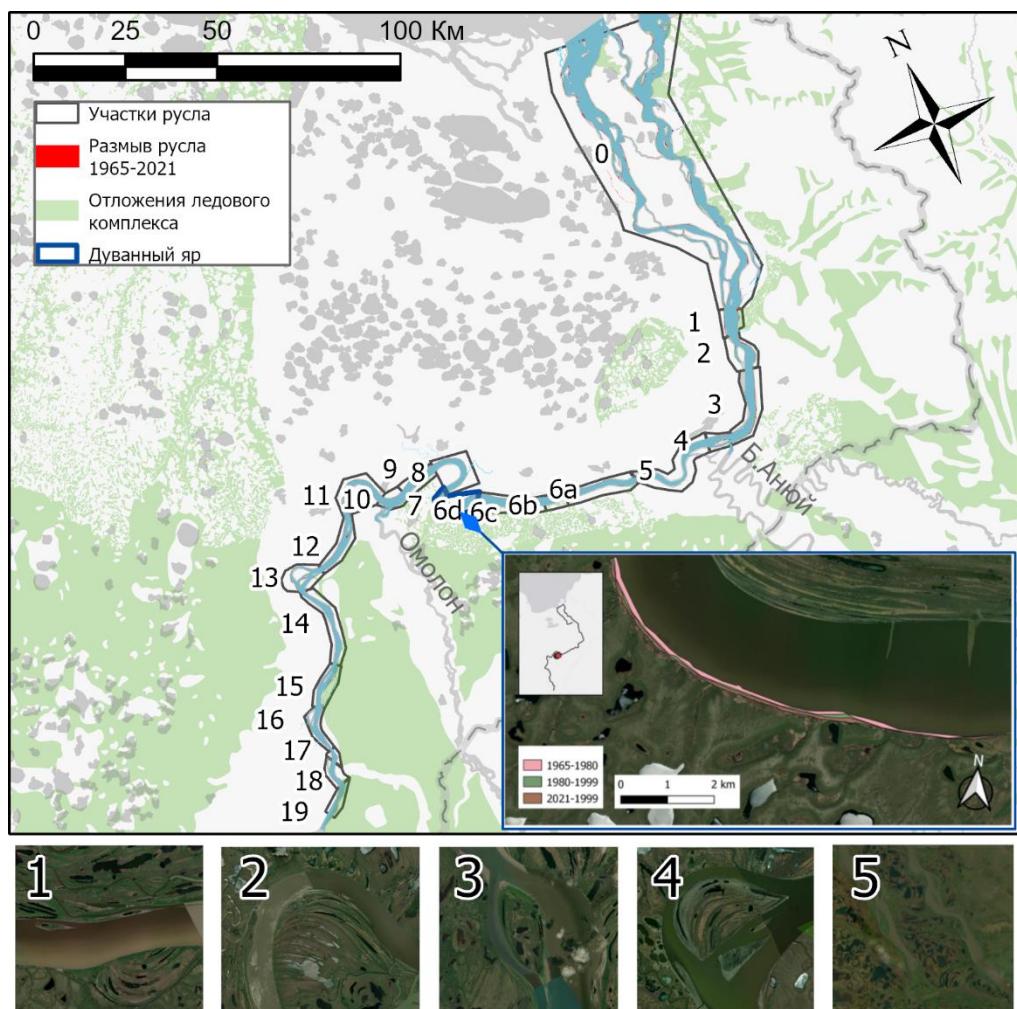


Рисунок 6.14 Участки русла, выделенные для детальных расчётов русловых деформаций.

Прим. 1 – Прямолинейное русло, 2 – Меандрирующее русло, 3 – Одиночное разветвление, 4 – Разветвление русла на месте прорванной излучины, 5 – Параллельно-рукавное русло

На основании проведенных расчетов было установлено, что за период 1965-2021 гг., суммарно, масса наносов поступивших в результате русловых деформаций для речной части нижнего течения Колымы (участки №№ 1-19) составила 5,1 млн. т/год; для дельты (№ 0) это значение оценивается в 13,3 млн./год; поступление наносов за счет отступания берега в 1965-2021 гг. для участков 1-19 в пересчете на 1 км составляет 0,026 млн. т / год

/км, а для эстуарного участка — 0,2 млн. т / год /км. Другими словами, на эстуарном участке происходит в 10 раз более интенсивный размыв по сравнению с речным участком. Увеличение интенсивности русловых процессов для эстуарного участка (№ 0) объясняется широким распространением отложений ледового комплекса, большими значениями расходов воды, а также эстуарной динамикой потоков воды и наносов, влиянием штормовых нагонов и приливов, которые дополнительно усиливают механическую эрозию (Рисунок 6.15).

Для сравнения характеристик отступания берегов, содержащих обнажения ледового комплекса, было проведено детальное сравнение участков 7 и 8. Выбор именно этих участков обусловлен необходимостью оценить влияние льдистости отложений изолированно от гидравлических факторов. Эти участки представляют собой излучины и, согласно базе данных HYDROAtlas [Linke et al., 2019], имеют идентичные среднегодовые расходы воды в $3180 \text{ м}^3/\text{с}$. Анализ показал, что на излучине, содержащей обнажения ледового комплекса (урочище Дуванный яр, участок № 7), была рассчитана в 5,5 раз большая величина объемов русловых деформаций W_{mean} ($0,099 \times 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{год}^{-1} \cdot \text{км}^{-1}$) по сравнению с излучиной, не подверженной влиянию высокольдистых отложений ($0,018 \times 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{год}^{-1} \cdot \text{км}^{-1}$) (участок № 8). В то же время, из-за высокого содержания льда поступление наносов в результате русловых деформаций V_{mean} на 29% ниже: 0,021 млн. т/год/км для излучины Дуванного яра и 0,027 млн. т/год/км для излучины №8.

В результате выполненных расчетов также было выяснено, что темпы эрозии русла значительно возросли в XXI веке по сравнению с условиями XX века. Так, значение V_{mean} для дельты (№0) участка в 1965-1980 гг. составляло 14,8 млн. т/год, а в 2001-2021 гг. это значение достигло 39,7 млн. т/год, что представляет собой увеличение на 168%. На речном участке Колымы (№№ 1-19) отступания берегов привели к поступлению 5,2 млн. т/год наносов в период с 1965 по 1980 гг. и 9,6 млн. т/год в период с 2000 по 2021 гг., что представляет собой увеличение на 85% (рис. 5.12). Для Дуванного яра среднее значение V_{mean} за период 1965-1980 гг. составляло 0,015 млн. т/год, а в 2001-2021 гг. это значение оценивается в 0,029 млн. т/год, что представляет собой почти двукратное увеличение, или на 93%. Масса наносов поступивших в результате русловых деформаций на ключевом участке Дуванный яр (№7) составляет примерно 4,6% от всей массы наносов поступивших в результате русловых деформаций для всего речного участка (№№ 1-19) нижнего течения р. Колыма с 1965 по 1980 гг., и 4,8% в период с 2001 по 2021 гг.

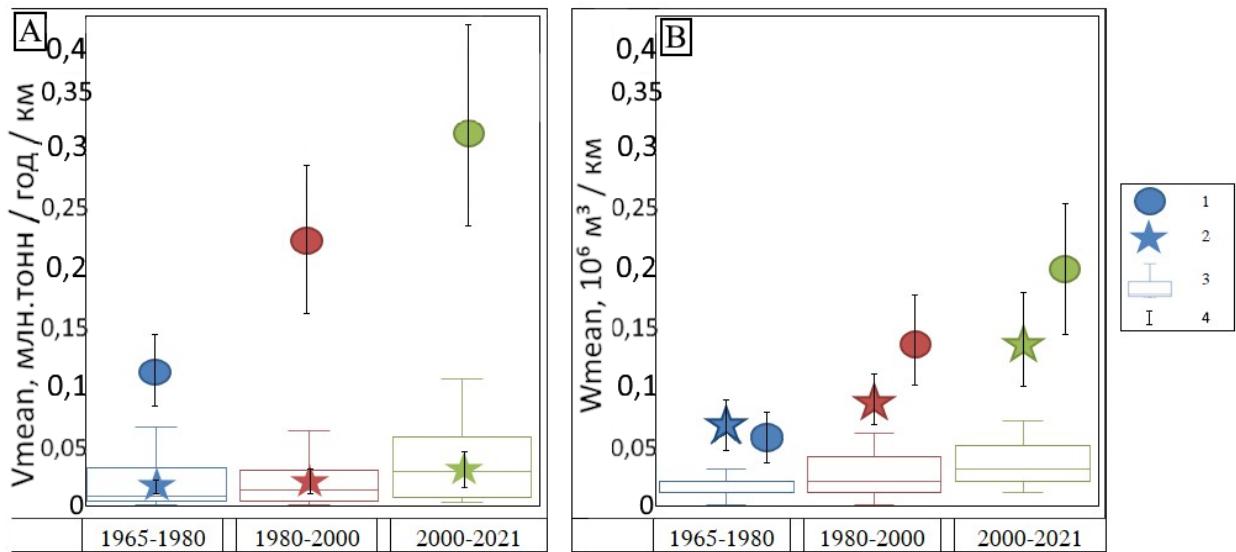


Рисунок 6.15 Характеристика русловых размывов 1965-2021 гг.

Прим. V_{mean} – масса наносов поступивших в результате русловых деформаций на 1 км русла, млн.т/год/км, W_{mean} – объем русловых формаций, $10^6 \text{ м}^3 / \text{км}$, 1 – эстуарный участок (№0), 2 – Дуванский яр (№7), диаграмма размаха (для всех остальных участков кроме 0 и 7), 4 – доверительные интервалы (границы квантилей 2,5% и 97,5%).

Содержание диаграммы размаха аналогично Рис. 6.1, каждая диаграмма размаха построена на основании 18 точек, данных по русловым участкам (Рисунок 6.13)

На основании произведенных расчетов можно сделать следующий вывод: наличие высокольдистых отложений, представленных на нижней Колыме отложениями ледового комплекса, значительно усиливают эрозию берегов (для аналогичных гидравлических условий в 5,5 раз), но из-за высокого содержания льда поступление наносов в реку снижается не пропорционально объему размывов, другими словами ставший лёд не вносит существенного вклада в твёрдый сток. Кроме того, за последние десятилетия наблюдается резкое увеличение темпов русловой эрозии на нижней Колыме. Так, суммарная эрозия нижней Колымы с середины XX века выросла на 168% (с 14.8 млн.т/год в 1965–1980 гг. до 39.7 млн.т/год в 2001–2021 гг.), что связано как с активизацией разрушения льдистых берегов под действием термических процессов, так и с увеличением расходов воды.

Умеренное увеличение водного стока Колымы, зафиксированное на гидрологическом посту Колымское, расположенного в 40 км выше по течению от урочища Дуванский яр, вероятно не может полностью объяснить данный феномен роста характеристик русловых деформаций. Согласно данным [Магрицкий, Фролова, Василенко, 2025], среднегодовой расход воды за период 2001–2021 гг. вырос лишь на 9.3% по сравнению с 1936–1988 гг., причем тренд статистически незначим, а для периодов,

совпадающих с анализом русловых деформаций, рост ещё скромнее: Средний расход в 1965–1980 гг. $\sim 3\,250\text{ м}^3/\text{с}$, в 2001–2021 гг. $\sim 3\,470\text{ м}^3/\text{с}$ (увеличение на $\sim 7\%$).

В тоже время увеличение характеристик русловой эрозии тесно связано с наблюдаемым значительным повышением температуры воздуха в регионе. Данные метеостанции в пос. Черский, расположенной в непосредственной близости от изучаемого участка, менее 100 км, демонстрируют отчетливую тенденцию к потеплению: средняя температура за период 1979–1989 гг. составляла -11.9°C , тогда как за период 2015–2024 гг. она повысилась до -9.0°C (рост на 24%). Особенно заметным потепление стало в последние два десятилетия: годы с экстремально высокими среднегодовыми температурами (например, 2007 г. и 2017 г. – оба -7.8°C , 2020 г. – -8.0°C , 2016 г. – -8.1°C) стали встречаться значительно чаще. Повышенные значения температуры воздуха (и, как следствие, температуры грунтов и воды) резко увеличивают скорость термоденудации и термоабразии высокольдистых пород ледового комплекса, делая берега крайне уязвимыми даже при умеренных воздействиях потока.

Данная ситуация не является уникальной для нижней Колымы и хорошо согласуется с наблюдениями в других арктических регионах, где располагаются обнажения ледовых комплексов, в частности, в дельте реки Лены [Fuchs et al., 2020]. Исследования обнажения ледового комплекса на о. Собо-Сисе в восточной части дельты р.Лены выявили исключительно высокие темпы отступания берегов. Средняя за период 1965–2018 гг. скорость отступания берега составила 9,1 м/год, при этом локальные и временные пики достигали 22,3 м/год. Ключевым выводом работы является выраженная тенденция к ускорению эрозии в последние десятилетия: если в период 1965–1975 гг. средняя скорость составляла 4,8 м/год, то в период 2015–2018 гг. она возросла до 15,7 м/год. Авторы напрямую связывают это ускорение с потеплением климата. Так, на метеостанции, расположенной в центральной части дельты, на о. Самойлов за период 2006–2017 гг. было зафиксировано то, что на глубине нулевой годовой амплитуды (20,75 м) температура повысилась на $+1,3^\circ\text{C}$ (с $-9,1^\circ\text{C}$ до $-7,7^\circ\text{C}$), а на глубине 2,75 м потепление достигло $+5,7^\circ\text{C}$ [Boike et al., 2019].

Таким образом, сходство наблюдаемых процессов в схожих мерзлотных условиях подчеркивает ведущую роль климатического фактора в резкой интенсификации эрозионных процессов в Арктике. В обоих случаях сочетание высокольдистых отложений, термического воздействия повышающихся температур воздуха и воды создает условия для чрезвычайно быстрого разрушения берегов.

Глава 7. Баланс наносов рек криолитозоны

7.1 Соотношение бассейновой и русловой составляющей стока наносов для рек криолитозоны различного размера

В целях исследования закономерности процесса формирования стока наносов для 35 водосборов гидрологических постов, чье описание приведено в разделе 4.3, помимо моделирования стока наносов была проведена оценка того, какую роль отдельные процессы занимают в общем балансе наносов. Так как водосборы имеют разительно отличающиеся друг от друга размеры, для анализа все водосборы в соответствии с ГОСТ 19179 были разделены на 3 группы: на средние (<50 тыс. км^2), большие ($50-1000$ тыс. км^2) и крупнейшие (>1 млн. км^2). На рисунке 7.1 изображены круговые диаграммы для каждого водосбора, на которых показаны доли каждого процесса в общем стоке наносов.

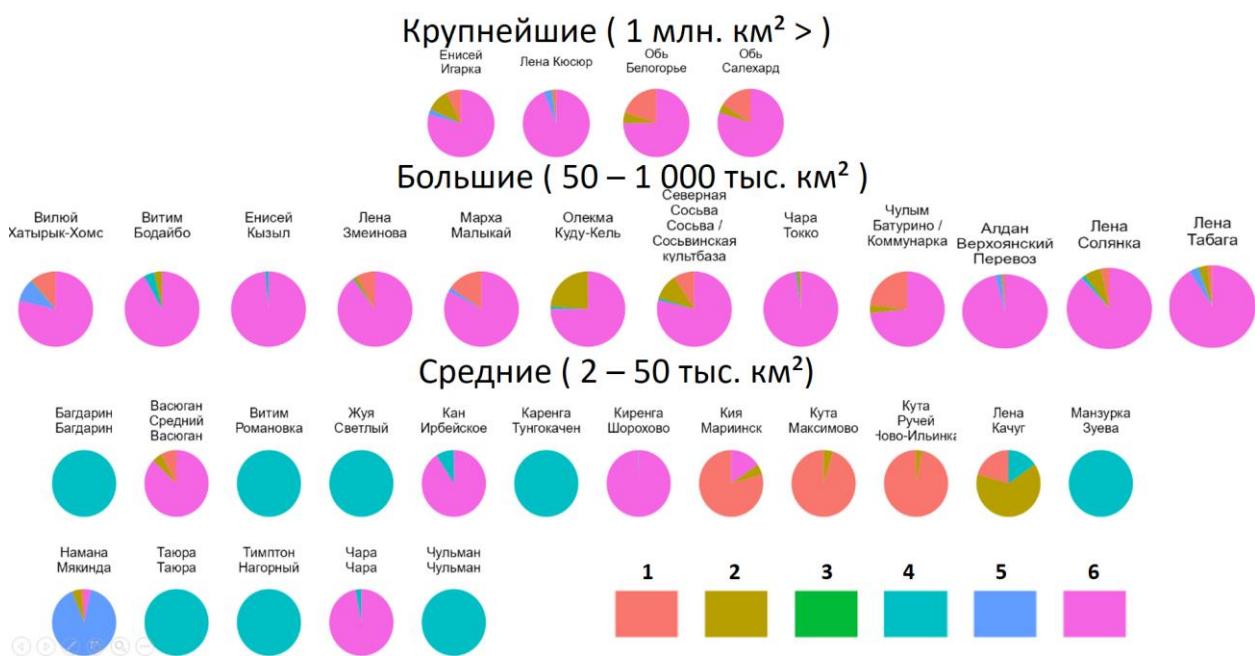


Рисунок 7.1 Доля отдельных процессов в формировании стока наносов рек криолитозоны
Прим. 1 – Ливневой плоскостной смы́в $W_{ливн}$, 2 – Талый плоскостной смы́в $W_{тал}$, 3 – Овражная эрозия $W_{эрв}$, 4 – Комплекс процессов формирования стока наносов для горных водосборов $W_{гс}$, 5 – Криогенное оползание $W_{он}$, 6 – Русловая эрозия $W_{русл}$

Анализ графика 7.1 позволяет сделать следующий вывод о формировании стока наносов для водосборов криолитозоны. Для малых и средних рек с площадью водосбора менее 50 тыс. км^2 доминирует бассейновая составляющая стока наносов, в среднем по 17 водосборам доля бассейновых источников составляет 77%, для больших рек с площадью 50

– 500 тыс. км² (11 водосборов) только 30% стока наноса формируется за счёт бассейновых источников, для крупнейших речных бассейнов с площадью более 500 тыс. км² – 14%. Другими словами, с увеличением размера бассейна происходит увеличение русловой составляющей стока наносов.

Говоря о малых и средних реках, несмотря на значительное преобладание бассейновых источников, в зависимости от геологических и климатических характеристик для бассейнов рек та или иная группа данных процессов занимает главенствующую роль в формировании стока наносов. Так, для равнинных водосборов наблюдается преобладание ливневого и талого смыва (р. Кия, г.п. Максимово, р. Кута г.п. Мариинск); для горных водосборов характерно доминирование непосредственно комплекса процессов формирования стока наносов, свойственных для горных водосборов, куда входят оползневые, осипные процессы, крип и пр. (р. Витим, Романовка, р. Жуя, г.п. Светлый); для водосборов в зоне широкого распространения отложений ледового комплекса (р. Намана, г.п. Мякинда) наблюдается преобладание криогенных оползней. Тем не менее, в отдельных случаях для рек с широким развитием русловых процессов может наблюдаться доминирование русловых источников в формировании стока наносов, например, для рр. Васюган, Киренга, Чара. Стоит отметить, что, для небольших рек со среднегодовым расходом воды менее 30 м³/с, не происходила оценка русловых деформаций из-за того, что полигоны размыва данных рек значительно меньше размера пикселя снимков Landsat, а для бассейнов горных рек все эрозионные процессы, в т.ч. и эрозия русел рек не была выделена в отдельную компоненту. Тем не менее стоит иметь в виду, что русловые процессы могут вносить некоторое количество вещества в сток наносов и для бассейнов малых рек, для которых расчет эрозии выполнен не был.

В случае больших водосборов с площадью бассейна в диапазоне от 50 до 500 тыс. км² только для 2 из 13 наблюдается преобладание бассейновых источников, для остальных же рек преобладают русловые деформации. Эти 2 бассейна относятся к постам, расположенным в верхнем течении р. Вилой. Для данного участка характерно врезанное русло, поэтому из-за низкого поступления наносов из руслового источника доминирующими становятся прочие процессы, такие как плоскостной смыг и криогенное оползание.

Помимо того, что в результате выполненных расчетов была подтверждена фундаментальная закономерность о том, что с увеличением размера водосбора наблюдается рост русловой составляющей [Чалов, 1979; Dedkov, 2004; Walling, 1983], анализ выявил важные особенности, связанные с влиянием криолитозоны на соотношение компонент баланса наносов. На фоне того, что в рамках больших водосборов с площадью более 500

тыс. км^2 распространение многолетнемерзлых пород выступает дополнительным катализатором русловых деформаций, происходит увеличение доли русловых источников в балансе наносов. Как показано на диаграмме размаха (Рисунок 7.2) построенной по данным 18 постов (Рисунок 7.1), для водосборов слабо затронутых термическими процессами и для которых доля в криолитозоне не более 25% по сравнению с водосборами, расположенными более чем на 75% в криолитозоне медианная доля русловой эрозии в балансе наносов последовательно возрастает с 73 % до 88 %, т.е. на 15%.

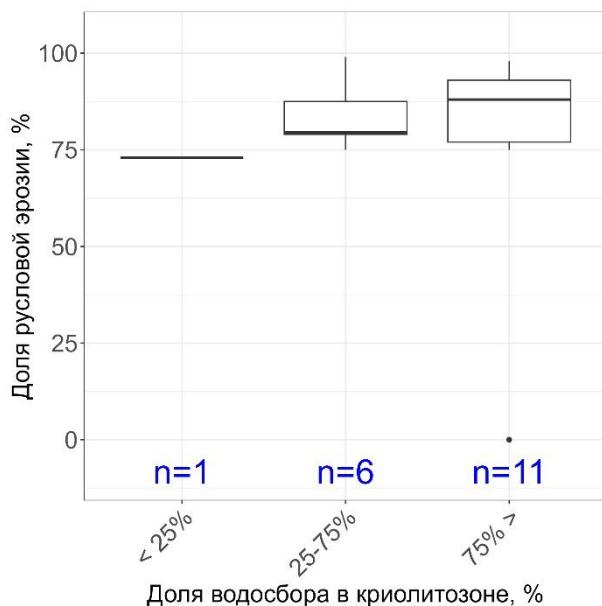


Рисунок 7.2 Различия между значениями доли русловой составляющей в стоке наносов и долей водосбора расположенной в криолитозоне для больших рек площадью более 500 тыс. км^2

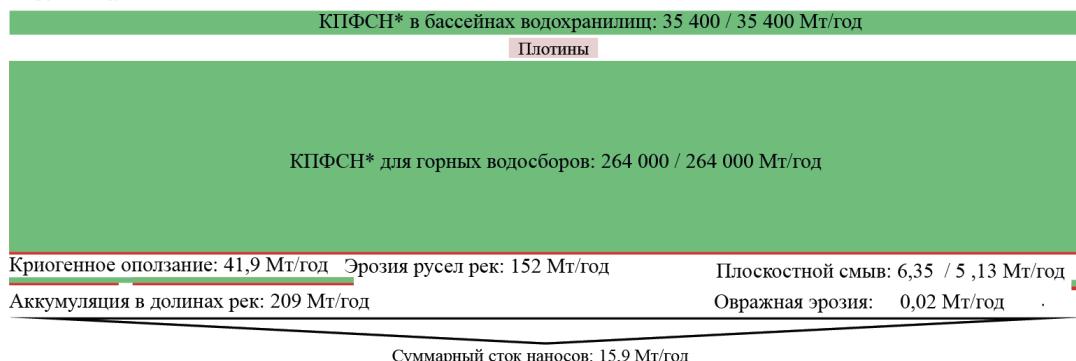
Прим. Метрики на диаграмме размаха аналогичны Рис. 6.2

7.2 Формирование стока наносов крупнейших рек криолитозоны

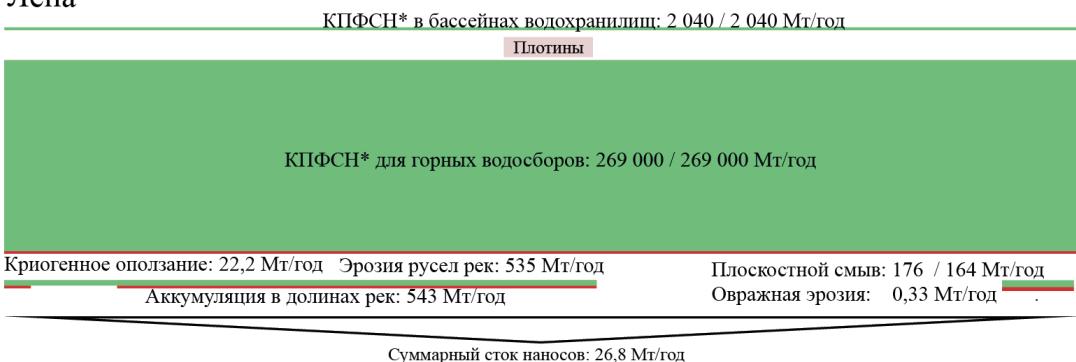
Исследование баланса наносов крупных речных систем является ключевым элементом для понимания интегрального взаимодействия всех геоэкологических процессов в Арктическом регионе. Так бассейны рр. Оби, Енисея, Лены и Колымы охватывают огромные площади в 2 990 тыс. км^2 , 2 580 тыс. км^2 , 2 490 тыс. км^2 и 647 тыс. км^2 соответственно. Для лучшего понимания процессов формирования стока наносов и сравнения данных бассейнов целесообразно изобразить механизм формирования стока наносов в виде схемы (Рисунок 7.3), на которой представлена сравнительная характеристика процессов формирования и аккумуляции наносов. Данные на схеме представлены в единицах потоков

вещества мегатоннах в год (млн.т/год). Схема визуализирует основные источники поступления наносов, их аккумуляцию и итоговый суммарный сток наносов для каждой речной системы.

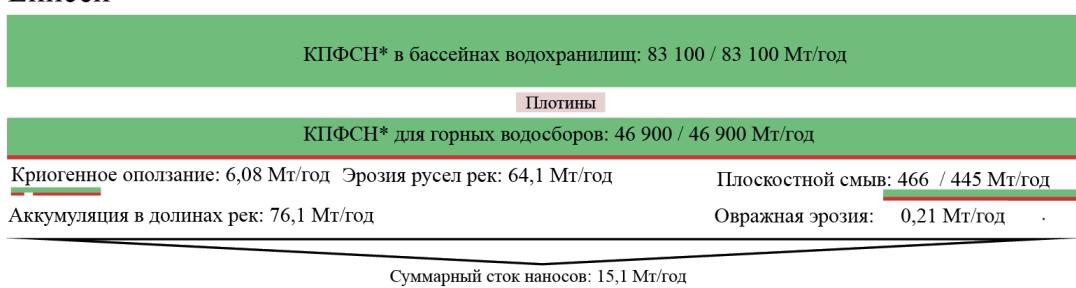
Колыма



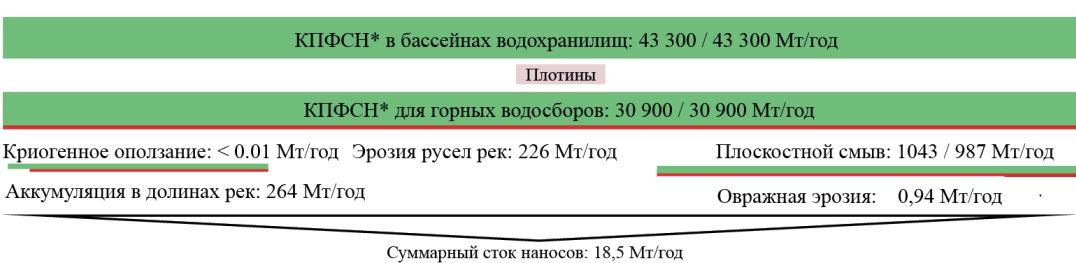
Лена



Енисей



Обь



*Комплекс процессов формирования стока наносов

Рисунок 7.3 Схема движения наносов на водосборе

Рассматриваемые речные системы существенно различаются по природным условиям, степени антропогенной трансформации и интенсивности геоморфологических процессов. По расчетам Д.В. Магрицкого в работе [Геоэкологическое..., 2007] среднемноголетнее значение суммарного стока наносов рр. Обь, Енисей, Лена и Колыма в вершинах их дельт составляет 15,5 млн.т/год, 15,1 млн.т/год, 26,8 млн.т/год и 15,9 млн.т/год соответственно, доля влекомого стока в суммарном стоке наносов этих рек составляет от 15,6% до 26,4%. На этих реках формируется до 72% стока наносов в российском секторе Арктики.

Для бассейна р. Колымы основная часть наносов 264 млрд. т/год мобилизуется в результате комплекса процессов формирования стока наносов на горных водосборах, т.е. в результате обвально-осыпных процессов, крипа, солифлюкции и пр. (см. Раздел 3.3), но практически весь материал (> 99 %) аккумулируется в пределах водосборов. Также, характерной чертой водосбора Колымы является наибольший среди четырех бассейнов вклад криогенных оползней (41,9 млн тонн), что связано с широким распространением отложений ледового комплекса. Русловая эрозия является ведущим источником наносов и составляет 182 млн тонн. Однако значительная часть наносов, поступающих в речную сеть, в т.ч. и руслового происхождения, вновь оседает в пойменно-русловых комплексах рек (209 млн. т/год). Соотношение выноса наносов за пределы бассейна и аккумуляции наносов в пойменно-русловых комплексах составляет 1:13. Строительство Колымской ГЭС в 1980-1989 г. также повлияло на соотношение баланса наносов. На водосборе этого водохранилища процессы формирования стока наносов оцениваются в 35,4 млрд. т/год, за вычетом аккумуляции на водосборе и в пойменно-русловых комплексах 19 млн. т/год. После строительства водохранилищ непосредственно ниже плотины значение мутности снизилось в 28 раз, а годовой сток наносов по посту Среднеколымское, расположенного 1209 км ниже ГЭС, снизился на 62%. Данное снижение стока взвешенных наносов связано как с осветлением вод из-за аккумуляции наносов в водохранилищах, так и со снижением пиковых значений расходов воды [Магрицкий, 2010].

Река Лена имеет наибольший сток наносов среди изучаемых рек, 26,8 млн.т/год, что почти в 2 раза превосходит значения для Колымы и Енисея, и на 30% значения для Оби В результате комплекса процессов формирования стока наносов на горных водосборах мобилизуется порядка 269 млрд. тонн вещества в год. Тем не менее из-за процессов

аккумуляции, в речную сеть поступает только 0,75 млн. т/год. Значение плоскостного смыва и овражной эрозии также невелико – 12,4 млн. т/год и 0,33 млн. т/год соответственно. При этом эрозия в руслах рек достигает 535 млн. т/год, в пойменно-русловых комплексах также наблюдается активная аккумуляция в 541 млн. т/год. Криогенные оползневые процессы для данного водосбора также имеют значимый эффект в формировании стока наносов и составляют 22,2 млн. т/год. На водосборе Вилуйского водохранилища происходит мобилизация только 2 млрд. тонн наносов в год, а с учетом аккумуляции сток наносов составляет только 1 млн. т/год, другими словами строительство данного гидротехнического сооружения не оказало заметного влияния на процессы формирования стока наносов для устьевого створа р. Лена.

Бассейн Енисея отличается наибольшей степенью зарегулированности, 47% водосбора реки в данный момент расположено выше плотин водохранилищ, на водосборы которых приходится более половины всей денудации бассейна в 83 млрд. т/год без учета аккумуляции или 42 млн. т/год с учетом аккумуляции на водосборе и в пойменно-русловых комплексах рек. Ниже водохранилищ сток наносов Енисея формируют ливневой и талый смыв: 20 млн.т/год, криогенные оползни: 6 млн. т/год. Водосбор Енисея является залесенным, поэтому комплекс процессов формирования стока наносов для горных водосборов и овражная эрозия дает значительно меньше наносов – 0,08 и 0,21 млн. т/год соответственно. Русловая эрозия для рек бассейна Енисея развита значительно слабее из-за врезанного характера русла, величина стока наносов составляет от разрушения берегов 64,1 млн. т/год. В пойменно-русловых комплексах аккумулируется порядка 76,1 млн. т/год. Как было сказано ранее, после строительства Енисейского каскада водохранилищ сток реки значительно снизился, непосредственно ниже Красноярского гидроузла мутность снизилась на 96% [Магрицкий, 2010].

Водосбор Оби является наиболее освоенным среди данных водосборов, по данным ESA WorldCover [Zanaga et al., 2021] только распаханность данного водосбора составляет около 10%. С этим связано и то, что водосбор демонстрирует наивысший объем плоскостного смыва – 1043 млн. т/год, овражной эрозии 0,94 млн. т/год. При этом 987 млн. т/год наносов аккумулируется до поступления в русло. В отличие от водосбора Енисея, где талый смыв больше ливневого, здесь ливневой смыв уже доминирует над талым смывом в 3 раза. Русловая эрозия для рек бассейна Оби также значительная и составляет порядка 226

млн. т/год, аккумуляция в пойменно-русловых комплексах 264 млн. т/год. Горные водосборы вносят 30,9 млн. т/год, а водохранилища аккумулируют ещё 43,3 млн. т/год. Как уже было сказано ранее, на водосборе Оби расположено множество водохранилищ, которые перекрывают поставку наносов с верховий, на которых происходит мобилизация порядка 43 млрд. тонн вещества в год, с учетом аккумуляции 72 млн. т/год. На горные водосборы ниже крупнейших водохранилищ приходится мобилизация 30 млрд. тонн вещества в год, с учетом аккумуляции 0,06 млн. т/год.

На рисунке 7.4 представлены круговые диаграммы, иллюстрирующие распределение долевого вклада различных процессов в формирование стока наносов для четырех речных бассейнов криолитозоны Оби, Енисея, Лены и Колымы. Из графика хорошо видно, что для всех водосборов основную роль в формировании стока наносов играет русловая эрозия: от 70,1% для Енисея до 80,8% для Оби. Также четкой тенденцией является снижение роли плоскостного смыва по направлению с запада на восток. Для Оби на долю плоскостного смыва (таль + дождевой) приходится около 19,8%, для Енисея – 23%, для Лены – менее 4% и Колымы – менее 1%. С другой стороны, возрастает роль криогенных оползней: если для Енисея и Лены доля данного процесса составляет 6,7% и 3,9%, для Колымы данное значение – 18,6 %.



Рисунок 7.4 Доля отдельного процесса в формировании стока наносов больших рек криолитозоны

Заключение

1. Предложена классификация процессов формирования стока наносов для водосборов крупнейших бассейнов криолитозоны на основе балансового подхода.

2. Разработана методика количественной оценки стока наносов рек криолитозоны, основой которой является балансовая модель, созданная на основе открытых источников и глобальных баз данных и реализованная на языке программирования R.

3. По 18 постам Росгидромета (наблюдения с 1970 по 1990 гг.) выполнена калибровка параметров модели. В качестве калибровочных параметров использованы коэффициент транспортирующей способности потока, параметры перехода между зонами эрозии и транзита наносов для горных территорий, скорость аккумуляции наносов на пойме. После калибровки медианное значение относительной ошибки расчетов для проверочных водосборов было снижено с 90 до 68%. Произведенные расчеты баланса наносов отражают современную климатическую ситуацию на начало XXI века, однако долгосрочные прогнозы процессов формирования стока наносов требуют учета климатических сценариев, связанных с прогнозируемыми значительными изменениями температуры воздуха, режима осадков и речного стока.

4. Региональные оценки бассейновой составляющей стока наносов по 3886 водосборам со средней площадью 1885 км² для бассейнов рек Обь, Енисей, Лена и Колыма показали, что в горных водосборах распространение многолетнемерзлых пород увеличивает медианное значение модуля бассейновой составляющей стока наносов по сравнению с немерзлотными горными территориями.

5. Выделено 6 типичных зон по условиям формирования бассейновой составляющей стока наносов. Для них определены ключевые факторы, определяющие пространственную дифференциацию стока наносов. При сравнении групп антропогенно ненарушенных водосборов было выявлено, что наличие многолетнемерзлых пород на равнинах приводит к увеличению модуля бассейновой составляющей стока наносов на 47%, что подтверждает интенсифицирующую роль криогенных процессов в условиях слабо расчлененного рельефа.

6. В разных пространственных масштабах даны оценки степени увеличения характеристик размывов берегов рек криолитозоны по сравнению с реками за ее пределами. Для 110 тыс. км речной сети бассейнов Оби, Енисея, Лены и Колымы масса наносов, поступающих в результате русловых деформаций, площади размывов и скорости отступания берегов в криолитозоне оказались на 40–55% выше, чем за ее пределами. Для 200-километрового участка р. Лена (участок Якутский узел – устье р. Алдан) показано, что мерзлотные острова имеют более высокую интенсивность эрозии: для малых островов с площадью менее 2 км² масса наносов выше на 95%, для средних островов с площадью в диапазоне от 2 до 8 км² – на 11%. На примере крупнейшего внутриматерикового обнажения многолетнемерзлых пород Дуванный Яр на р. Колыма установлено, что значение объемов отступившего берега в среднем в 5,5 раз выше для берегов излучин, сложенных едомами, по сравнению с другими излучинами ($0,099 \times 10^6$ м³ год⁻¹ км⁻¹ против $0,018 \times 10^6$ м³ год⁻¹ км⁻¹). Масса наносов, поступающих в реку в результате русловых деформаций, оказывается на 29% меньше вследствие высокого содержания льда в размываемых породах по сравнению с излучинами, где обнажения ледового комплекса не наблюдаются. В XXI веке на нижней Колыме наблюдается ускорение русловой эрозии и рост поступления наносов в связи с климатическим потеплением и усилением термического разрушения берегов.

7. Выявлено, что с увеличением размера водосбора проявляется рост русловой составляющей, для больших водосборов с площадью более 500 тыс. км² происходит увеличение доли русловых источников в балансе наносов с увеличением площади, занимаемой многолетнемерзлыми породами. Определено, что медианная доля русловых источников для водосборов, расположенных в криолитозоне, на 15% выше, чем для водосборов, расположенных за ее пределами.

8. Выполнена оценка баланса наносов крупнейших рек криолитозоны – Оби, Енисея, Лены и Колымы. Основную роль в формировании стока наносов для них играет русловая эрозия: от 70,1% для Енисея до 80,8% для Оби. На долю плоскостного смыва для Оби приходится около 19,8%, для Енисея – 23%, для Лены – 4%, для Колымы – менее 1%. С другой стороны, с увеличением доли водосбора, расположенной в криолитозоне, возрастает роль криогенных оползней: если для Енисея и Лены доля данного процесса составляет 6,7% и 3,9%, для Колымы данное значение – 18,6%.

Приложения

Приложение 1. Скорости процессов формирования стока наносов для горных водосборов криолитозоны

Процесс	Источник	Регион	Скорость процесса, мм/год	Плотность материала, г/см ³	Денудация, т/га в год	Ссылка на измерение
Крип	[Евссеева, 2018]	Аляска	6	2,5	150	[Джеррард, 1984; Евссеева, 2018]
Крип	[Евссеева, 2018]	Нижнее Приамурье	2,5	2,5	62,5	[Дедков, Мозжерин, 1986]
Крип	[Евссеева, 2018]	Прибайкалье	22,7	2,5	567,5	[Евссеева, 2018]
Крип	[Успенский,2024]	Мир	5,25	2,5	131,25	[Saunders, Young, 1983]
Солифлюкция	[Евссеева, 2018]	Мир	5	1,7	85	[Евссеева, 2018]
Солифлюкция	[База данных..., 2025]	Норвегия	35	1,7	595	[Harris, 1972]
Солифлюкция	[База данных..., 2025]	Норвегия	30	1,7	510	[Harris, 1973]
Солифлюкция	[База данных..., 2025]	Норвегия	16	1,7	272	[Harris, 1977]
Солифлюкция	[База данных..., 2025]	Шпицберген	30	1,7	510	[Jahn., 1976]
Солифлюкция	[База данных..., 2025]	Канада	10	1,7	170	[Kerfoot, Mackay, 1972]
Солифлюкция	[База данных..., 2025]	Канада	18	1,7	306	[Price, 1973]
Обвалы и осыпи	[Успенский,2024]	Шпицберген	1,96	2,5	49	[Berthling et al., 2007; Siewert et al., 2012]
Обвалы и осыпи	[Успенский,2024]	Скандинавия	0,355	2,5	8,875	[Laute, Beylich, 2013; Rapp, 1960]
Обвалы и осыпи	[Успенский,2024]	Гренландия	7,85	2,5	196,25	[Humlum, 2000]
Обвалы и осыпи	[Успенский,2024]	Кавказ	3	2,5	75	[Харченко и др., 2023]
Водная эрозия в горах	[Успенский,2024]	Альпы	35	1,5	525	[Betz-Nutz et al., 2023; Haas, 2008; Neugirg et al., 2016; Saunders, Young, 1983; Altmann et al., 2024]
Водная эрозия в горах	[Успенский,2024]	Кавказ	100	1,5	1500	[Успенский,2024]
Ледниковая эрозия	[Успенский,2024]	Альпы	0,55	2,5	13,75	[Charreau et al., 2022]
Ледниковая эрозия	[Успенский,2024]	Кавказ, Осетия	0,17	2,5	4,25	[Хрисанов, 1979]
Ледниковая эрозия	[Успенский,2024]	Альпы	5,05	2,5	126,25	[Cook et al. ,2020]

Список использованной литературы

1. Алванян А.К., Алванян К.А. Геокриология: учебное пособие. – Пермский г. – Пермь, 2020. – 139 с.
2. Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2015. – Т. 1. – № 2015. – С. 11-26.
3. Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов. – Москва: Московский государственный университет, 1998. – 202 с.
4. Алешина М.А., Семенов В.А. Изменения характеристик осадков на территории россии в XX-XXI вв. по данным ансамбля моделей СМИР6 // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2022. – Т. 8. – № 4. – С. 424-440.
5. Анисимова Н.П. Формирование химического состава подземных вод таликов на примере Центральной Якутии / ред. Ефимов А.И. – Наука. – Москва, 1971. – 196 с.
6. Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э., Павлов А.В. Прогнозные сценарии эволюции криолитозоны при глобальных изменениях климата в XXI в. // Криосфера Земли. – 1999. – Т. 3. – № 4. – С. 15-25.
7. Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. – Наука. – М.:, 1980. – 160 с.
8. Бабич Д.Б., Коротаев В.Н., Магрицкий Д.В., Михайлов В.Н. Нижняя Индигирка: устьевые и русловые процессы. – ГЕОС. – М.:, 2001. – 202 с.
9. Безгодова О.В. Применение морфометрического анализа для бассейнов малых рек котловин Байкальской рифтовой зоны // Вестник удмуртского университета: Серия Биология, науки о Земле. – 2021. – Т. 31. – № 3. – С. 290-300. DOI: 10.35634/2412-9518-2021-31-3-290-300
10. Беркович К.М. Влияние мёрзлых грунтов на русловые деформации р. Лены // Первая Всесоюзная конференция по проблеме «Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях». – 1972. – С. 64-66.
11. Беркович К.М., Злотина Л.В., Турыкин Л.А. Размыв речных берегов: факторы, механизм, деятельность человека // Геоморфология. – 2019. – Т. 2. – С. 3-17.
12. Бобровицкая Н.Н. Водноэрзационные процессы на склонах и сток наносов рек в современных условиях // Труды VI Всероссийского гидрологического съезда. – Метеоагентство Росгидромета, 2008. – С. 228–233.
13. Бойцов А.В. Геокриология и подземные воды криолитозоны: учебное пособие. – ТюмГНГУ. – Тюмень, 2011. – 178 с.
14. Борсук О.А., Чалов Р.С. О врезании русла р. Лены // Известия Русского географического общества. – 1973. – Т. 105. – № 5. – С. 452-456.

15. Ботвинков В.М., Рулёва С.Н., Седых В.А., Чалов Р.С. Гидроэкологические проблемы русла р. Оби в нижнем бьефе Новосибирской ГЭС // Эрозионные и русловые процессы. – 2005. – Т. 4. – № Изд-во МГУ. – С. 90–103.
16. Брушков А.В., Васина А.И., Кияшко Н.В., Мельников М.И., Осокин А.А., Черняк Ю.В., Фалалеева А.А. Глобальное потепление и состояние вечной мерзлоты в России // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2024. – Т. 63. – № 6. – С. 4-11.
17. Васильев И.С. Относительная изменчивость глубины сезонного оттаивания в антропогенных сукцессиях Центральной Якутии // Успехи современного естествознания. – 2012. – № 11. – С. 77-79.
18. Васильчук Ю.К. Современное положение южной границы зоны многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской низменности // Криосфера Земли. – 2013. – Т. XVII. – № 1. – С. 17-27.
19. Васильчук Ю.К., Васильчук Д., Гинзбург А.П. Криогенные почвы в районе Батагайского мегаоврага, север Якутии // Арктика и Антарктика. – 2020. – Т. 3. – С. 52-99.
20. Волков В.С., Кезина Т.В. Экзогенные геологические процессы в криолитозоне // Вестник Амурского Государственного Университета. Серия: естественные и экономические науки. – 2014. – Т. 67. – С. 125-134.
21. Вольнов В.В., Бойко А.В., Чичкарев А.С. Опыт использования противоэрзационных гидротехнических сооружений в борьбе со стоком талых вод и смытом пахотных почв на склоновых землях Алтайского края // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. – 2017.
22. Воскресенский К.С. Современные рельефообразующие процессы на равнинах Севера России. – Географиче. – Москва, 2001. – 262 с.
23. Воскресенский С.С. Геоморфология СССР. – Высшая школа. – М.:, 1968. – 368 с.
24. Геокриологическая карта Союза ССР: [Карты]: Схематическая, обзорная / сост. по материалам Ин-та мерзлотоведения АН СССР и ведомственных организаций. – 1960.
25. Геокриология СССР. Западная Сибирь / [В. Т. Трофимов, Ю. К. Васильчук, В. В. Баулин и др.]; Под ред. Э. Д. Ершова. – 1989. – 453 с.
26. Геокриолитологический словарь / ред. Дубиков Г.И., Аксенов В.И. – М.: ГЕОС, 2003. – 140 с.
27. Геоэкологическое состояние Арктического побережья России и безопасность природопользования. – ГЕОС. – Москва, 2007. – 585 с.
28. ГОСТ 23253 78: Грунты. Методы полевых испытаний мерзлых грунтов.
29. Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. – 2006. – 296 с с.

30. Голубев И. Исследование водной эрозии почв в зоне равнинной лесостепи Красноярского края // Вестник Красноярского государственного аграрного университета. – 2009.
31. Голубев И.А. Эрозия почв от талых вод на сельскохозяйственных землях Красноярской лесостепи. – Красноярский государственный аграрный университет, 2022. – 247 с.
32. Грачев А.М., Голосов В.Н. Роль глобального горообразования и денудации в кайнозойском похолодании климата // Геоморфология. – 2022. – Т. 53. – № 2. – С. 89-103.
33. Гречишев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Основы моделирования криогенных физико-геологических процессов. – Наука. – Москва, 1984. – 230 с.
34. Данилов И.Д. Подземные льды. – НЕДРА. – М.:, 1990. – 140 с.
35. Дедков А.П., Мозжерин В.И. Эрозия и сток наносов на Земле. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1984. – 264 с.
36. Джамалов Р.Г., Сафонова Т.И., Телегина А.А. Эволюция многолетнемерзлых пород Восточной Сибири и их роль в формировании водных ресурсов // Науки о земле: Сырьевая база и геологоразведка. – 2016. – С. 104-111.
37. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2019 год. – Москва, 2020. – 97 с.
38. Доронина Н.А., Смирнова З.. Исследование процессов формирования летних паводков на р. Яне // Труды ААНИИ. Том 283. – 1968.
39. Евсеева Н.С. Современный морфолитогенез юго-востока Западно-Сибирской равнины. – Томск: Изд-во НТЛ, 2009. – 484 с.
40. Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Каширо М.А. Из истории изучения мерзлоты юго-востока Западной Сибири, ее типы и влияние на рельефообразование // Геосферные исследования. – 2018. – Т. 3. – С. 71-87.
41. Евсеева Н.С., Окишев П.А. Экзогенные процессы рельефообразования и четвертичные отложения суши: учеб. пособие - Часть I. – Изд-во НТЛ. – Томск, 2010. – 300 с.
42. Ершов Э.Д. Общая геокриология / ред. Ершов Э.Д. – МГУ. – М.:, 2002. – 682 с.
43. Жидкин А.П., Голосов В.Н., Добрянский А.С. Оценка применимости цифровых моделей рельефа для моделирования эрозии почв (на примере малого водосбора в Курской области) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2021. – Т. 18. – № 5. – С. 133-144.

44. Зайцев А.А., Кирик О.М., Лодина Р.В., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Русловые процессы на р. Лене в условиях перехода от врезанного русла к широкопойменному // Водные ресурсы. – 1991. – Т. 6. – С. 22-30.
45. Зайцев А.А., Тананаев Н.И. Многолетние переформирования сложноразветвленного русла р. Лены в районе «Якутского разбоя» и влияние на них промерзания грунтов // Геоморфология. – 2008. – Т. 1. – С. 25-35.
46. Заславский М.Н. Эрозиоведение. – Высшая школа. – Москва, 1983. – 320 с.
47. Иванов А.Д., Будаев Х.Р. Овражная эрозия в бассейне оз. Байкал // Почвы бассейна оз. Байкал и пути их рационального использования. – Улан - Удэ, 1974. – С. 171-183.
48. Иванов В.А., Чалов С.Р. Оценка баланса наносов рек Обь и Енисей // Геоморфология. – 2021. – Т. 3. – С. 79-89.
49. Карасев И.Ф. Русловые процессы при переброске стока. – Гидрометео. – Л., 1975. – 288 с.
50. Караушев А.В. Теория и методы расчета речных наносов / ред. Гидрометеоиздат. – Ленинград, 1977. – 271 с.
51. Качинский Н.А. Физика почв. – М.:Высшая школа, 1965. – 323 с.
52. Кизяков А.И., Лейбман М.О. Рельефообразующие криогенные процессы: обзор литературы за 2010-2015 годы // Криосфера Земли. – 2016. – Т. 4. – С. 45-58.
53. Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Криосфера Земли. – 2011. – Т. 4. – С. 15-18.
54. Корнев Я.В. Эрозия почвы как фактор урожайности // Эрозия почв. – М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1937. – С. 187-246.
55. Косов Б.Ф. Овражная эрозия в зоне тундры // Научные доклады высшей школы, геол.-геогр. науки. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 123-131.
56. Косов Б.Ф., Константинова, Г.С. Губанов М.Н. Составление карт густоты и плотности оврагов территории СССР // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 1970. – Т. 2. – № 100. – С. 105.
57. Котляков В.М., Алексеев В.Р., Волков Н.В. Гляциологический словарь / ред. Котляков В.М. – Гидрометиз. – Ленинград, 1984. – 527 с.
58. Кравцова В.И., Быстрова А.Г. Изменение размеров термокарстовых озер в различных районах россии за последние 30 лет // Криосфера Земли. – 2009. – Т. 8. – № 2. – С. 16-26.
59. Кравцова В.И., Родионова Т.В. Исследование динамики площади и количества термокарстовых озер в различных районах криолитозоны России по космическим снимкам // Криосфера Земли. – 2016. – Т. 1. – С. 81-89.

60. Куракова А.А., Чалов Р.С. Размывы берегов на широтном участке средней Оби и их связь с морфологией русла // Географический вестник. – 2019. – С. 34-47.
61. Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. – Московский Государственный Университет, 1993. – 200 с.
62. Лейбман М.О., Кизяков А.И. Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова. – Ин-т криос. – М.:, 2007. – 206 с.
63. Лейбман М.О., Кизяков А.И., Нестерова Н.Б., Тарасевич И.И. Классификация криогенно-оползневых форм рельефа для целей картографирования и прогноза // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2023. – Т. 69. – № 4. – С. 486–500. DOI: 10.30758/0555-2648-2023-69-4-486-500
64. Литвин Л.Ф. Эрозии почв сельскохозяйственных земель России. – Москва: АКАДЕМКНИГА, 2002. – 255 с.
65. Лупачев А.В., Губин С.В. Участие почвообразования в формировании и организации переходного слоя многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. – 2008. – Т. 12. – № 2. – С. 75-83.
66. Львовская Е., Чалов Р.С. Морфодинамика русел больших рек севера ЕТР и прогнозные оценки ее изменений // Геоморфология. – 2018. – Т. 3. – С. 3-23.
67. Магрицкий Д.В. Годовой сток взвешенных наносов российских рек водосбора северного Ледовитого океана и его антропогенные изменения // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2010. – С. 17-24.
68. Магрицкий Д.В., Банщикова Л.С. Реакция стока наносов рек в бассейне р.Лены на изменения климата и хозяйственную деятельность // Динамика и взаимодействие геосфер Земли. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. – 2021. – С. 61-64.
69. Магрицкий Д.В., Фролова Н.Л., Василенко А.Н. Приток речных вод в моря Российской Арктики: величина, многолетние и внутригодовые изменения // Метеорология и гидрология. – 2025. – Т. 5. – С. 5-21.
70. Макаров С.А. История формирования аллювия долины реки Голоустная (юго-западное Прибайкалье) в голоцене // География и природные ресурсы. – 2011. – Т. 2. – С. 69-75.
71. Макарьева О.М., Лебедева Л.С., Виноградова Т.А. Моделирование процессов формирования стока на малых горных водосборах криолитозоны (по материалам Колымской воднобалансовой станции) // Криосфера Земли. – 2020. – Т. XXIV. – № 1. – С. 43–56.

72. Макарьева О.М., Нестерова Н.В. Фазовое состояние осадков как фактор увеличения меженного стока в криолитозоне (на примере бассейнов Яны и Индигирки) // Метеорология и гидрология. – 2020. – Т. 4. – С. 95-103.
73. Мальцев К.А. Анализ качества глобальной цифровой модели рельефа GMETED2010 для оценки эрозионного потенциала (на примере юга Европейской территории России) // Известия Русского Географического Общества. – 2022. – Т. 154. – № 5-6. – С. 112-122.
74. Маслаков А.А., Кузякин Л.П., Комова Н.Н. Динамика развития термоцирка, вмещающего залежь пластового льда, вблизи села Лаврентия (Чукотский АО) за 2018-2021 гг // Арктика и Антарктика. – 2021. – Т. 4.
75. Махинов А.Н. Современное рельефообразование в условиях аллювиальной аккумуляции. – Дальнаука. – Владивосток, 2006. – 232 с.
76. Мельников П.И. Схематическая геокриологическая карта ЯАССР. – ВСЕГЕИ. – М., 1966.
77. Методические рекомендации к составлению справочника по водным ресурсам СССР [Текст] / Глав. упр. гидрометеорол. службы при Совете Министров СССР. Гос. гидрол. инт. - Выпуск 10. – Ленинград, 1961. – 49 с.
78. Методические указания по составлению крупномасштабных карт эрозионно опасных земель для обоснования почвозащитных мер при внутрихозяйственном землеустройстве. – 1996. – 40 с.
79. Михайлов В.Н., Добролюбов С.А. Гидрология. – ООО "ПАРК. – Москва, 2017. – 753 с.
80. Научные стационары: реалии, научная проблематика и инновации // Материалы научно-практической конференции с международным участием, посвящённой 70-летию Нарымского стационара по изучению систем применения удобрений на дерново-подзолистой почве. – Томск: издательство ООО «Графика», 2017. – С. 265.
81. Национальный атлас России. Т.2. Природа. Экология. – ПКО «Карто. – Москва, 2007.
82. Национальный атлас России: в 4 т. // Том 2. «Природа. Экология» / ред. Редколл.: А. В. Бородко (предс.) В.В.С. (гл. ред. . и др. . – Калининград, 2007. – С. 496.
83. Нижняя Яна: устьевые и русловые процессы / ред. Коротаев В.Н. – ГЕОС. – М., 1998. – 212 с.
84. Новые методы расчета теплового стока рек при отсутствии данных гидрологического мониторинга. – г. Санкт-Петербург, 2023. – доклад на конференции "Пятые Виноградовские чтения.

85. Павлов А.В., Малкова Г.В. Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России // Криосфера Земли. – 2009. – Т. 8. – № 4. – С. 32-39.
86. Пармузин Ю.П. Северо-Восток и Камчатка: Очерк природы. – Мысль. – М.:, 1967. – 368 с.
87. Познанин В.Л. Эрозионные процессы в криолитозоне // Пространство и время. – 2012. – Т. 1. – № 7. – С. 127-132.
88. Попов А.И. Перигляциальные и другие зональные мерзлотные явления (современные и древние) // Вестник МГУ, серия биология, почвоведение и география. – 1959. – Т. 2. – С. 187-199.
89. Правкин С.А., Большиянов Д.Ю. Новые результаты геоморфологического изучения и датирования отложений долины нижней Лены на участке Сиктях - Кюсюр // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. – 2019. – Т. 6. – С. 141-145.
90. Прысов Д.А., Мусохранова А.В. Изменения меженного стока рек криолитозоны средней Сибири под влиянием климата // Вестник КрасГАУ. – 2016. – Т. 7. – С. 102-108.
91. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Том 15. Алтай и Западная Сибирь. Выпуск 1. – Гидрометео. – Москва, 1965. – 225 с.
92. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. – Новосибирск: Наука, 1977. – 212 с.
93. Руководство по проектированию оснований и фундаментов на вечномерзлых грунтах. – Стройиздат. – М.:, 1980. – 303 с.
94. Рыжов Ю.В. Пространственно-временные закономерности формирования и развития оврагов на юге Восточной Сибири. – Федеральное государственное бюджетное учреждение высшего профессионального образования «Санкт-Петербургский государственный университет», 2013. – 44 с.
95. Рычагов Г.И. Общая геоморфология: учебник. 3- изд. перераб. и доп. – Издательст. – Москва, 2006. – 416 с.
96. Сидорчук А.Ю. Эрозионные и денудационные процессы в Новой Зеландии и формирование стока наносов // Эрозия почв и русловые процессы. – 2008. – Т. 16. – С. 32-73.
97. Сидорчук А.Ю., Панин А.В. Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом // Геоморфология. – 2018. – Т. 3. – С. 40-51.
98. Слагода Е.А., Ермак А.А. Дешифрование экзогенных процессов типичных тундр полуострова Ямал на примере территории района среднего течения реки Юрибей // Вестник

- Тюменского Государственного Книверситета. Экология и природопользование. – 2014. – Т. 4. – С. 28-38.
99. Сток наносов, его изучение и географическое распределение. – Гидрометиз. – Л.: 1977. – 240 с.
100. Суходровский В.Л. Эзогенное рельефообразование в криолитозоне. – Наука. – М.: 1979. – 280 с.
101. Тананаев Н.И. Сток наносов и русловые процессы на реках криолитозоны. – МГУ им. М.В. Ломоносова, 2007. – 177 с.
102. Тананаев Н.И. Морфология и динамика берегов крупных рек криолитозоны (на примере средней Лены в районе Якутска) // Геоморфология. – 2014. – Т. 1. – С. 81-92.
103. Тананаев Н.И. О современной динамике продольного профиля среднего течения реки Лены // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2018. – Т. 5. – С. 45-53.
104. Тарбеева А.М. Мониторинг овражной термоэрозии на севере Якутии // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. – 2021. – Vol. 8. – Р. 228-234. DOI: 10.24412/2687-1092-2021-8-228-234
105. Термоэрозия дисперсных пород / ред. Ершов Э.Д., Малиновский Д.В., Кучуков Э.З. – Изд-во МГУ. – М.:, 1982. – 193 с.
106. Титова З.А. Роль плоскостного смыва и регрессивной эрозии в рельефообразовании степного Забайкалья // Региональная геоморфология Сибири. Иркутск: Ин-т географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР. – 1973. – С. 3–19.
107. Тумской В.Е., Торговкин Н.В., Романис Т.В. Термоцирки Якутии // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. – 2021. – Т. 8. – С. 252-257.
108. Унанян К.Л. Оценка и предупреждение опасных проявлений эрозионных процессов при хозяйственном освоении криолитозоны. – Государственный университет по землеустройству, 2011. – 26 с.
109. Успенский М.И. Современная денудация в приледниковых водосборах руч. Джанкуат и оз. Донкуз-Орун. – МГУ им. М.В. Ломоносова, 2024. – 107 с.
110. Харченко С.В., Голосов В.Н., Цыпленков А.С., Федин А.В., Успенский М.И. Темпы современной денудации малого водосбора в среднегорном поясе Большого Кавказа (на примере водосбора Гитче-Гижгит) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. – 2023. – Т. 78. – № 3. – С. 38–51.
111. Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. – Изд-во МГУ. – М.:, 1979. – 234 с.

112. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. – КРАСАНД. – Москва, 2011. – 640 с.
113. Чалов Р.С., Евстигнеев В.М., Зайцев А.А. Русловой режим рек Северной Евразии (в пределах бывшего СССР) / ред. Чалов Р.С. – М.: Геогр. – Москва, 1994. – 335 с.
114. Чалов Р.С., Кирик О.М. О трансгрессивном и регрессивном смещении островов и островных массивов вразветвленных широкопойменных руслах // Геоморфология. – 2015а. – Т. 2. – С. 16-27.
115. Чалов Р.С., Кирик О.М. Ленские «разбои»: ретроспективный анализ переформирований, прогнозные оценки и регулирование русла // Эрозионные и русловые процессы. – 2015б. – Т. 15. – С. 294-338.
116. Чалов С.Р. Речные наносы в эрозионно-русловых системах. – МГУ им. Ломоносова, 2021. – 358 с.
117. Чистяков Г.Е. Водные ресурсы рек Якутии. – Наука. – Москва, 1964. – 255 с.
118. Шмакова М.Н. Сравнительный анализ формул общего расхода наносов на примере рек США // Научно-технический вестник Брянского государственного университета. – 2015.
119. Шумской П.А. Основы структурного ледоведения. – Издательст. – Москва, 1955. – 492 с.
120. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. – Наука. – Новосибирск, 1988. – 212 с.
121. Шынбергенов Е.А., Ермолаев О.П. Потенциальная эрозия почв бассейна Р. Лена // Вест. Удмурт. ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле. – 2017. – Т. 27. – № 4. – С. 513-528.
122. Щукин И.С. Общая геоморфология [Текст]: [Учеб. пособие для ун-тов]. - [2-е изд.] Т 2. – Изд-во Мос. – Москва, 1964. – 564 с.
123. Щукин И.С. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. – Советская. – Москва, 1980. – 700 с.
124. Эрозионно-русловые системы: монография / ред. Чалов Р.С., Сидорчук А.Ю., Голосов В.Н. – Москва: М.: ИНФРА, 2017. – 698 с.
125. Эрозионные процессы Центрального Ямала. Под ред. А.Ю. Сидорчука, А.В. Баранова. С.Пб.: РНИИ культурного и природного наследия. 1999. 350 с.
126. Большая российская энциклопедия. – 2008. – Официальная электронная версия; <https://old.bigenc.ru>.
127. База данных «Скорости современных экзогенных процессов в высокогорьях». – 2025.
128. Водные пути бассейна Лены. – МИКИС. – Москва, 1995. – 600 с.1

129. Aalto J., Karjalainen O., Hjort J., Luoto M. Statistical Forecasting of Current and Future Circum-Arctic Ground Temperatures and Active Layer Thickness // *Geophysical Research Letters*. – 2018. – Vol. 45. – № 10. – P. 4889-4898. DOI: 10.1029/2018GL078007
130. Adeli Z., Ghahroudi M., Sadough H. Application of Geomorphons method in identifying landform elements (Case study: Hablehroud Basin) // *Quantitative Geomorphological Research*. – 2021. – T. 10. – № 2. – C. 106-119.
131. Allen G.H., Pavelsky T. Global extent of rivers and streams // *Science*. – 2018. DOI: 10.1126/science.aat063
132. Ashton W.S., Bredthauer S.R. Riverbank erosion processes on the Yukon river at Galena, Alaska // *Cold Regions Hydrology Symp.* – Fairbanks, AK, 1986. – C. 415-423.
133. Batista P.V.G., Fiener P., Schepers S., Alewell C. A conceptual-model-based sediment connectivity assessment for patchy agricultural catchments // *Hydrology and Earth System Sciences*. – 2022. – Vol. 26. – № 14. – P. 3753-3770. DOI: 10.5194/hess-26-3753-2022
134. Bhardwaj A. Assessment of FABDEM on the Different Types of Topographic Regions in India Using Differential GPS Data // *The 9th International Electronic Conference on Sensors and Applications*. – Basel Switzerland: MDPI, 2022. – C. 79. DOI: 10.3390/ecsca-9-13368
135. Bobrovitskaya N.N. Long-term variations in mean erosion and sediment yield from the rivers of the former Soviet Union // *Erosion and sediment yield: Global and regional perspectives* (ed. by D.E. Walling and B. W. Webb). – 1996. – C. 407-414.
136. Boike J., Nitzbon J., Anders K., Grigoriev M., Bolshiyanov D., Langer M., Lange S., Bornemann N., Morgenstern A., Schreiber P., Wille C., Chadburn S., Gouttevin I., Burke E., Kutzbach L. A 16-year record (2002-2017) of permafrost, active-layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic permafrost research site, Lena River delta, northern Siberia: An opportunity to validate remote-sensing data and land surface, snow, and // *Earth System Science Data*. – 2019. – Vol. 11. – № 1. DOI: 10.5194/essd-11-261-2019
137. Bollati I.M., Cavalli M. Unraveling the relationship between geomorphodiversity and sediment connectivity in a small alpine catchment // *Transactions in GIS*. – 2021. – Vol. 25. – № 5. DOI: 10.1111/tgis.12793
138. Bontemps S., Defourny P., Bogaert E. Van, Arino O., Kalogirou V., Perez J.R. GLOBCOVER 2009 Products Description and Validation Report // *ESA Bulletin*. – 2011. DOI: 10013/epic.39884.d016
139. Borrelli P., Robinson D.A., Fleischer L.R., Lugato E., Ballabio C., Alewell C., Meusburger K., Modugno S., Schütt B., Ferro V., Bagarello V., Oost K. Van, Montanarella L., Panagos P. An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion // *Nature Communications*. – 2017. – Vol. 8. – № 1. – P. 2013. DOI: 10.1038/s41467-017-02142-7

140. Borselli L., Cassi P., Torri D. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment // *Catena*. – 2008. DOI: 10.1016/j.catena.2008.07.006
141. Brown D.R.N., Brinkman T.J., Bolton W.R., Brown C.L., Cold H.S., Hollingsworth T.N., Verbyla D.L. Implications of climate variability and changing seasonal hydrology for subarctic riverbank erosion // *Climatic Change*. – 2020. – Vol. 162. – № 2. DOI: 10.1007/s10584-020-02748-9
142. Brown J., Ferrians O.J., Heginbottom, Jr. J.A., Melnikov E.S. Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions [Digital media]. – National S. – Boulder, CO, 2001.
143. Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: Research designs and initial results // *Polar Geography*. – 2000. – Vol. 24. – № 3. DOI: 10.1080/10889370009377698
144. Bryan R.B., Harvey L.E. Observations on the geomorphic significance of tunnel erosion in a semi-arid ephemeral drainage system. // *Geografiska Annaler, Series A*. – 1985. – T. 67 A. – № 3-4. DOI: 10.1080/04353676.1985.11880151
145. Burke E.J., Zhang Y., Krinner G. Evaluating permafrost physics in the Coupled Model Intercomparison Project 6 (CMIP6) models and their sensitivity to climate change // *Cryosphere*. – 2020. – T. 14. – № 9. DOI: 10.5194/tc-14-3155-2020
146. Cavalli M., Trevisani S., Comiti F., Marchi L. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments // *Geomorphology*. – 2013. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.05.007
147. Chalov S.R. et al. Multi-tool dataset on Northern Eurasian Riverbank Migration (NERM). – 2025. DOI: 10.5194/essd-2025-150
148. Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions. – 1997.
149. Costard F., Dupeyrat L., Gautier E., Carey-Gailhardis E. Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank: Application to the Lena River (Central Siberia) // *Earth Surface Processes and Landforms*. – 2003. – Vol. 28. – № 12. DOI: 10.1002/esp.592
150. Costard F., Gautier E., Fedorov A., Konstantinov P., Dupeyrat L. An assessment of the erosion potential of the fluvial thermal process during ice breakups of the Lena River (Siberia) // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2014. – Vol. 25. – № 3. DOI: 10.1002/ppp.1812
151. Dedkov A. The relationship between sediment yield and drainage basin area // *IAHS-AISH Publication*. – 2004. – № 288.
152. Desmet P.J.J., Govers G. A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units // *Journal of Soil and Water Conservation*. – 1996.

153. Dietrich W.E., Dunne T., Humphrey N.F., Reid L.M. Construction of sediment budgets for drainage basins. // Workshop on sediment budgets and routing in forested drainage basins: proc. – 1982.
154. Dobinski W. Permafrost // Earth-Science Reviews. – 2011. – T. 108. – № 3-4. – C. 158-169. DOI: 10.1016/j.earscirev.2011.06.007
155. Döll P., Kaspar F., Lehner B. A global hydrological model for deriving water availability indicators: Model tuning and validation // Journal of Hydrology. – 2003. – T. 270. – № 1-2. DOI: 10.1016/S0022-1694(02)00283-4
156. Dotterweich M. The history of human-induced soil erosion: Geomorphic legacies, early descriptions and research, and the development of soil conservation-A global synopsis // Geomorphology. – 2013. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.07.021
157. Droppo I.G., Cenzo P. di, McFadyen R., Reid T. Assessment of the sediment and associated nutrient/contaminant continuum, from permafrost thaw slump scars to tundra lakes in the western Canadian Arctic // Permafrost and Periglacial Processes. – 2022. – Vol. 33. – № 1. – P. 32-45. DOI: 10.1002/ppp.2134
158. Dupeyrat L., Costard F., Randriamazaoro R., Gailhardis E., Gautier E., Fedorov A. Effects of ice content on the thermal erosion of permafrost: Implications for coastal and fluvial erosion // Permafrost and Periglacial Processes. – 2011. – Vol. 22. – № 2. DOI: 10.1002/ppp.722
159. Emerton R., Zsoter E., Arnal L., Cloke H.L., Muraro D., Prudhomme C., Stephens E.M., Salamon P., Pappenberger F. Developing a global operational seasonal hydro-meteorological forecasting system: GloFAS-Seasonal v1.0 // Geoscientific Model Development. – 2018. – Vol. 11. – № 8. – P. 3327-3346. DOI: 10.5194/gmd-11-3327-2018
160. European Space Agency Copernicus Global Digital Elevation Model. Distributed by OpenTopography. – 2021. DOI: 10.5069/G9028PQB
161. Evans S.G., Ge S. Contrasting hydrogeologic responses to warming in permafrost and seasonally frozen ground hillslopes // Geophysical Research Letters. – 2017. – T. 44. – № 4. DOI: 10.1002/2016GL072009
162. FAO Guidelines for Soil Description // Disease Management & Health Outcomes; Guidelines for Soil Description. – 2006. DOI: 10.2165/00115677-199701040-00003
163. Farr T.G., Kobrick M. Shuttle radar topography mission produces a wealth of data // Eos. – 2000. – T. 81. – № 48. DOI: 10.1029/EO081i048p00583
164. Forbes A.C., Lamoureux S.F. Climatic controls on streamflow and suspended sediment transport in three large middle arctic catchments, Boothia Peninsula, Nunavut, Canada // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. – 2005. – Vol. 37. – № 3. DOI: 10.1657/1523-0430(2005)037[0304:CCOSAS]2.0.CO;2

165. Fryirs K.A., Brierley G.J., Preston N.J., Kasai M. Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades // *Catena*. – 2007. DOI: 10.1016/j.catena.2006.07.007
166. Fuchs M., Nitze I., Strauss J., Günther F., Wetterich S., Kizyakov A., Fritz M., Opel T., Grigoriev M.N., Maksimov G.T., Grosse G. Rapid Fluvio-Thermal Erosion of a Yedoma Permafrost Cliff in the Lena River Delta // *Frontiers in Earth Science*. – 2020. – Vol. 8. DOI: 10.3389/feart.2020.00336
167. Gatto L.W. Soil freeze-thaw-induced changes to a simulated rill: Potential impacts on soil erosion // *Geomorphology*. – 2000. – T. 32. – № 1-2. DOI: 10.1016/S0169-555X(99)00092-6
168. Gautier E., Dépret T., Cavero J., Costard F., Virmoux C., Fedorov A., Konstantinov P., Jammet M., Brunstein D. Fifty-year dynamics of the Lena River islands (Russia): Spatio-temporal pattern of large periglacial anabranching river and influence of climate change // *Science of the Total Environment*. – 2021. – Vol. 783. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2021.147020
169. Gelfan A., N. Frolova, Magritsky D., Kireeva M., Grigoriev V., Motovilov Y., Gusev E. Climate change impact on annual and maximum runoff of Russian rivers: diagnosis and projections // *Fundamental and Applied Climatology*. – 2021. – Vol. 7. – № 1. – P. 36-79. DOI: 10.21513/2410-8758-2021-1-36-79
170. Geyman E.C., Douglas M.M., Avouac J.-P., Lamb M.P. Permafrost slows Arctic riverbank erosion // *Nature*. – 2024. – Vol. 634. – № 8033. – P. 359-365. DOI: 10.1038/s41586-024-07978-w
171. Global Land Cover mapping for the year 2000 - Project status November 2002. – 2002.
172. Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010). – 2011.
173. Godin E., Fortier D. Geomorphology of a thermo-erosion gully, Bylot Island, Nunavut, Canada // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 2012. – Vol. 49. – № 8. DOI: 10.1139/E2012-015
174. Godin E., Fortier D., Lévesque E. Nonlinear thermal and moisture response of ice-wedge polygons to permafrost disturbance increases heterogeneity of high Arctic wetland // *Biogeosciences*. – 2016. – T. 13. – № 5. DOI: 10.5194/bg-13-1439-2016
175. Golovlyov P., Kornilova E., Krylenko I., Belikov V., Zavadskii A., Fingert E., Borisova N., Morozova E. Numerical modeling and forecast of channel changes on the river Lena near city Yakutsk // *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*. – 2019. – Vol. 381. DOI: 10.5194/piahs-381-65-2019
176. Gooseff M.N., Balser A., Bowden W.B., Jones J.B. Effects of hillslope thermokarst in Northern Alaska // *Eos*. – 2009. – Vol. 90. – № 4. DOI: 10.1029/2009EO040001

177. Gordeev V. V. Fluvial sediment flux to the Arctic Ocean // *Geomorphology*. – 2006. – Vol. 80. – № 1-2. DOI: 10.1016/j.geomorph.2005.09.008
178. Govers G., Poesen J. Assessment of the interrill and rill contributions to total soil loss from an upland field plot // *Geomorphology*. – 1988. – T. 1. – № 4. DOI: 10.1016/0169-555X(88)90006-2
179. Gruber S. Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation // *The Cryosphere*. – 2012. – T. 6. – № 1. – C. 221-233. DOI: 10.5194/tc-6-221-2012
180. Günther F., Overduin P.P., Yakshina I.A., Opel T., Baranskaya A. V., Grigoriev M.N. Observing Muostakh disappear: Permafrost thaw subsidence and erosion of a ground-ice-rich Island in response to arctic summer warming and sea ice reduction // *Cryosphere*. – 2015. – Vol. 9. – № 1. DOI: 10.5194/tc-9-151-2015
181. Gurnell A.M., Warburton J. The significance of suspended sediment pulses for estimating suspended sediment load and identifying suspended sediment sources in Alpine glacier basins // *Hydrology in mountainous regions I*. – 1990.
182. Hasholt B., Bobrovitskaya N., Bogen J., McNamara J., Mernild S.H., Milburn D., Walling D.E. Sediment transport to the Arctic Ocean and adjoining cold oceans* // *Nordic Hydrology*. – 2006. – Vol. 37. – № 4-5. – P. 413. DOI: 10.2166/nh.2006.023
183. Hawker L., Neal J. FABDEM V1-0. – 2021. DOI: 10.5523/bris.25wfy0f9ukoge2gs7a5mqpq2j7
184. Heckmann T., Cavalli M., Cerdan O., Foerster S., Javaux M., Lode E., Smetanová A., Vericat D., Brardinoni F. Indices of sediment connectivity: opportunities, challenges and limitations // *Earth-Science Reviews*. – 2018. – Vol. 187. – P. 77-108. DOI: 10.1016/j.earscirev.2018.08.004
185. Hengl T., Jesus J.M. De, Heuvelink G.B.M., Gonzalez M.R., Kilibarda M., Blagotić A., Shangguan W., Wright M.N., Geng X., Bauer-Marschallinger B., Guevara M.A., Vargas R., MacMillan R.A., Batjes N.H., Leenaars J.G.B., Ribeiro E., Wheeler I., Mantel S., Kempen B. SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning // *PLoS ONE*. – 2017. – Vol. 12. – № 2. DOI: 10.1371/journal.pone.0169748
186. Hersbach H. et al. The ERA5 global reanalysis // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2020. – Vol. 146. – № 730. DOI: 10.1002/qj.3803
187. Heslop J.K., Winkel M., Walter Anthony K.M., Spencer R.G.M., Podgorski D.C., Zito P., Kholodov A., Zhang M., Liebner S. Increasing Organic Carbon Biolability With Depth in Yedoma Permafrost: Ramifications for Future Climate Change // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. – 2019. – Vol. 124. – № 7. DOI: 10.1029/2018JG004712

188. Hinderer M. From gullies to mountain belts: A review of sediment budgets at various scales // *Sedimentary Geology*. – 2012. – Vol. 280. – P. 21-59. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2012.03.009
189. Hinderer M., Kastowski M., Kamelger A., Bartolini C., Schlunegger F. River loads and modern denudation of the Alps - A review // *Earth-Science Reviews*. – 2013. – Vol. 118. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.01.001
190. Hinzman L.D., Kane D.L., Gieck R.E., Everett K.R. Hydrologic and thermal properties of the active layer in the Alaskan Arctic // *Cold Regions Science and Technology*. – 1991. – Vol. 19. – № 2. DOI: 10.1016/0165-232X(91)90001-W
191. Ielpi A., Lapôtre M.G.A., Finotello A., Roy-Léveillée P. Large sinuous rivers are slowing down in a warming Arctic // *Nature Climate Change*. – 2023. – Vol. 13. – № 4. – P. 375-381. DOI: 10.1038/s41558-023-01620-9
192. Irvine-Fynn T.D.L., Moorman B.J., Willis I.C., Sjogren D.B., Hodson A.J., Mumford P.N., Walter F.S.A., Williams J.L.M. Geocryological processes linked to High Arctic proglacial stream suspended sediment dynamics: examples from Bylot Island, Nunavut, and Spitsbergen, Svalbard // *Hydrological Processes*. – 2005. – Vol. 19. – № 1. – P. 115-135. DOI: 10.1002/hyp.5759
193. Jasiewicz J., Stepinski T.F. Geomorphons — a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms // *Geomorphology*. – 2013. – Vol. 182. – P. 147-156. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.11.005
194. Jin H., Huang Y., Bense V.F., Ma Q., Marchenko S.S., Shepelev V. V., Hu Y., Liang S., Spektor V. V., Jin X., Li X., Li X. Permafrost Degradation and Its Hydrogeological Impacts // *Water* (Switzerland). – 2022. – Vol. 14. – № 3. DOI: 10.3390/w14030372
195. Jones B.M., Grosse G., Arp C.D., Jones M.C., Walter Anthony K.M., Romanovsky V.E. Modern thermokarst lake dynamics in the continuous permafrost zone, northern Seward Peninsula, Alaska // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. – 2011. – Vol. 116. – № 3. DOI: 10.1029/2011JG001666
196. Joorabian Shooshtari S., Ardakani T., Beik Khormizi H. Modeling future sediment retention service in the Bagh-e-Shadi Forest protected area using InVEST and the ACCESS-ESM1-5 climate model // *Scientific Reports*. – 2025. – Vol. 15. – № 1. – P. 3435. DOI: 10.1038/s41598-025-88169-z
197. Kanevskiy M., Shur Y., Strauss J., Jorgenson T., Fortier D., Stephani E., Vasiliev A. Patterns and rates of riverbank erosion involving ice-rich permafrost (yedoma) in northern Alaska // *Geomorphology*. – 2016. – Vol. 253. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.10.023
198. Kirpotin S.N., Polishchuk Y., Bryksina N. Abrupt changes of thermokarst lakes in Western Siberia: Impacts of climatic warming on permafrost melting // *International Journal of Environmental Studies*. – 2009. – T. 66. – № 4. DOI: 10.1080/00207230902758287

199. Kizyakov A.I., Korotaev M. V., Wetterich S., Opel T., Pravikova N. V., Fritz M., Lupachev A. V., Günther F., Shepelev A.G., Syromyatnikov I.I., Fedorov A.N., Zimin M. V., Grosse G. Characterizing Batagay megaslump topography dynamics and matter fluxes at high spatial resolution using a multidisciplinary approach of permafrost field observations, remote sensing and 3D geological modeling // *Geomorphology*. – 2024. – Vol. 455. – P. 109183. DOI: 10.1016/j.geomorph.2024.109183
200. Kokelj S. V., Lacelle D., Lantz T.C., Tunnicliffe J., Malone L., Clark I.D., Chin K.S. Thawing of massive ground ice in mega slumps drives increases in stream sediment and solute flux across a range of watershed scales // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. – 2013. – Vol. 118. – № 2. – P. 681-692. DOI: 10.1002/jgrf.20063
201. Konstantinov P.Y., Fedorov A.N., Machimura T., Iwahana G., Yabuki H., Iijima Y., Costard F. Use of automated recorders (data loggers) in permafrost temperature monitoring // *Earth's Cryosphere*. – 2011. – Vol. 15. – № 1.
202. Koppes M.N., Montgomery D.R. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales // *Nature Geoscience*. – 2009. – Vol. 2. – № 9. DOI: 10.1038/ngeo616
203. Lamoureux S., Lafreniere M., McDonald D., Cockburn J., Stewart K., Simpson M., Simpson A. Climatic controls over watershed fluxes at the Cape Bounty integrated watershed observatory, High Arctic, Canada, 2003-7 // NGU Report 2007.052. Second Workshop of I.A.G./A.I.G SEDIBUD – Sediment Budgets in Cold environments. Trondheim. – 2007. – P. 40.
204. Langhorst T., Pavelsky T. Global Observations of Riverbank Erosion and Accretion From Landsat Imagery // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. – 2023. – T. 128. – № 2. DOI: 10.1029/2022JF006774
205. Lecce S.A., Pease P.P., Gares P.A., Wang J. Seasonal controls on sediment delivery in a small coastal plain watershed, North Carolina, USA // *Geomorphology*. – 2006. – Vol. 73. – № 3-4. DOI: 10.1016/j.geomorph.2005.05.017
206. Lebedeva L.L. Current changes in river streamflow in the Yana River basin // Water sector of Russia problems technologies management. – 2022. – № 6. – C. 86-106. DOI: 10.35567/19994508_2022_6_6
207. Lehner B., Grill G. Global river hydrography and network routing: baseline data and new approaches to study the world's large river systems // *Hydrological Processes*. – 2013. – T. 27. – № 15. – C. 2171-2186. DOI: 10.1002/hyp.9740
208. Lewkowicz A.G., Way R.G. Extremes of summer climate trigger thousands of thermokarst landslides in a High Arctic environment // *Nature Communications*. – 2019. – T. 10. – № 1. DOI: 10.1038/s41467-019-09314-7

209. Lewis T., Braun C., Hardy D.R., Francus P., Bradley R.S. An extreme sediment transfer event in a Canadian High Arctic stream // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2005. – Vol. 37. – № 4. DOI: 10.1657/1523-0430(2005)037[0477:AESTEI]2.0.CO;2
210. Li G., Zhang M., Pei W., Melnikov A., Khristoforov I., Li R., Yu F. Permafrost extent and active layer thickness variation in the Northern Hemisphere from 1969 to 2018 // *Science of the Total Environment*. – 2022. – Vol. 804. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2021.150182
211. Li J., Wang J., Shi Y., Cheng W. Geomorphon-based classification of multiscale lunar landform // *Journal of Applied Remote Sensing*. – 2025. – Vol. 19. – № 01. DOI: 10.1117/1.JRS.19.018505
212. Liljedahl A.K., Boike J., Daanen R.P., Fedorov A.N., Frost G. V., Grosse G., Hinzman L.D., Iijma Y., Jorgenson J.C., Matveyeva N., Necsoiu M., Raynolds M.K., Romanovsky V.E., Schulla J., Tape K.D., Walker D.A., Wilson C.J., Yabuki H., Zona D. Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology // *Nature Geoscience*. – 2016. – Vol. 9. – № 4. DOI: 10.1038/ngeo2674
213. Linke S., Lehner B., Ouellet Dallaire C., Ariwi J., Grill G., Anand M., Beames P., Burchard-Levine V., Maxwell S., Moidu H., Tan F., Thieme M. Global hydro-environmental sub-basin and river reach characteristics at high spatial resolution // *Scientific data*. – 2019. DOI: 10.1038/s41597-019-0300-6
214. Lisina A.A., Krylenko I.N., Kalugin A.S., Motovilov Y.G., Sazonov A.A., Frolova N.L. Assessment of the Kolyma Runoff under Current Climate Changes // *Water Resources*. – 2023. – Vol. 50. – № S3. – P. S318-S322. DOI: 10.1134/S0097807823700513
215. Mackay J.R. Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula area, western arctic coast, Canada: A long-term field study // *Geographie Physique et Quaternaire*. – 1998. – T. 52. – № 3. DOI: 10.7202/004847ar
216. Magritsky D.V. A New Method for Calculating the Heat Flux of Rivers in the Absence of Gauging-Station Data // *The Bulletin of Irkutsk State University. Series Earth Sciences*. – 2022. – T. 40. – C. 82-104. DOI: 10.26516/2073-3402.2022.40.82
217. Magritsky D.V., Frolova N.L., Evstigneev V.M., Povalishnikova E.S., Kireeva M.B., Pakhomova O.M. Long-term changes of river water inflow into the seas of the Russian Arctic sector // *Polarforschung*. – 2018. – Vol. 87. – № 2. – P. 177-194. DOI: 10.2312/polarforschung.87.2.177
218. Magritsky D.V., Vasilenko A.N., Frolova N.L. Temporal and Spatial Patterns of Changes in Thermal Regime of the Rivers in the Northeast of the Asian Part of Russia. 2. Changes in the Heat Flux // *Water Resources*. – 2023. – T. 50. – № 2. DOI: 10.1134/S0097807823020136

219. Maltsev K., Ivanov M. Comparative Study on Sediment Delivery from Two Small Catchments within the Lena River, Siberia // Water. – 2022. – Vol. 14. – № 19. DOI: 10.3390/w14193055
220. Maltsev K., Ivanov M., Gajnutdinova G., Avvakumova A., Petrova E. Assessment of soil erosion from rainwater runoff within a small non arable catchment // E3S Web of Conferences. – 2024. – Vol. 539. – P. 01034. DOI: 10.1051/e3sconf/202453901034
221. Martynova Y. V., Krupchatnikov V.N. Siberian vegetation cover response to projected future climate change // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2018. – T. 211. DOI: 10.1088/1755-1315/211/1/012013
222. Matsuoka N. Solifluction rates, processes and landforms: a global review // Earth-Science Reviews. – 2001. – T. 55. – № 1-2. – C. 107-134. DOI: 10.1016/S0012-8252(01)00057-5
223. Mernild S.H., Siegsgaard C., Rasch M., Hasholt B., Hansen B.U., Stjernholm M., Petersen D. Climate, river discharge and suspended sediment transport in the Zackenberg River drainage basin and Young Sound/Tyrolerfjord, Northeast Greenland, 1995–2003 // Meddelelser om Grønland. Bioscience. – 2007. – Vol. 58. DOI: 10.7146/mogbiosci.v58.142638
224. Messenzer K., Hoffmann T., Dikau R. Sediment connectivity in the high-alpine valley of Val Müschauns, Swiss National Park — linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling // Geomorphology. – 2014. – Vol. 221. – P. 215-229. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.05.033
225. Milliman J.D., Farnsworth K.L. Temporal variations // River Discharge to the Coastal Ocean. – 2011. DOI: 10.1017/cbo9780511781247.004
226. Mithan H.T., Hales T.C., Cleall P.J. Supervised classification of landforms in Arctic mountains // Permafrost and Periglacial Processes. – 2019. – T. 30. – № 3. DOI: 10.1002/ppp.2015
227. Murton J.B., Goslar T., Edwards M.E., Bateman M.D., Danilov P.P., Savvinov G.N., Gubin S. V., Ghaleb B., Haile J., Kanevskiy M., Lozhkin A. V., Lupachev A. V., Murton D.K., Shur Y., Tikhonov A., Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk Y.K., Wolfe S.A. Palaeoenvironmental Interpretation of Yedoma Silt (Ice Complex) Deposition as Cold-Climate Loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia // Permafrost and Periglacial Processes. – 2015. – Vol. 26. – № 3. – P. 208-288. DOI: 10.1002/ppp.1843
228. Nasonova O.N., Gusev Y.M., Kovalev E. Climate change impact on water balance components in Arctic river basins // Geography, Environment, Sustainability. – 2022. – Vol. 15. – № 4. DOI: 10.24057/2071-9388-2021-144
229. Nasonova O.N., Gusev Y.M., Volodin E.M., Kovalev E.E. Application of the Land Surface Model SWAP and Global Climate Model INMCM4.0 for Projecting Runoff of Northern Russian

- Rivers. 2. Projections and Their Uncertainties // Water Resources. – 2018. – Vol. 45. DOI: 10.1134/S0097807818060271
230. Nitze I., Heidler, Konrad; Nesterova N., Küpper J., Schütt E., Hölzer T., Barth S., Lara M.J., Liljedahl A., Grosse G. DARTS: Multi-year database of AI detected retrogressive thaw slumps (RTS) and active layer detachment slides (ALD) in hotspots of the circum-arctic permafrost region - v1. – 2024a. DOI: 10.18739/A2RR1PP44
231. Nitze I., Heidler K., Nesterova N., Küpper J., Schütt E., Hölzer T., Barth S., Lara M., Liljedahl A., Grosse G. DARTS: Multi-year database of AI-detected retrogressive thaw slumps in the circum-arctic permafrost region. – 2024b. DOI: 10.31223/X5740Z
232. Notebaert B., Vaes B., En G.V., Govers G., Oost K. Van, Rompaey A. Van, Verstraeten G., Notebaert B., Vaes B. WaTEM / SEDEM version 2006 Manual. – 2006. – 30 p.
233. Obu J. et al. Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000–2016 at 1 km² scale // Earth-Science Reviews. – 2019. – Vol. 193. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.04.023
234. Ogorodov S.A., Baranskaya A. V., Belova N.G., Kamalov A.M., Kuznetsov D.E., Overduin P.P., Shabanova N.N., Vergun A.P. Coastal dynamics of the Pechora and Kara Seas under changing climatic conditions and human disturbances // Geography, Environment, Sustainability. – 2016. – Vol. 9. – № 3. DOI: 10.15356/2071-9388_03v09_2016_04
235. OpenStreetMap contributors [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://planet.openstreetmap.org>.
236. Osterkamp T.E., Jorgenson M.T., Schuur E.A.G., Shur Y.L., Kanevskiy M.Z., Vogel J.G., Tumskoy V.E. Physical and ecological changes associated with warming permafrost and thermokarst in Interior Alaska // Permafrost and Periglacial Processes. – 2009. – Vol. 20. – № 3. DOI: 10.1002/ppp.656
237. Otto J.C., Schrott L., Jaboyedoff M., Dikau R. Quantifying sediment storage in a high alpine valley (Turtmannatal, Switzerland) // Earth Surface Processes and Landforms. – 2009. – Vol. 34. – № 13. DOI: 10.1002/esp.1856
238. Panagos P. et al. Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records // Scientific Reports. – 2017. – Vol. 7. – № 1. – P. 4175. DOI: 10.1038/s41598-017-04282-8
239. Panagos P., Borrelli P., Meusburger K., Alewell C., Lugato E., Montanarella L. Estimating the soil erosion cover-management factor at the European scale // Land Use Policy. – 2015. DOI: 10.1016/j.landusepol.2015.05.021

240. Pavlopoulos K., Evelpidou N., Vassilopoulos A. Mapping Geomorphological Environments. – Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2009. DOI: 10.1007/978-3-642-01950-0
241. Pavlov A. V., Malkov G. V. Dynamic of permafrost zone of Russia under changing climate conditions // Izvestiya Akademii Nauk, Seriya Geograficheskaya. – 2010. – № 5.
242. Pekel J.F., Cottam A., Gorelick N., Belward A.S. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes // Nature. – 2016. DOI: 10.1038/nature20584
243. Peng X., Zhang T., Frauenfeld O.W., Mu C., Wang K., Wu X., Guo D., Luo J., Hjort J., Aalto J., Karjalainen O., Luoto M. Active Layer Thickness and Permafrost Area Projections for the 21st Century // Earth's Future. – 2023. – Vol. 11. – № 8. DOI: 10.1029/2023EF003573
244. Porter C., Howat I., Noh M.-J., Husby E., Khuvis S., Danish E., Tomko K., Gardiner J., Negrete A., Yadav B., Klassen J., Kelleher C., Cloutier M., Bakker J., Enos J., Arnold G., Bauer G., Morin P. ArcticDEM, Version 4.1 // Harvard Dataverse, V1, [Date Accessed]. – 2023. DOI: 10.7910/DVN/3VDC4W
245. Porto P., Callegari G. Using ⁷Be measurements to explore the performance of the SEDD model to predict sediment yield at event scale // Catena. – 2021. – Vol. 196. DOI: 10.1016/j.catena.2020.104904
246. Post E., Alley R.B., Christensen T.R., Macias-Fauria M., Forbes B.C., Gooseff M.N., Iler A., Kerby J.T., Laidre K.L., Mann M.E., Olofsson J., Stroeve J.C., Ulmer F., Virginia R.A., Wang M. The polar regions in a 2°C warmer world // Science Advances. – 2019. – Vol. 5. – № 12. DOI: 10.1126/sciadv.aaw9883
247. Ramage J.L., Irrgang A.M., Herzschuh U., Morgenstern A., Couture N., Lantuit H. Terrain controls on the occurrence of coastal retrogressive thaw slumps along the Yukon Coast, Canada // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. – 2017. – Vol. 122. – № 9. – P. 1619-1634. DOI: 10.1002/2017JF004231
248. Rapp A. Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen: a geomorphological study of the denudation of slopes in an Arctic locality. – Oslo Unive. – Oslo, 1960. – 124 c.
249. Rivard L.A. Satellite Geology and Photogeomorphology. – Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2012. DOI: 10.1007/978-3-642-20608-5
250. Robinson N., Regetz J., Guralnick R.P. EarthEnv-DEM90: A nearly-global, void-free, multi-scale smoothed, 90m digital elevation model from fused ASTER and SRTM data // ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. – 2014. – Vol. 87. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2013.11.002

251. Rompaey A. Van, Krasa J., Dostal T., Govers G. Modelling sediment supply to rivers and reservoirs in Eastern Europe during and after the collectivisation period // *Hydrobiologia*. – 2003. – Vol. 494. – № 1-3. – P. 169-176. DOI: 10.1023/A:1025410230907
252. Rompaey A.J.J. Van, Verstraeten G., Oost K. Van, Govers G., Poesen J. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach // *Earth Surface Processes and Landforms*. – 2001. DOI: 10.1002/esp.275
253. Rowland J.C., Jones C.E., Altmann G., Bryan R., Crosby B.T., Geernaert G.L., Hinzman L.D., Kane D.L., Lawrence D.M., Mancino A., Marsh P., McNamara J.P., Romanovsky V.E., Toniolo H., Travis B.J., Trochim E., Wilson C.J. Arctic landscapes in transition: Responses to thawing permafrost // *Eos*. – 2010. – Vol. 91. – № 26. DOI: 10.1029/2010EO260001
254. Rowland J.C., Schwenk J.P., Shelef E., Muss J., Ahrens D., Stauffer S., Pilliouras A., Crosby B., Chadwick A., Douglas M.M., Kemeny P.C., Lamb M.P., Li G.K., Vulis L. Scale-Dependent Influence of Permafrost on Riverbank Erosion Rates // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. – 2023. – Vol. 128. – № 7. DOI: 10.1029/2023JF007101
255. Rudy A.C.A., Lamoureux S.F., Kokelj S. V., Smith I.R., England J.H. Accelerating Thermokarst Transforms Ice-Cored Terrain Triggering a Downstream Cascade to the Ocean // *Geophysical Research Letters*. – 2017. – Vol. 44. – № 21. DOI: 10.1002/2017GL074912
256. Runge A., Nitze I., Grosse G. Annual dynamics of rapid permafrost disturbances in Northeast Siberia [dataset] // PANGAEA. – 2022a. DOI: 10.1594/PANGAEA.941479
257. Runge A., Nitze I., Grosse G. Remote sensing annual dynamics of rapid permafrost thaw disturbances with LandTrendr // *Remote Sensing of Environment*. – 2022b. – T. 268. – C. 112752. DOI: 10.1016/j.rse.2021.112752
258. rusleR [Компьютерное программное обеспечение]. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://github.com/atsyplenkov/rusleR>.
259. Séjourné A., Costard F., Fedorov A., Gargani J., Skorve J., Massé M., Mège D. Evolution of the banks of thermokarst lakes in Central Yakutia (Central Siberia) due to retrogressive thaw slump activity controlled by insolation // *Geomorphology*. – 2015. – Vol. 241. – P. 31-40. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.03.033
260. Service C.C. change ERA-Interim atmospheric reanalysis. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). – 2023. DOI: 10.24381/cds.f2f5241d
261. Shi Y., Niu F., Lin Z., Luo J. Freezing/thawing index variations over the circum-Arctic from 1901 to 2015 and the permafrost extent // *Science of the Total Environment*. – 2019. – Vol. 660. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.01.121

262. Shiklomanov A.I., Lammers R.B., Lettenmaier D.P., Polischuk Y.M., Savichev O.G., Smith L.C., Chernokulsky A. V. Regional Environmental Changes in Siberia and Their Global Consequences. *Reg. Environ. Chang. Sib. Their Glob. Consequences.* – 2013.
263. Shur Y.L., Jorgenson M.T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2007. – T. 18. – № 1. DOI: 10.1002/ppp.582
264. Sidorchuk A. GULTEM - The Model to Predict Gully Thermoerosion and Erosion (Theoretical Framework) // 10th International Soil Conservation Organization Meeting. – 2001. – Vol. 1.
265. Sidorchuk A. Gully erosion in the cold environment: Risks and hazards // *Advances in Environmental Research.* – 2015. – Vol. 44.
266. Sidorchuk A. The Potential of Gully Erosion on the Yamal Peninsula, West Siberia // *Sustainability.* – 2019. – Vol. 12. – № 1. – P. 260. DOI: 10.3390/su12010260
267. Snethlage M.A., Geschke J., Ranipeta A., Jetz W., Yoccoz N.G., Körner C., Spehn E.M., Fischer M., Urbach D. A hierarchical inventory of the world's mountains for global comparative mountain science // *Scientific Data.* – 2022. – Vol. 9. – № 1. – P. 149. DOI: 10.1038/s41597-022-01256-y
268. Soloviev P.A. Thermokarst phenomena and landforms due to frost heaving in central Yakutia // *Biuletyn Peryglacjalny.* – 1973. – T. 23. – C. 135–155.
269. Steinert N.J., Debolskiy M. V, Burke E.J., García-Pereira F., Lee H. Evaluating permafrost definitions for global permafrost area estimates in CMIP6 climate models // *Environmental Research Letters.* – 2024. – Vol. 19. – № 1. – P. 014033. DOI: 10.1088/1748-9326/ad10d7
270. Strauss J. et al. Circum-Arctic Map of the Yedoma Permafrost Domain // *Frontiers in Earth Science.* – 2021. – Vol. 9. DOI: 10.3389/feart.2021.758360
271. Strauss J., Schirrmeyer L., Wetterich S., Borchers A., Davydov S.P. Grain-size properties and organic-carbon stock of Yedoma Ice Complex permafrost from the Kolyma lowland, northeastern Siberia // *Global Biogeochemical Cycles.* – 2012. – Vol. 26. – № 3. DOI: 10.1029/2011GB004104
272. Streletskaia I.D., Ukrainseva N.G., Drozdov I.D. A digital database on tabular ground ice in the Arctic // ICOP 2003: Permafrost: Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, 21–25 July 2003, Zürich, Switzerland. – 2003. – C. 1107-1110.
273. Syvitski J.P.M., Kettner A. Sediment flux and the Anthropocene // *Phil. Trans. R. Soc. A.* – 2011. – Vol. 369. – P. 957-975. DOI: 10.1098/rsta.2010.0329
274. Tananaev N., Lotsari E. Defrosting northern catchments: Fluvial effects of permafrost degradation // *Earth-Science Reviews.* – 2022. – T. 228. DOI: 10.1016/j.earscirev.2022.103996

275. Tananaev N.I. Hydrological and geocryological controls on fluvial activity of rivers in cold environments // IAHS-AISH Proceedings and Reports. – 2013. – T. 360.
276. Tananaev N.I. Hydrological and sedimentary controls over fluvial thermal erosion, the Lena River, central Yakutia // Geomorphology. – 2016. – Vol. 253. – P. 524-533. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.11.009
277. The Global Runoff Data Centre, 56068 Koblenz, Germany.
278. Toniolo H., Kodial P., Hinzman L.D., Yoshikawa K. Spatio-temporal evolution of a thermokarst in Interior Alaska // Cold Regions Science and Technology. – 2009. – Vol. 56. – № 1. DOI: 10.1016/j.coldregions.2008.09.007
279. Turowski J.M., Rickenmann D., Dadson S.J. The partitioning of the total sediment load of a river into suspended load and bedload: A review of empirical data // Sedimentology. – 2010. – Vol. 57. – № 4. – P. 1126-1146. DOI: 10.1111/j.1365-3091.2009.01140.X
280. USGS Global 30 Arc-Second Elevation (GTOPO30). – 1996.
281. Vanmaercke M. et al. How fast do gully headcuts retreat? // Earth-Science Reviews. – 2016. – Vol. 154. DOI: 10.1016/j.earscirev.2016.01.009
282. Vasilenko A.N., Magritsky D.V., Frolova N.L. Patterns of Changes in Average Annual Water Temperatures of the Rivers of the Arctic Zone of Russia Associated with Climate Changes // Water sector of Russia: problems, technologies, management. – 2020. – № 2, 2020. – C. 8-22. DOI: 10.35567/1999-4508-2020-2-1
283. Velicogna I., Tong J., Zhang T., Kimball J.S. Increasing subsurface water storage in discontinuous permafrost areas of the Lena River basin, Eurasia, detected from GRACE // Geophysical Research Letters. – 2012. – T. 39. – № 9. DOI: 10.1029/2012GL051623
284. Vey S., Steffen H., Müller J., Boike J. Inter-annual water mass variations from GRACE in central Siberia // Journal of Geodesy. – 2013. – Vol. 87. – № 3. DOI: 10.1007/s00190-012-0597-9
285. Vigiak O., Borselli L., Newham L.T.H., McInnes J., Roberts A.M. Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio // Geomorphology. – 2012. – Vol. 138. – № 1. – P. 74-88. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.08.026
286. Vörösmarty C.J., Meybeck M., Fekete B., Sharma K., Green P., Syvitski J.P.M. Anthropogenic sediment retention: Major global impact from registered river impoundments // Global and Planetary Change. – 2003. – Vol. 39. – № 1-2. – P. 169-190. DOI: 10.1016/S0921-8181(03)00023-7
287. Walvoord M.A., Kurylyk B.L. Hydrologic Impacts of Thawing Permafrost—A Review // Vadose Zone Journal. – 2016. – T. 15. – № 6. DOI: 10.2136/vzj2016.01.0010

288. Walling D.E. The sediment delivery problem // *Journal of Hydrology*. – 1983. – Vol. 65. – № 1-3. – P. 209-237. DOI: 10.1016/0022-1694(83)90217-2
289. Walling D.E. Erosion and sediment yield research - Some recent perspectives // *Journal of Hydrology*. – 1988. DOI: 10.1016/0022-1694(88)90183-7
290. Walling D.E. Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers // *Geomorphology*. – 2006. – Vol. 79. – № 3-4. – P. 192-216. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.06.019
291. Wang P., Huang Q., Pozdniakov S.P., Liu S., Ma N., Wang T., Zhang Y., Yu J., Xie J., Fu G., Frolova N.L., Liu C. Potential role of permafrost thaw on increasing Siberian river discharge // *Environmental Research Letters*. – 2021. – Vol. 16. – № 3. DOI: 10.1088/1748-9326/abe326
292. Wang T., Wu T., Wang P., Li R., Xie C., Zou D. Spatial distribution and changes of permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau revealed by statistical models during the period of 1980 to 2010 // *Science of the Total Environment*. – 2019. – Vol. 650. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2018.08.398
293. Wilkinson S.N., Olley J.M., Prosser I.P., Read A.M. Targeting erosion control in large river systems using spatially distributed sediment budgets // *IAHS-AISH Publication*. – 2005.
294. Williams J.R., Renard K.G., Dyke P.T. EPIC: a new method for assessing erosion's effect on soil productivity. // *Journal of Soil & Water Conservation*. – 1983. – Vol. 38. – № 5.
295. Willenbring J.K., Blanckenburg F. von Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling // *Nature*. – 2010. – T. 465. – № 7295. – C. 211-214. DOI: 10.1038/nature09044
296. Wischmeier W., Smith D. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. – 1978. DOI: 10.1029/TR039i002p00285
297. Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting Rainfall-Erosion Losses From Cropland east of the Rocky Mountains: Guide for Selection of Practices for Soil and Water Conservation // U.S. Department of Agriculture Handbook No.282. – 1965. – № 28.
298. Wolfe S.A., Morse P.D., Parker R., Phillips M.R. Distribution and morphometry of pingos, western Canadian Arctic, Northwest Territories, Canada // *Geomorphology*. – 2023. – Vol. 431. DOI: 10.1016/j.geomorph.2023.108694
299. World Meteorological Organization WMO provisional report on the state of the global climate 2020 // Wmo. – 2022.
300. Yin S., Nearing M.A., Borrelli P., Xue X. Rainfall Erosivity: An Overview of Methodologies and Applications // *Vadose Zone Journal*. – 2017. – Vol. 16. – № 12. DOI: 10.2136/vzj2017.06.0131
301. Yokohata T., Saito K., Takata K., Nitta T., Satoh Y., Hajima T., Sueyoshi T., Iwahana G. Model improvement and future projection of permafrost processes in a global land surface model

// Progress in Earth and Planetary Science. – 2020. – Vol. 7. – № 1. DOI: 10.1186/s40645-020-00380-w

302. Zanaga D. et al. ESA WorldCover 10 m 2020 v100 // Meteosat Second Generation Evapotranspiration (MET). – 2021.
303. Zanaga D., Kerchove, R., Daems, D., De Keersmaecker, W., Brockmann C. Van De, Kirches G., Wevers J., Cartus O., Santoro M., Fritz S., Lesiv M., Herold M., Tsendbazar N.E., Xu P., Ramoimino F., Arino O. ESA WorldCover 10 m 2021 v200. – 2022. DOI: 10.5281/zenodo.7254221
304. Zandt M.H. in 't, Liebner S., Welte C.U. Roles of Thermokarst Lakes in a Warming World // Trends in Microbiology. – 2020. – Vol. 28. – № 9. DOI: 10.1016/j.tim.2020.04.002
305. Zhang L., Ren F., Li H., Cheng D., Sun B. The influence mechanism of freeze-thaw on soil erosion: A review // Water (Switzerland). – 2021. – Vol. 13. – № 8. DOI: 10.3390/w13081010
306. Zhang T., Li D., East A.E., Walling D.E., Lane S., Overeem I., Beylich A.A., Koppes M., Lu X. Warming-driven erosion and sediment transport in cold regions // Nature Reviews Earth and Environment. – 2022. – Vol. 3. – № 12. DOI: 10.1038/s43017-022-00362-0
307. Zimov S.A., Davydov S.P., Zimova G.M., Davydova A.I., Schuur E.A.G., Dutta K., Chapin I.S. Permafrost carbon: Stock and decomposability of a globally significant carbon pool // Geophysical Research Letters. – 2006. – Vol. 33. – № 20. DOI: 10.1029/2006GL027484
308. Zimov S.A., Voropaev Y. V., Semiletov I.P., Davidov S.P., Prosiannikov S.F., Chapin F.S., Chapin M.C., Trumbore S., Tyler S. North Siberian lakes: A methane source fueled by pleistocene carbon // Science. – 1997. – Vol. 277. – № 5327. DOI: 10.1126/science.277.5327.800
309. Zingg A.W. Degree and length of land slope as it affects soil loss in run-off // Agricultural Engineering. – 1940. – T. 21.
310. Geomorphology of Proglacial Systems Geography of the Physical Environment / eds. Heckmann T., Morche D. – Cham: Springer International Publishing, 2019. DOI: 10.1007/978-3-319-94184-4