МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени М.В. ЛОМОНОСОВА ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

на правах рукописи

Цыпленков Анатолий Сергеевич

Формирование стока взвешенных наносов в бассейнах малых горных рек: общие закономерности и региональные особенности

Специальность 25.00.27 – гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата географических наук

Научный руководитель: доктор географических наук Голосов Валентин Николаевич Научный консультант: кандидат географических наук Чалов Сергей Романович

Москва – 2019

Оглавление

Введение	5
Глава 1. Теория формирования стока наносов1	0
1.1. Источники наносов1	1
1.2. Факторы стока наносов1	3
1.2.1. Климат1	3
1.2.2. Рельеф1	4
1.2.3. Литология горных пород1	7
1.2.4. Почвенно-растительный покров1	9
1.2.5. Антропогенное влияние на сток наносов2	0
1.3. Факторы стока наносов рек низкогорий и высокогорий	2
1.3.1. Сток наносов низких и средних гор2	3
1.3.2. Сток наносов высоких и высочайших гор2	4
Глава 2. Методы изучения формирования стока наносов в бассейнах малых горных рек2	8
2.1. Методы оценки формирования стока наносов на водосборе2	8
2.1.1. Геохимические трассеры2	8
2.1.2. Моделирование водной эрозии3	0
2.2. Методы оценки мутности воды3	6
2.2.1. Методы определения мутности воды3	6
2.2.2. Методы определения изменчивости мутности воды	7
2.3. Статистические методы обработки4	0
2.3.1. Статистические методы обработки рядов мутности и расходов взвешенны наносов4	x -0
2.3.2. Количественные критерии анализа связей мутности и расхода воды4	.4
2.4. База данных стока взвешенных наносов4	7
2.4.1. Создание базы данных стока взвешенных наносов малых горных рек4	7
2.4.2. Создание базы данных стока взвешенных наносов Кавказа	3
Глава 3. Особенности формирования стока наносов в горах на межрегиональном региональном уровнях	и 7
3.1. Оценка особенностей стока взвешенных наносов на межрегиональном уровне5	7
3.2. Формирование стока взвешенных наносов на региональном уровне (на пример Кавказа)	ie 10
3.2.1. Результаты интерполяции	1
3.2.2. Сравнение результатов	3
3.3. Выводы	5

3	
Глава 4. Анализ гидрологических и физико-географических особенностей фо	ормирования
стока наносов в бассейнах малых горных рек	67
4.1. Высокогорные реки	67
4.1.1. Бассейн р. Джанкуат	68
4.1.2. Бассейн р. Тарфала	79
4.1.3. Сравнительный анализ	86
4.2. Низкогорные реки	88
4.2.1. Бассейн р. Цанык	89
4.2.2. Бассейн р. Сан-Леонардо	99
4.2.3. Сравнительный анализ	101
4.3. Выводы	104
Глава 5. Разновременная изменчивость стока взвешенных наносов малых гор	оных рек.106
5.1. Внутрисезонная динамика стока взвешенных наносов	107
5.1.1. Сток взвешенных наносов р. Джанкуат в 2017 г	107
5.1.2. Внутрисуточная динамика стока взвешенных наносов	110
5.1.3. Баланс наносов р. Джанкуат в 2017 году	113
5.1.4. Обсуждение результатов	116
5.2. Гидрологические факторы макротурбулентных изменений мутности	118
5.2.1. Макротурбулентные изменения оптической мутности речных вод	119
5.2.2. Изменчивость макротурбулентных колебаний мутности	124
5.2.3. Выводы	127
Заключение	129
Список питературы	

Перечень сокращений

- *D* средневзвешенный диаметр
- *D50* медианный диаметр
- GOF критерий согласия
- МАЕ средняя абсолютная ошибка
- МЕ средняя ошибка
- MSDR среднее стандартизированных квадратов отклонений
- RMSE среднеквадратическая ошибка
- RUSLE модифицированное универсальное уравнение эрозии почв
- SD стандартное отклонение среднего
- SE ошибка среднего
- SL сток наносов, т.год⁻¹
- SSY модуль стока наносов, т·км⁻²
- SSY_{med} медианный модуль стока наносов, т · км⁻²
- SSY_{cp} средний модуль стока наносов, т км⁻²
- SSC мутность воды, г·м⁻³
- Q расход воды, м³·с⁻¹
- ЦМР цифровая модель рельефа
- ЭПО эрозионный потенциал осадков
- ЭГС экстремальное гидрологическое событие
- ЭЭС экстремальное эрозионное событие

Введение

Актуальность исследования. Нарастающая степень хозяйственной освоенности горных стран, сопровождающаяся ростом населения, подразумевает необходимость количественной оценки влияния сейсмотектонической активности, антропогенной нагрузки и климатических изменений на интенсивность денудации в различных высотных поясах. Сток взвешенных наносов рек, отражающий динамику изменений темпов денудации, является интегральной характеристикой различных факторов влияния на развитие экзогенных процессов, определяющих интенсивность переноса подготовленного процессами выветривания материала в речных бассейнах и его дальнейшую транспортировку за пределы горных стран. Выявление современных изменений темпов перераспределения материала в речных бассейнах горных стран играет ведущую роль для определения специфики развития рельефа и ландшафтов. Одновременно это имеет важное прикладное значение, заключающееся в минимизации негативных проявлений экзогенных процессов, способствующих разрушению транспортной инфраструктуры, зданий, и увеличивающих темпы заиления водохранилищ.

Бассейны малых рек горных территорий занимают около 20% площади суши [Milliman, Syvitski, 1992]. Вынос материала с этих территорий составляет до половины современного суммарного стока взвешенных наносов рек в океан [Milliman, 1995], а мутность этих рек в несколько десятков раз превышает зональную [Щеглова, 1984]. Несмотря на столь значительный вклад малых горных рек в мировой сток взвешенных наносов в океан, существующая гидрометрическая сеть недостаточна для получения обоснованных оценок стока наносов рек горных территорий ввиду большого разнообразия условий его формирования даже в пределах одной высотной зоны с относительно однотипными ландшафтными характеристиками. В наибольшей степени это относится к малым рекам (площадью бассейна менее 1 000 км²) высокогорного и низкогорного поясов, где наблюдения за стоком взвешенных наносов проводятся только на части постов гидрометрической сети, которые при этом часто расположены на значительном удалении от истоков рек. В результате прогноз изменений стока взвешенных наносов, необходимый при проектировании гидротехнических сооружений, оценке воздействия на окружающую среду, исследованиях качества воды, является трудновыполнимой задачей. Поэтому независимая количественная оценка стока взвешенных наносов в бассейнах малых горных рек, которая может быть проведена на основе использования набора современных методов и ГИС-технологий чрезвычайно актуальна.

Цель работы – выявление ключевых особенностей формирования стока взвешенных наносов в пределах малых горных водосборов, расположенных в различных ландшафтных и высотных зонах.

Для достижения поставленной цели в диссертации решаются следующие задачи:

- Определить ключевые факторы формирования стока взвешенных наносов рек малых горных водосборов.
- 2) Адаптировать набор мониторинговых, экспериментальных и численных методов для оценки формирования стока взвешенных наносов для модельных бассейнов малых горных рек.
- 3) По результатам сетевых наблюдений и экспедиционным данным оценить сток взвешенных наносов исследуемых рек для продолжительных и краткосрочных периодов времени.
- Оценить вклад денудационных процессов (природных и антропогенно-обусловленных) в сток взвешенных наносов малых рек в разных ландшафтно-высотных зонах и при различной степени антропогенной нагрузки на водосбор.
- 5) Исследовать особенности внутрисезонной, внутрисуточной и внутричасовой изменчивости стока взвешенных наносов малых рек горных территорий.

Основные теоретические и методологические результаты диссертации, обладающие научной новизной, сводятся к следующему:

- 1. Впервые сделано полное обобщение существующих данных, и дана сравнительная характеристика стока взвешенных наносов горных систем (Альпы, Арденны, Апеннины, Карпаты, Кавказ, Атласские, Драконовы горы), проведен анализ современной пространственной изменчивости стока взвешенных наносов рек Кавказа.
- 2. Впервые для водосборов, расположенных в разных природных условиях проведена оценка стока взвешенных наносов с использованием современного инструментария численных методов.
- 3. Впервые с помощью новых статистических подходов выполнен анализ краткосрочной временной изменчивости стока взвешенных наносов.
- 4. В работе впервые получены закономерности формирования и выявлены факторы, определяющие внутрисуточную и внутрисезонную изменчивости мутности и стока взвешенных наносов малых горных рек в зависимости от фаз водного режима, местных условий, степени хозяйственной освоенности бассейна.

Теоретическая и практическая значимость работы заключается в получении результатов, носящих фундаментальный и методический характер. Отличительной стороной работы является совмещение гидрологических и геоморфологических методов оценки формирования стока взвешенных наносов для получения единой интегральной оценки механизмов и динамики стока малых горных рек, протекающих в различных ландшафтновысотных условиях. Получен уникальный массив натурных данных, характеризующих формирование вещественных потоков в малых горных реках в условиях деградации горного оледенения, активного вулканизма и различной антропогенной нагрузки на водосбор.

Материалы диссертационного исследования представлены в научных отчетах по проектам РФФИ: «Оценка влияния структуры флювиальной сети на темпы перераспределения наносов на равнинах и в горных странах» (проект № 13-05-00162а), «Речные наносы: формирование, пространственно-временная изменчивость, гидрологические и экологические функции» (проект № 15-05-05515а), «Геоморфологические последствия экстремальных эрозионных событий» (проект № 16-05-00815), «Природные и техногенные изменения транспорта наносов в пределах вулканических территорий Камчатки» (проект № 16-35-00567 мол_а); по проекту People Marie Curie Actions International Research Staff Exchange Scheme Call (проект № FP7Ppeople-2012-IRSES) «Fluvial processes and erosion dynamics in European river systems: Ecological effects of climate change and human activities».

Материалы и методы исследований. Использован разномасштабный подход, который предполагает рассмотрение исследуемого процесса с разной детальностью охвата территории (от мелкого масштаба, на уровне горных систем, до крупного, на уровне отдельных бассейнов) и временного масштаба (от внутрисезонной изменчивости стока взвешенных наносов до внутричасовой (высокочастотной)). Региональные обобщения пространственной изменчивости модуля стока взвешенных наносов по 7 горным системам были сделаны на основе опубликованных баз данных и статей [Абдуев, 2015; Эюбова, 2015; Hinderer et al., 2013; Magritskii, 2011; Vanmaercke et al., 2014b, 2011] и материалам Государственного водного кадастра. Для четырех малых горных рек, протекающих по территории России, Швеции и Италии, сток взвешенных наносов был детально изучен полевыми методами. В работе использованы данные, полученные при участии автора в ходе экспедиций, организованных кафедрой гидрологии суши Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в 2013–2017 гг. и НИЛ эрозии почв и русловых процессов. Касть данных получена при анализе архивных материалов НИЛ эрозии почв и опубликованных источников.

В работе использовались методы:

– комплексных полевых исследований, в которые входили: измерения расходов и мутности воды (нефелометрическим и весовым методами); отбор проб воды для лабораторного анализа на гранулометрический состав наносов; определение долевого вклада различных источников наносов в сток наносов малых рек на основе использования метода «отпечатка пальцев» (fingerprinting technique);

 – дистанционного зондирования Земли, с последующей обработкой спутниковых снимков и цифровых моделей рельефа с помощью геоинформационных технологий; -ландшафтной гидрологии и использование эрозионных моделей для расчёта смыва на водосборах малых горных рек для построения карт эрозионной опасности;

– геостатистические методы интерполяции (кригинг и ко-кригинг) и методы машинного обучения (*k*-ближайших соседей) для построения картограмм модулей стока взвешенных наносов;

 статистического анализа зависимостей между характеристиками стока взвешенных наносов, количественными факторами его формирования и расходами воды.

Основные защищаемые положения.

1. Формирование стока взвешенных наносов малых рек в высокогорной зоне определяется соотношением вклада природных факторов, тогда как в низкогорной зоне важную роль играют степень и продолжительность хозяйственного освоения бассейна.

2. Сток взвешенных наносов малых высокогорных рек зоны современного оледенения определяется соотношением вклада продуктов экзарации ледника с размывом конечной морены и поступления наносов со склонов прогляциальной части водосбора, а малых рек предгорнонизкогорного пояса — интенсивностью стокоформирующих осадков и степенью распаханности водосбора.

3. Внутрисуточные изменения стока взвешенных наносов малых горных рек описываются индексом гистерезиса, характеризующим связь мутности с расходами воды в зависимости от гидрометеорологических условий.

4. Краткосрочные (макротурбулентные) изменения мутности характерны для малых горных рек с большими уклонами русла, относительно высокой транспортирующей способностью и малыми расстояниями от источников наносов.

Апробация результатов. Результаты работы доложены на конференциях IGU (Международный географический союз, Москва 2015); XI семинаре молодых ученых вузов, объединяемых Межвузовским научно-координационным советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов (Нижний Новгород, 2016); Научно-практической конференции «Актуальные проблемы эффективного использования водных объектов РФ» (Москва, 2017); XXXII пленарном совещании Межвузовского научно-координационного совета по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов (Уфа, 2017); на 20м Международном молодежном форуме по сохранению почв и вод суши и симпозиуме ICCE (2nd IYFSWC/ICCE 2018, Москва, 2018); 27th IUGG General Assembly (27ой симпозиум Интернационального союза по геодезии и геофизике, Монреаль, 2019); V Всероссийской научной конференции с международным участием «Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях» (Москва, 2019); Международной научно-практической конференции «Проблемы региональной экологии и географии» (Ижевск, 2019).

По результатам диссертационной работы опубликовано 10 работ, в том числе 6 статей в рецензируемых российских и зарубежных научных изданиях, определенных п. 2.3 Положения о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения и списка литературы. Общий объем работы – 160 стр., текст изложен на 127 страницах, включая 63 рисунка, 31 таблицу. Список литературы состоит из 347 наименований, в том числе 246 на иностранных языках.

Благодарности. Автор искренне благодарен д.г.н. Голосову В.Н. за профессиональное руководство диссертационной работой, внимание и поддержку; научному консультанту, к.г.н. Чалову С.Р. за свои первые шаги в сфере научных исследований, за становление оформленного интереса и большой любви к профессии, за помощь на всех этапах совместной работы; к.г.н. Алабяну А.М. и д.г.н. Панину А.В. за советы на стадии подготовки. Автор признателен за помощь в работе профессору, д.г.н. Чалову Р.С., к.г.н. Ивановой Н.Н., Dr. Matthias Vanmaercke, к.г.н. Злотиной Л.В., к.г.н. Терскому П.Н., профессору д.г.н. Фроловой Н.Л., д.б.н. Ольчеву А.В. Автор выражает особую благодарность за постоянное сотрудничество в рамках полевых и камеральных работ Школьному Д.И., к.г.н. Иванову М.М., Смирнову А.М., Базиловой В.О., Dr. Philipp Theuring, к.г.н. Рец Е.П., к.г.н. Киреевой М.Б., доценту, к.г.н. Поповнину В.В., а также сотрудникам, аспирантам, студентам и выпускникам географического факультета МГУ, принимавшим участие в полевых работах.

Глава 1. Теория формирования стока наносов

Современный (с начала 1990-х гг.) этап развития исследований характеризуется большим количеством работ, посвященных изучению реакции эрозионно-русловых систем (ЭРС) и, прежде всего, эрозионных процессов и стока наносов на глобальные изменения климата [Эрозионно-русловые системы, 2017; Farnsworth, Milliman, 2003; Jones, 1999 и др.]. Расширение площадей приледниковых зон, способствующее росту темпов денудации и стока наносов [Hodgkins et al., 2003] и аккумуляции [Maizels, 1979; Warburton, 1990] в высокогорном поясе является одним из важнейших показателей воздействия изменения климата на ЭРС [Phillips, 1991]. При прочих равных условиях самым чувствительным параметром является сток взвешенных наносов [Hodgkins et al., 2003; Walling, 1995]. Изучение процессов выноса, аккумуляции и ремобилизации наносов важно для дальнейшего прогнозирования реакции ЭРС на климатические изменения и усиление антропогенного пресса [Pelletier, 2012].

Впервые вклад малых горных рек (с площадью водосбора $<10\ 000\ {\rm кm}^2$) в глобальный сток наносов был оценен А.П. Дедковым и В.И. Мозжериным [1984]. Дальнейшие оценки Дж. Миллимана и Д. Сивитски [1992] показали, что даже при том, что малыми реками горных территорий занято около 20% площади суши, их вклад составляет до половины современного стока наносов рек в океан [Milliman, 1995; Milliman, Syvitski, 1992], а их мутность в несколько десятков раз превышает зональную [Щеглова, 1984]. Последующие исследования имеют более глобальный характер и направлены на изучение стока наносов в континентальном масштабе [Milliman, Farnsworth, 2011; Vanmaercke et al., 2014b, 2011].

Для оценки пространственно-временных особенностей формирования стока взвешенных наносов малых рек горных территорий будет использована гипсометрическая классификация гор и горных водосборов, предложенная Г.И. Рычаговым [2006]. Следует отметить, что существуют и другие классификации гор по высоте, широко используемые в России и за рубежом [например, Meybeck, Green, Vörösmarty, 2001; Milliman, Syvitski, 1992]. Согласно [Рычагов, 2006], следует выделять 4 категории гор (см. **табл. 1.1.1**). Горы характеризуются высотной зональностью ландшафтов и рельефа, определяемой вертикальной дифференциацией климата и рельефообразующих процессов.

Тип	Диапазон высот, м
Низкие	<1000
Средневысотные	1000–2500
Высокие	2500-5000
Высочайшие	>5000

Таблица 1.1.1. Классификация гор по высотным зонам [Рычагов, 2006]

1.1. Источники наносов

В стоке наносов рек участвуют продукты руслового генезиса (русловые наносы), а также наносы, формирующиеся за счет различных процессов денудации на склонах водосборов (бассейновые наносы) [Дедков, Мозжерин, 1984; Караушев, 1977].

Направленность эрозионно-аккумулятивных процессов внутри эрозионно-русловых систем (ЭРС) отражает уравнение баланса наносов [Чалов, 2016], представляющее собой частный случай закона сохранения вещества. Соотношение приходной и расходной частей баланса наносов определяет тип ЭРС на данном участке [Эрозионно-русловые системы, 2017]. Баланс наносов в интегральной форме для речного бассейна согласно [Алексеевский, 1998] отражен в данной формуле:

$$W_2 - W_1 = \Delta W, \tag{1.1.1}$$

где W_1 – объем поступления литогенного материала в пределы ЭРС; W_2 – его удаление за пределы системы; ΔW – результирующая баланса, характеризующая соотношение между W_1 и W_2 .

Согласно [Алексеевский, 1998, с. 48], в общем виде для участков горных и полугорных рек уравнение 1.1.1 принимает вид:

$$\Delta W = (W_{\rm P3} + \sum W_{\rm 3P_i} + W_{\rm OB} + W_{\rm C} + W_{\rm OC} + W_{\rm O\Pi} + W_{\rm S}) - W_{\rm A} \pm W_{\rm 3} \pm W_{\rm X}, \qquad (1.1.2)$$

где $W_{P\Im}$ – вклад русловой эрозии; $W_{\Im Pi}$ – привнос продуктов эрозии с боковыми притоками; W_{OB} – вклад овражной эрозии; W_C – склоновых селей; W_{OC} – осыпей; $W_{O\Pi}$ – оползней; W_S – солифлюкции; W_A – аккумуляция наносов на участке реки; W_{\Im} и W_X – влияние золового переноса и хозяйственной деятельности на сток наносов.

Таким образом, уравнение 1.1.2 включает основные процессы, участвующие в формировании стока наносов участка горной реки. Их набор различается для разных рек и «зависит от положения участка реки в пределах речной сети и типа водных потоков» [Алексеевский, 1998, с. 50].

Роль того или иного процесса в формировании стока наносов в первую очередь определяется ландшафтно-климатическими условиями на водосборе, рельефом территории, литологией горных пород, а также степенью антропогенной нагрузки [Дедков, Мозжерин, 1984; Щеглова, 1972; Syvitski, Milliman, 2007; Vente de, Poesen, 2005]. Однако относительная значимость этих факторов, объясняющих пространственные вариации стока наносов, до конца не исследована [Vanmaercke et al., 2014b]. Так, наибольший сток наносов наблюдается в высокогорных приледниковых бассейнах, вдвое меньше выносится с освоенных низкогорных бассейнов сухих и влажных субтропиков, минимальные же значения наблюдаются в залесенных районах [Dedkov, Moszherin, 1992; Vanmaercke et al., 2011]. Определенное воздействие на сток наносов также оказывает ряд азональных факторов, таких как сейсмичность территории [Дедков,

Мозжерин, 1984] и вулканическая активность [Куксина, Алексеевский, 2017; Чалов, Цыпленков, 2017].

Важным источником наносов являются *обвально-осыпные процессы* на бортах долины, участках пойменно-террасового комплекса, а также на отдельных участках бортов притоков основного русла [Алексеевский, 1998]. Продукты осыпания поступают непосредственно в русло или накапливаются на поверхности поймы под осыпным склоном и могут быть опять вовлечены в процесс транспорта материала при повышении уровня воды. При этом темпы обвальноосыпных процессов контролируются скоростью выветривания слагающих склоны пород, а также землетрясениями [Huggett, 2007].

Недавние исследования [Vanmaercke et al., 2014а] показали, что сейсмичность территории, возможно, оказывает бо́льшее влияние на сток наносов, нежели климат или хозяйственная деятельность на водосборе, чем это было принято считать ранее [Дедков, Мозжерин, 1984]. Ведущая роль сейсмотектонической активности в формировании стока наносов рек выявлена для горных систем, расположенных в различных регионах мира [Хрисанов, 1975; Aalto, Dunne, Guyot, 2006; Molnar, Anderson, Anderson, 2007; Montgomery, Brandon, 2002; Vanacker et al., 2007; Vanmaercke et al., 2014а]. При этом землетрясения часто провоцируют формирование крупных оползней, которые существенно трансформируют сток наносов реки на определенных участках за счет длительного размыва тела оползня [Dadson et al., 2004; Hovius et al., 2011; Howarth et al., 2012; Malamud et al., 2004]. Однако и усиление темпов денудации, обусловленное ростом антропогенного пресса во многих случаях, способствует 3–5-кратному усилению модуля стока наносов рек [Hooke, 2006; Raab et al., 2018]. В результате на уровне отдельных высотных поясов гор не всегда возможно отделить самостоятельный вклад природных (эндогенных и экзогенных) факторов и антропогенного воздействия на сток наносов [Milliman, Farnsworth, 2011; Vanmaercke et al., 2011].

1.2. Факторы стока наносов

1.2.1. Климат

Наравне с влиянием хозяйственной деятельности на сток наносов Дедков и Мозжерин [1984] выделяют климатический фактор как определяющий при зональном распределении стока наносов. Ряд зарубежных и отечественных ученых считают климат доминирующим при оценке годового стока наносов из ЭРС различных масштабов [Магрицкий, 2015; Сирлибаева, 1984; Achite, Ouillon, 2007; Ionita, 2006; Restrepo, Kjerfve, 2000].

Однако роль и значение климата пока до конца не ясны. Логично предположить, что существует положительная связь между количеством жидких осадков и стоком наносов [Jansen, Painter, 1974], работающая за счет увеличения стока воды и, как следствие, транспортирующей и эродирующей способности потока. Также внутригодовой и пространственный характер распределения осадков внутри водосбора влияет на распространение растительного покрова, что в свою очередь сказывается на формировании стока наносов на речных водосборах. На основании данных, полученных на 265 водосборах в США, В.М. Лангбейн и С.А. Шумм [1958] предположили (**рис. 1.2.1**), что сток наносов увеличивается с ростом стокообразующих осадков и потом понижается из-за увеличения густоты растительного покрова.



Рисунок 1.2.1. Правило Лангбейна — Шумма для рек США [Langbein, Schumm, 1958]

Последующие исследования не подтвердили правило Лангбейна — Шумма: например, анализ результатов наблюдений на 265 водосборах (ряд наблюдений минимум 7 лет), проведенный [Walling, Kleo, 1979], не выявил статистически значимой связи между осадками и стоком наносов в различных климатических зонах. В целом климат косвенно влияет на прочие

факторы формирования стока наносов. Например, в последние десятилетия появились исследования, показывающие, что рост повторяемости селей и других катастрофических процессов в горах Кавказа и в других горных странах обусловлен глобальными климатическими изменениями [Мамедов, 2014; Gariano, Guzzetti, 2016]. Что, безусловно, отражается и на стоке наносов, так как ведущую роль в денудации гор играют катастрофические процессы [Буланов, 1996].

При анализе временной изменчивости стока наносов очень важна его реакция на глобальное изменение климата [Эрозионно-русловые системы, 2017]. Последние прогнозы изменения климата [Masson-Delmotte et al., 2018] показывают, что около половины горных ледников Европы могут исчезнуть к концу XXI века. Продолжающееся таяние горных ледников приведет к увеличению мутности малых горных водотоков [Oswood, Milner, Irons, 1992] за счет интенсификации прогляциальных источников наносов [Moore et al., 2009]. Потепление климата может также сказаться и на увеличении частоты гравитационных процессов, что впоследствии приведет к росту стока наносов – примером подобных изменений могут служить результаты наблюдений за стоком наносов на горных реках Гималаев и Тибетского плато [Lu, Zhang, Xu, 2010].

1.2.2. Рельеф

Российскими и зарубежными исследователями рельеф выделяется как основной фактор формирования стока взвешенных наносов, причем его роль возрастает с уменьшением площади водосбора [Дедков, Мозжерин, 1984]. Интенсивность гравитационных, склоновых, селевых и других экзогенных процессов определяется в первую очередь густотой и глубиной расчлененности рельефа [Перов, 2012]. В горах рельеф выступает также в роли главного «климато-гидрологического фактора» [Щеглова, 1984], отвечающего за внутригодовое и пространственное распределение осадков и увлажненность территории. Многочисленные исследования показали положительные связи между различными морфометрическими характеристиками водосбора (например, средний уклон водосбора, высота водосбора и др.) и стоком наносов [Aalto, Dunne, Guyot, 2006; Jansen, Painter, 1974; Milliman, Syvitski, 1992; Montgomery, Brandon, 2002]. Для горных районов СССР в Ресурсах поверхностных вод приводятся данные о линейном росте модулей стока наносов с высотой [Ресурсы ..., 1969; Ресурсы ..., 1973]. Например, А.П. Дедков и В.И. Мозжерин [1992] установили, что естественный сток взвешенных наносов (до периода хозяйственного освоения Земли) экспоненциально возрастает от низменностей до высоких гор в 500 раз (см. рис. 1.2.2). Тогда как в XX веке изменчивость стока наносов по высотным зонам не столь прямо пропорциональна: значительное

увеличение наблюдается на низменностях и возвышенностях, а также в низкогорьях (в 2–4 раза), наиболее освоенных человеком.



Рисунок 1.2.2. Зависимость модуля стока взвешенных наносов от рельефа местности: 1 – естественный сток наносов; 2 – антропогенно-измененный [Dedkov, Moszherin, 1992]

Подобного рода зависимость была представлена [Montgomery, Brandon, 2002], которые установили, что темпы денудации в тектонически неактивных областях линейно возрастают с увеличением среднего рельефа местности (*Mean Local Relief* – *MLR*) – среднего разброса высоты в радиусе 10 км (см. **рис. 1.2.3**). Согласно их наработкам, связь годичного сноса со средним рельефом местности сильная и статистически значимая ($R^2 = 0.90$, p < 0.0001). Данный постулат подтверждают и одни из первых исследований в данной области [Ahnert, 1970]. В то же время в тектонически активных регионах мира сток наносов резко увеличивается с ростом средней высоты водосбора [Montgomery, Brandon, 2002]. Данный эффект, по-видимому, объясняется ростом густоты расчленения рельефа и, как следствие, возрастанием площади склоновых водосборов и уменьшением площади речных водосборов [Перов, 2012], что благоприятно сказывается на формировании высоких значений стока наносов.



Рисунок 1.2.3. Зависимость величин годичного сноса (h_c , мм·год⁻¹) от средней высоты местности (*MLR*, м) [Montgomery, Brandon, 2002]. Черными квадратами отмечены выбросы регрессионной зависимости – р. Ганг и Брахмапутра, расположенные в тектонически активных областях. Регрессионная зависимость без выбросов описывается следующим уравнением ($R^2 = 0.90, p < 0.0001$): $h_c = 0.2 \cdot MLR$

Экспозиция склонов также является важным фактором формирования стока наносов и его пространственного распределения. Южные склоны накапливают меньшее количество снега, чем северные, а также при определенных условиях могут характеризоваться более плотным растительным покровом; наветренные склоны более увлажненные, нежели подветренные [Мозжерин, Шарифуллин, 2014]. В результате это приводит к тому, что смыв со склонов северной экспозиции ниже, чем южной во все сезоны года [Щеглова, 1984]. Согласно исследованиям Расулова А.Р., проведенным в Узбекистане [1972; (цит. по: Щеглова, 1984)], смыв с северных в 1000 раз меньше по сравнению со склонами солнечных экспозиций.

Наиболее существенно влияет крутизна склона на интенсивность эрозии. На склонах крутизной до 3° смыв почв практически не прослеживается, следы смыва и преимущественно слабосмытые почвы наблюдаются на склонах, имеющих крутизну от 3 до 10°; средне- и слабосмытые почвы — на склонах 10–15°, а средне- и сильносмытые — на склонах круче 15° [Лисецкий, Светличный, Черный, 2012]. Д. Монтгомери и М. Брэндон [Montgomery, Brandon, 2002] для Олимпийских гор вывели зависимость темпов эрозии (мм·год⁻¹) от среднего уклона водосбора (см. **рис. 1.2.4**). Согласно их оценкам, скорости эрозии линейно возрастают до крутизны <25°, на более крутых склонах связь слабее, а при уклоне >30° и вовсе отсутствует. При этом прослеживается явный тренд на увеличение темпов сноса с крутизной, причем наиболее существенные величины эрозии соответствуют крутым склонам (25–30°).



Рисунок 1.2.4. Зависимость темпов эрозии от среднего уклона водосбора для Олимпийских гор, по данным [Montgomery, Brandon, 2002]

На формирование стока наносов на склонах водосборов в горах существенное влияние оказывают морфоструктурные особенности развития конкретной территории. Современные зарубежные работы посвящены широкому кругу связей морфологии речных бассейнов и тектонических структур, в том числе форме бассейнов [Phillips, Schumm, 1987], миграции водоразделов и речным перехватам [Leopold, Bull, 1979], эволюции бассейнов в условиях активных складчато-разрывных дислокаций [Eusden, Pettinga, Campbell, 2005], тектоническим смещениям водосборов [Burnett, Schumm, 1983], тектонически стимулированным денудационным процессам, в том числе связанным с землетрясениями [Koons et al., 2003; Vanmaercke et al., 2014a].

1.2.3. Литология горных пород

Не менее важна для объяснения распределения стока наносов и литология горных пород, на которых формируется почвенный покров. Достоверно известно, что наибольший сток наносов происходит с осадочных несцементированных пород, наименьший — с магматических и кристаллических [Дедков, Мозжерин, 1984; Перов, 2012; Aalto, Dunne, Guyot, 2006]. Однако четкой связи между составом горных пород и стоком наносов не существует, так как устойчивость горных пород к внешнему воздействию зависит от множества факторов, как физико-химических, так и физико-географических [Рычагов, 2006]. Наиболее ярким примером служит гранит, который устойчив к водной эрозии в холодном и сухом климате, но в то же время быстро дезагрегируется процессами выветривания в тропическом климате [Рычагов, 2006; Riebe, Kirchner, Finkel, 2004]. Уместно привести группировку горных пород по неразмывающей скорости (см. табл. 1.2.1), использующуюся для оценки литологического фактора оврагообразования [Эрозионные процессы (географическая наука практике), 1984], но применимую и для комплексного изучения стока наносов.

Таблица 1.2.1. Неразмывающие скорости (*V_H*, м·с⁻¹) горных пород [Эрозионные процессы (географическая наука практике), 1984] и средний модуль стока взвешенных наносов в горах [Дедков, Мозжерин, 1984] (*SSY*, т·км²·год⁻¹)

Горные породы	м·с ⁻¹	т·км ² ·год ⁻¹
1. Комплекс рыхлых пород	0.3–2.0	1300
1.1 Пески разнозернистые	0.3–0.55	
1.2 Лессы, супеси, легкие суглинки	0.65–0.75	
1.3 Суглинки, безвалунные связные	0.55 - 1.0	
1.4 Суглинки тяжелые валунные, морена	1.0–1.3	
1.5 Глины плотные, твердые	1.0–1.5	
1.6 Щебнистые, гравелистые, холщеватые грунты	1.5–2.0	
2. Комплексы плотных осадочных и мерзлых пород	2.0-6.0	300–550
2.1 Мягкие осадочные породы: мергели, сланцы, глины	2.1–3.1	
2.2 Известняки	2.5–4.5	
2.3 Песчаники и мерзлые рыхлые породы	4.0–6.0	
3. Комплекс скальных кристаллических пород	16.0–25.0	150

О.П. Щеглова [1984] для горных водосборов севера Средней Азии установила, что наибольший смыв наблюдается на территориях, сложенных красноцветными глинами мезокайнозоя. Из-за своего механического состава (преимущественно мелкозем) и генезиса (продукт морских отложений палеогенового моря) они являются наиболее мобильным материалом в регионе. В целом аллювиальные отложения предшествующих геологических эпох подвержены размыву и вновь вовлечению в транспорт современными водотоками.

Воздействие выветривания на сток наносов также может выражаться опосредованно. Например, высокие скорости выветривания могут привести к образованию трещин, что повлечет увеличение потерь на инфильтрацию [Kuhn, Yair, Grubin, 2004] и уменьшение слоя поверхностного стока воды и, как следствие, стока наносов. Подобный эффект наиболее ярко проявляется в зоне карстовых областей [Delmas et al., 2012]. В целом, при условии, что факторы формирования стока наносов на водосборах равны, разный геолого-литологический состав материнских пород может вызвать различие на целый порядок [Syvitski, Milliman, 2007].

1.2.4. Почвенно-растительный покров

Существенное влияние на сток наносов оказывает и почвенно-растительный покров, который, по сути, является функцией климата. Многочисленные исследования указывают на отрицательную зависимость между модулем стока наносов и проективным покрытием почвы растительным покровом (например, см. **рис. 1.2.5**) [Ларионов, 1993; Перов, 2012; Nadal-Romero et al., 2011; Vanacker et al., 2007].



Рисунок 1.2.5. Зависимость стока наносов от проективного покрытия растительным покровом для 13 малых (0.1 – 276 км²) водосборов Северных Анд [Vanacker et al., 2007]

Растительный покров оказывает прямое воздействие на сток воды и наносов через: задержание жидких осадков кронами деревьев, защиту от прямого воздействия капель дождя (капельная эрозия), укрепление почвенного покрова корневой системой, изменение физикохимических свойств почвы [Ларионов, 1993; Перов, 2012]. Исследования в Заилийском Алатау показали, что эрозионные события полностью отсутствуют при лесистости территории более 70% [Брауде, 1948 (цит. по: Щеглова, 1984)]; А.А. Молчанов [1972 (цит. по: Перов, 2012)] пришел к выводу, что с увеличением лесистости с 10 до 50% сток наносов горных рек Северного Кавказа уменьшается в 14 раз.

В альпийском и субальпийском поясах лесные массивы встречаются только на их границе либо распространены мозаично — основная часть ландшафтов занята луговой растительностью. Почвозащитную роль травяной растительности подробно изучали в горах Центрального Таджикистана. Так, И. Джабаров [1968] выявил, что при уменьшении проективного покрытия с

0.7 до 0.3 сток наносов возрастает в 2.5 раза; А.А. Ханазаров [1976] установил, что при 100%-м проективном покрытии сток наносов меньше на один порядок по сравнению с 50%-м.

Интенсивность эрозии зависит от противоэрозионной стойкости почв [Литвин, 2002], которая, в свою очередь, определяется их гранулометрическим составом, а именно содержанием пылеватых фракций. В Карпатах, на Алтае, в Саянах и на Северном Кавказе наиболее низкой эродируемостью отличаются черноземы, горно-лесные бурые почвы, а наиболее высокой — каштановые и бурые пустынно-степные почвы. Поскольку эти типы почв сменяют друг друга в соответствии с законом высотной зональности, то почвы с наиболее высокой противоэрозионной устойчивостью расположены в предгорной и низкогорной частях. В высокогорье преобладают горно-луговые почвы с меньшей противоэрозионной устойчивостью [Ларионов, 1993]. В Средней Азии наиболее устойчивые почвы расположены в среднегорном поясе [Щеглова, 1984].

1.2.5. Антропогенное влияние на сток наносов

Количественные изменения стока наносов под влиянием хозяйственной деятельности стали заметны во второй половине XX века [Закономерности гидрологических процессов, 2012], что повлекло за собой рост исследований воздействия деятельности человека на сток наносов [Maetens et al., 2012; Vanacker et al., 2007; Walling, 2006]. Например [Milliman, Syvitski, 1992] оценили, что сток наносов возрос на 50% по сравнению с эпохой до начала хозяйственного освоения Земли. Безусловно, антропогенная деятельность на водосборах рек также влияет на пространственную изменчивость стока наносов — А.П. Дедков и В.И. Мозжерин [1984] выделяют антропогенный фактор как наиболее статистически значимый при зональном распределении стока наносов. При этом присутствует и тенденция увеличения антропогенного пресса от минимального в высокогорных районах до максимального в низкогорно-предгорном ярусе [Буланов, 2013], что отражается на распределении модуля стока наносов по высоте.

Антропогенное влияние на сток наносов может быть прямым (регулирование стока, дноуглубление, русловые карьеры и т. д.) или косвенным, через изменение природных условий формирования стока на водосборе (распашка, агролесомелиоративные мероприятия, урбанизация, сведение лесов или лесовосстановление). Хозяйственная деятельность на реках, приречных территориях и водосборах может приводить как к увеличению, так и к уменьшению стока наносов (см. табл. 1.2.2). Основными факторами увеличения стока наносов являются горно-добывающая деятельность, сельскохозяйственное возделывание земель, сведение лесов на территории водосбора [Голосов и др., 2012; Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017; Чалов и др., 2015b; Liquete et al., 2009]. Регулирование речного стока, водозаборные мероприятия, добыча песка и гравия из русла реки [Liquete et al., 2009; Rovira, Batalla, Sala, 2005], наоборот, приводят к уменьшению стока наносов.

Эффект	Характер антропогенной нагрузки	Ссылки
Увеличение	Сведение лесов	[Johnson, 1994; Restrepo, Syvitski, 2006; Vanacker et al., 2007; Wilson, 1973]
	Добыча полезных ископаемых	[Чалов и др., 2015b; Douglas, 1996]
	Урбанизация	[Douglas, 1996; Ismail, 1997; Nelson, Booth, 2002; Restrepo, Syvitski, 2006]
	С/х возделывание земель	[Абдуев, Эюбова, 2013; Голосов и др., 2012; Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017; Ward et al., 2009]
Уменьшение	Добыча песка и гальки	[Arróspide, Mao, Escauriaza, 2018; Rascher et al., 2018; Rovira, Batalla, Sala, 2005]
	Урбанизация	[Liquete et al., 2009; Warrick, Rubin, 2007]
	Водохранилища и пруды	[Беляев и др., 2015; Baxter, 1977; Brune, 1953; Renwick et al., 2005; Vente de et al., 2011; Walling, 2006]

Таблица 1.2.2. Характер воздействия различных типов хозяйственной деятельности на сток наносов

Водохранилища оказывают непосредственное влияние на сток наносов за счет перехвата наносов в верхнем бьефе. Безусловное косвенное воздействие оказывается через сток воды, вследствие возросшего испарения [Закономерности гидрологических процессов, 2012], однако для горных водохранилищ данный вклад менее существенен. На малых реках зачастую более распространенным гидротехническим сооружением являются пруды. Их наносоудерживающее свойство проявляется локально, и данное уменьшение компенсируется в стоке наносов очень быстро за счет размыва нижележащих русловых отложений [Закономерности гидрологических процессов, 2012]. Подробно эффект водохранилищ на сток наносов отображен в работах зарубежных авторов [Syvitski, 2005; Walling, 2006].

Вырубка леса на территории водосбора в общем случае «сводится к снижению защиты почвы от непосредственного воздействия дождевых капель, увеличению скорости стекания воды, уменьшению механического скрепления почвы корнями и влиянию на физико-химические свойства почвы, которые определяют ее противоэрозионную устойчивость» [Ларионов, 1993, с. 47]. Сведение лесов также влияет на равномерность залегания снега на водосборе, что в итоге приводит к увеличению максимальных расходов склоновых потоков и почвенных потерь [Литвин и др., 1998]. Например, согласно [Wilson, 1973], сведение лесов на водосборе может повлечь за собой увеличение стока наносов малых рек в 10, 100 и 1000 раз. Особенно данный эффект заметен на водосборах с легкоразмываемыми горными породами [Bruijnzeel, 2004]. Тогда как *лесовосстановление* может привести к уменьшению стока наносов вплоть до 40% [Piégay et al., 2004], за счет снижения повторяемости паводков и повышения противоэрозионной устойчивости почвогрунтов.

Урбанизация может оказывать как положительный, так и отрицательный эффект, т. е. приводящий как к увеличению, так и к понижению стока наносов. Это влияние обусловлено возникновением нового антропогенного ландшафта, преобразованием водных объектов и поверхности их водосборов, созданием дренажных систем и т. д. Например, наблюдения за стоком наносов малых рек в Юго-Восточной Азии (в районе Куала-Лумпур и Пулау Пинанг) показали его увеличение в 40 раз с ростом урбанизированности территории [Douglas, 1996]. Тогда как исследования каталонских ученых показали, наоборот, уменьшение стока взвешенных наносов из-за уменьшения поверхностного смыва в связи с цементированием и асфальтированием подстилающей поверхности [Liquete et al., 2009].

Сельскохозяйственное использование земель, набор культур и агротехника во многом определяют развитие эрозии и дефляции. Для большинства горных районов существует тенденция возрастания количества пашни по мере высотного увеличения осадков, и сокращение площадей пастбищ. Например, для бассейна р. Терек пояс максимального насыщения пропашными культурами приходится на предгорную зону, где пропашные занимают до 55% площади посевов (согласно «Схеме комплексного использования и охраны водных объектов бассейна реки Терек (российская часть бассейна)», утвержденной в 2014 г.). В среднегорных районах наряду с резким уменьшением распаханности территории (до 0.4–2%) сокращаются и посевы пропашных культур. В среднегорье и высокогорье эрозию контролирует горнопастбищное животноводство — значительное увеличение темпов денудации связано с нарушением растительного покрова и повреждением скотом дернины [Эрозионные процессы (географическая наука практике), 1984]. Важно отметить, что присутствует неравномерность использования пастбищных земель — наиболее легкодоступные находятся под большим антропогенным прессом и испытывают перегрузки.

1.3. Факторы стока наносов рек низкогорий и высокогорий

Наибольшие темпы естественной эрозии в основном наблюдаются в высокогорных районах, где рельеф, климатические условия и тектоническая активность способствуют интенсификации экзогенных процессов [Golosov, Walling, 2019]. В случае антропогенных эрозионных очагов более интенсивные эрозионные процессы наблюдаются в регионах, где пахотные земли, пастбища и фруктовые сады расположены в районах с более крутыми склонами и высокой повторяемостью ливневых осадков низкой обеспеченности. Такие районы в основном расположены в предгорных областях и в низких горах [Golosov, Walling, 2019]. В данном разделе рассмотрены особенности формирования стока взвешенных наносов отдельно для условий высокогорий, где наиболее высока природная составляющая процессов денудации, и низкогорий, где более существенна антропогенная составляющая.

1.3.1. Сток наносов низких и средних гор

В бассейнах малых рек в целом, и особенно рек низкогорного пояса, где вследствие высокой расчлененности рельефа и значительных уклонов происходит быстрая концентрация стока, создаются благоприятные условия для формирования внезапных паводков [Алексеевский и др., 2016; Шныпарков и др., 2012]. Высокая степень антропогенной нагрузки усиливает интенсивность и повторяемость таких явлений [Магрицкий, 2014]. Однако в стоке наносов участвуют не только продукты руслового генезиса, но и наносы, формирующиеся за счет различных процессов денудации на склонах водосборов [Иванова и др., 2018]. Исследования формирования стока наносов показывают, что наибольшие величины стока наносов достигаются при сочетании разных факторов редкой повторяемости, к примеру, сильных ливневых дождевых осадков и града [Сорриs, Imeson, 2002], прошедшего землетрясения и последовавших сильных дождей [Таng et al., 2012].

Компактность речного бассейна повышает вероятность выпадения единичного ливня высокой интенсивности над всем водосбором или его большей частью. Большие уклоны склонов и высокая степень расчленения линейными формами рельефа способствуют быстрому добеганию стока воды и наносов в днище основной долины. Комфортные природные условия субтропической зоны обуславливают значительную антропогенную освоенность такого рода водосборов, приводящую к увеличению коэффициентов поверхностного стока воды, а при значительной доле сельскохозяйственных угодий — и наносов [Borga et al., 2014; Gaume, Borga, 2008].

Совокупность перечисленных факторов, наряду с достаточно большими уклонами собственно русел водотоков, способствует высокой повторяемости дождевых паводков и достаточно частому проявлению внезапных паводков с высокими рисками для разрушения инфраструктуры и даже гибели людей [Шныпарков и др., 2012; Petrović, Kostadinov, Dragićević, 2014]. Наличие на склонах и в днищах долин толщи рыхлообломочного материала способствует насыщению паводочного потока наносами и может придавать ему свойства селя. Вследствие этого изучению внезапных паводков в последние десятилетия посвящено достаточно большое количество исследований [Barrera, Llasat, Barriendos, 2006; Montz, Gruntfest, 2002]. Однако в них явно недостаточное внимание уделяется выявлению источников наносов, формирующихся в пределах склонов речного водосбора. Между тем их вклад в сток наносов реки, формирующийся при образовании внезапных паводков, сопоставим, а во многих случаях и превышает долю собственно русловых размывов. Причем наименее изучены источники бассейновой составляющей стока наносов рек, образующиеся вследствие проявления процессов денудации на ненарушенных или слабонарушенных антропогенной деятельностью частях бассейна [Иванова и др., 2018].

Достоверно известно, что бассейны, на территории которых есть возделываемые земли, более чувствительны к эрозионным дождевым событиям [Лисецкий, Светличный, Черный, 2012; Литвин, 2002; Ward et al., 2009]. Особенно это актуально для низкогорных рек сухих и влажных субтропиков, рек Средиземноморья, где значительна доля распаханных земель [Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017; Hooke, 2006]. В условиях все увеличивающегося антропогенного пресса на территории низкогорий [Буланов, 2013; Голосов и др., 2012] уместно привести концептуальную модель развития эрозии на водосборах (см. рис. 1.3.1). Согласно ей, после сведения лесов сток наносов возрастает мгновенно относительно линии динамического равновесия, однако, после, он постепенно убывает по экспоненте, пока не установится новое динамическое равновесие [Hinderer, 2012]. Данные необратимые изменения в землепользовании приводят к тому, что средние темпы эрозии возрастают и, как следствие, сток наносов тоже.



Рисунок 1.3.1. Трансформация стока наносов в связи со сведением лесов [Hinderer, 2012]

1.3.2. Сток наносов высоких и высочайших гор

Анализ твердого стока 1267 малых рек горных областей, произведенный А.П. Дедковым и В.И. Мозжериным [1984], показал, что 35% всего стока наносов, формируемых в горах, выносится из гляциальной и субнивальной областей. Значительное понижение интенсивности денудации с юга на север связано с понижением снеговой границы в северном направлении. Меньшая интенсивность таяния ледников была зафиксирована в приполярных районах [О.П. Щеглова, 1972].

С площадью оледенения модули стока наносов связаны прямой зависимостью: при увеличении площади сноса увеличивается и модуль стока наносов (см. **рис. 1.3.2**). Причина этого в том, что с увеличением площади ледника возрастает его экзарационная способность [Щеглова, 1972; Hallet, Hunter, Bogen, 1996].

Сток взвешенных и влекомых наносов малых рек с горно-ледниковым бассейном зарубежными исследователями изучен довольно подробно [Beylich, Kneisel, 2009; Gurnell, Hannah, Lawler, 1996; Hodgkins et al., 2003; Iida et al., 2012; Mano et al., 2009; Mao, Carrillo, 2017; O'Farrell et al., 2009; Singh et al., 2005; Warburton, 1990]. Примером исследования стока взвешенных наносов может служить работа, проведенная на р. Скельда (северо-восток Гренландии) [Stott, Grove, 2001]. Исследования в Гренландии показали, что формирование стока наносов в реке с ледниковым водосбором зависит от кратковременной изменчивости расхода воды, метеорологических параметров (температуры, солнечной радиации). Значительные флуктуации расхода взвешенных частиц формируются в результате дождевых паводков, таяние льда вызывает незначительные колебания значений мутности воды.



Рисунок 1.3.2. Зависимость рассчитанных модулей стока наносов (т км⁻² год⁻¹) от площади водосбора для 52 рек с долей ледника более 30% от всей площади водосбора [Hallet, Hunter, Bogen, 1996].

О.П. Щеглова [1984] для горных рек Средней Азии в бассейновой составляющей стока наносов выделяла три типа в зависимости от характера воздействия осадков на поверхность склонов и их участия в транспортировке частиц: смыв талыми водами с негляциальной части водосбора, смыв дождевыми водами и смыв с гляциальной области. В работе [Warburton, 1990] был применен другой подход, выражаемый через интенсификации основных источников поступления материала:

$$SY = SL + TR + M + GL + \Delta VS, \tag{1.3.1}$$

где SY — сток наносов; SL — привнос наносов со склона; TR — с притоками; M — размыв моренных отложений; GL — поступление флювиогляциального материала с ледника; ΔVS — аккумуляция/денудация зандровой области.

Многие исследователи [Алексеевский, 1998; Beylich, Kneisel, 2009; Takei, 1984] указывают, что самый существенный вклад в сток наносов горных территорий вносят гравитационные процессы, обвалы и оползни. Исландские ученые [Beylich, Kneisel, 2009] в результате наблюдений на малой горной реке в Эйстюрланде (F ≈ 7 км²) классифицировали процессы по степени значимости влияния на сток наносов: 1 — обвалы и осыпи; 2 — химическая денудация склонов; 3 — плоскостной смыв; 4 — крип.

В то же время при анализе стока наносов с ледника Ба Гласье д'Арола [Warburton, 1990] было выявлено, что для внутрисезонного (периода абляции) баланса наносов наиболее значимым является вклад русловой эрозии, однако наиболее интенсивным был вклад материала обвальноосыпного генезиса. При этом вклад наносов ледникового генезиса $77 \pm 20\%$. Подобные оценки были получены и в горах Аляски [O'Farrell et al., 2009] — доля неледниковых процессов в общем стоке наносов составляет $10 \pm 7\%$ для малого бассейна с площадью оледенения 32%. Однако измерения в соседней долине с бо́льшей площадью оледенения (58%) и большей площадью водосбора показали, что вклад бассейновых и русловых процессов составляет $80 \pm 45\%$.

Автору кажется уместным разделение водной составляющей стока наносов по типу питания рек и степени участия отдельных источников в экспорте материала, как это было предложено Щегловой О.П. [1984]. Ею был выделен дождевой смыв — за счет выпадения жидких осадков на негляциальную часть водосбора; снеговой смыв — за счет таяния сезонного снега (нивальной и субнивальной областей) и ледниковый смыв — смыв с гляциальной части водосбора. Воздействие подземных вод на сток наносов отдельно не рассматривается, поскольку концентрация взвешенных наносов в них ничтожно мала и эффект проявляется только за счет участия их в русловом размыве при выклинивании в постоянные водотоки [Перов, 2012; Щеглова, 1984].

Важным процессом, существенно влияющим на сток наносов, являются массовые смещения земной поверхности [Bathurst et al., 2005; Когир, McSaveney, Davies, 2004], как медленные (крип и солифлюкция), так и быстрые (оползни, осыпи, обвалы и селевые потоки), чаще всего наблюдаемые в высоких горах [Eeckhaut Van Den et al., 2012]. Массовые перемещения представляют собой отдельные события, которые могут быть вызваны различными факторами, такими как сильные осадки [Caine, 1980], сейсмическая активность [Keefer, 1984] и изменения в землепользовании [Glade, 2003]. Например, вырубка лесов может резко ускорить возникновение небольших оползней на крутых склонах [Korup, McSaveney, Davies, 2004; Ouimet et al., 2007]. Однако в целом чувствительность к массовым перемещениям в основном контролируется местной литологией и (особенно) топографией [Eeckhaut Van Den et al., 2012]. В то же время количественно оценить вклад этих процессов в сток взвешенных наносов — достаточно трудоемкая, а порой и невыполнимая задача. Особенно это касается селей, представляющих

собой неопределимую составляющую стока наносов, тяжело оцениваемую косвенными методами [Gertsch, Lehmann, Spreafico, 2012].

Глава 2. Методы изучения формирования стока наносов в бассейнах малых горных рек

2.1. Методы оценки формирования стока наносов на водосборе

2.1.1. Геохимические трассеры¹

Проблема количественной оценки смыва почв поступления И наносов и транспортируемых совместно с ними загрязняющих веществ в водотоки и водоемы является крайне актуальной в настоящее время во многих странах, где сельскохозяйственное производство вышло на новый технологический уровень, включая европейские страны, страны Северной Америки, ряд стран Южной Америки и Азии. На фоне общего снижения темпов смыва почв в связи со все более широким использованием почвозащитных мероприятий до сих пор остается нерешенной проблема оценки переноса частиц почвы в водотоки. Современные оценки темпов смыва в Европе показывают в целом достаточно умеренные среднегодовые потери для большей части стран, за исключением средиземноморских и Румынии [Cerdan et al., 2010; Maetens et al., 2012; Panagos et al., 2014]. При этом все большее беспокойство вызывает поступление наносов и питательных веществ в постоянные водотоки и водоемы, что не только негативно сказывается на качестве поверхностных вод, но во многих случаях приводит к другим негативным последствиям, наиболее ярко проявляющимся при формировании экстремального стока и смыва и приводящим к значительным экономическим затратам на ликвидацию их последствий [Эрозионно-русловые системы, 2017; Cerdan et al., 2006].

Еще в последних десятилетиях XX века проблема количественной доставки наносов стояла достаточно остро [Walling, 1983], хотя уже тогда исследователи прекрасно понимали важность ее решения. За последние десятилетия сделан качественный рывок как в развитии теории и моделирования процессов доставки наносов со склонов в речные русла [Bracken et al., 2013; Cavalli et al., 2017; Vigiak et al., 2012], так и в накоплении фактических данных, полученных на основе детальных полевых исследований [Berger, McArdell, Schlunegger, 2011; Mao et al., 2009; Messenzehl, Hoffmann, Dikau, 2014]. Тем не менее многофакторность данного процесса и его значительная пространственно-временная дискретность все еще не позволяют утверждать, что разработанные модели и имеющийся банк полевых данных охватывают практически все возможные ситуации [Fryirs, 2013; Wainwright, 2006].

Совершенствование метода «отпечатка пальцев» (*fingerprinting technique*), продолжающееся в течение последних трех десятилетий, способствовало получению все более достоверных данных о долевом вкладе различных источников в сток наносов рек и накопление

¹ Раздел написан на основе статьи [Chalov et al., 2017а].

отложений в водохранилищах и озерах [Collins et al., 2010; Owens et al., 2012; Walling, 2005]. В частности, использование комбинации трассеров различного происхождения позволяет получать результаты оценок с небольшой неопределенностью [Evrard et al., 2011; Koiter et al., 2013; Olley et al., 1993]. Следует отметить, что данный метод позволяет при наличии отдатированных отложений, накопившихся на пойме или в водоеме, четко идентифицировать изменения источников наносов во времени, если таковые происходили за период голоцена [Belmont et al., 2011].

Химический состав отобранных в рамках данной работы образцов почв и наносов определялся методом рентгено-флуоресцентного анализа на эффекте полного отражения (TXRF). Сущность данного метода заключается в следующем: образец облучается мягким гаммаизлучением, специальная регистрирующая аппаратура с энергодисперсионным анализатором регистрирует вторичное характеристическое рентгеновское излучение каждого присутствующего в образце элемента. Применение данного метода позволяет проводить быстрый одновременный анализ как главных, так и следовых элементов.

Автором был произведен отбор образцов, характеризующих различные потенциальные источники наносов на водосборе р. Джанкуат и Тарфала, в поле и первичная пробоподготовка, после чего образцы были переданы в лабораторию, где они уже анализировались по методике ISO/TS 18705:2015 [Surface ..., 2015]. Навески образцов (200–500 мг) растворяли в микроволновой печи высокого давления MARS 5 («CEM Corp.», CША) при максимальном давлении 800 psi при температуре 240 °C. Далее образцы анализировали как растворы методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии с помощью спектрометра РісоТах TXRF («Bruker AXS», Германия) с монохроматическим излучением и оптикой для полного отражения. Для каждого образца одновременно получали данные по содержанию 20 следовых элементов: титана (Ti), хрома (Cr), марганца (Mn), железа (Fe), кобальта (Co), никеля (Ni), меди (Cu), цинка (Zn), мышьяка (As), брома (Br), рубидия (Rb), стронция (Sr), кадмия (Cd), олова (Sn), сурьмы (Sb), бария (Ba), свинца (Pb), ртути (Hg), висмута (Bi), таллия (Tl). Содержание в образцах изотопа 137 Cs анализировалось при участии автора на коаксиальном германиевом гамма-спектрометре (с погрешностью определения активности 5–10%). Перед этим образцы высушивались при температуре 105 °C, затем просеивались через сито ($\emptyset = 1$ мм).

Относительный вклад источников в формирование состава взвешенных наносов определялся с помощью масс-балансовой модели *fingerPRO* [Lizaga et al., 2018]. *fingerPRO* — это стандартная линейная многомерная модель смешивания с анализом неопределенности Монте-Карло, реализованная в пакете R с открытым исходным кодом на платформе CRAN. Относительный вклад каждого источника наносов определяется по уравнению 2.1.1, которое удовлетворяет ограничениям уравнения 2.1.2 [Gaspar et al., 2019]:

$$\sum_{j=1}^{m} a_{i,j} \cdot \omega_j = b_i,$$
(2.1.1)
$$\sum_{j=1}^{m} \omega_j = 1 \qquad 0 \le \omega_j \le 1,$$
(2.1.2)

где b_i — концентрация трассера *i* в целевом образце; $a_{i,j}$ представляет концентрацию трассера *i* в источнике типа *j*; ω_j — неизвестный относительный вклад источника *j*; *m* представляет количество потенциальных источников наносов, а *n* — количество выбранных трассеров. Процедура направлена на поиск пропорций источников с сохранением баланса массы, где пропорции должны лежать между 0 и 1 и суммой 1, выраженной в % (то есть между 0 и 100, суммой 100). Вклад источника, оцененный моделью *fingerPro*, был выражен как средний вклад из лучших 3000 решений, предсказанных моделью. Качество аппроксимации модели определяется критерием согласия *GOF* (от англ. *goodness of fit*).

2.1.2. Моделирование водной эрозии

Различные аспекты эрозионного моделирования и формирования наносов, процессов их переноса и аккумуляции были ранее не раз рассмотрены в литературе. Процессы формирования стока наносов, переноса и осаждения были хорошо описаны в [Haan, Barfield, Hayes, 1994], когда [Bull, Kirkby, 1997] проследили развитие моделей овражной эрозии, с первых стохастических моделей до составных динамических моделей. [Prosser, Rustomji, 2000] рассматривают репрезентативность и возможности использования наносотранспортирующей способности в моделировании транспорта наносов в поверхностных потоках. Все практические особенности существовавших на то время моделей стока наносов, а также упорядочивание имеющихся моделей и расчетных уравнений было произведено [Merritt, Letcher, Jakeman, 2003]. Наиболее позднее и, пожалуй, самое углубленное изучение всех особенностей эрозиоведения, имеющееся на данный момент, представлено в книге [Лисецкий, Светличный, Черный, 2012].

Однако, несмотря на большую освещенность данной проблемы, существует мало практических рекомендаций по использованию различных эрозионных моделей. В данном разделе рассмотрены возможности реализации моделей водной эрозии и приведена аргументация по выбору расчетной модели.

Классификация моделей. Проблемой классификации эрозионных моделей занималось большое количество как зарубежных, так и отечественных ученых. Существуют различные подходы к разделению моделей, которые наиболее полно были описаны в монографии [Лисецкий, Светличный, Черный, 2012]. Автору представляется самой оптимальной и универсальной классификация, предложенная [Светличный, 2010], которая, судя по всему, является расширенной версией классификации, описанной [Wheater, Jakeman, Beven, 1993]. Согласно данному исследованию, модели водной эрозии следует делить в зависимости от характера описания моделируемого процесса, следующим образом:

- I. Эмпирические модели (Empirical models):
 - Ia. Формально-статистические
 - Іб. Физико-статистические
- II. Теоретические модели (Physics-based models):
 - IIа. Теоретические формулы смыва
 - IIб. Составные динамические модели (Process-based models)
- III. Концептуальные модели (Conceptual models)

Важно учитывать, что и в данной классификации присутствуют условности, на которые авторы указывают, в том числе и в своих дальнейших публикациях [Лисецкий, Светличный, Черный, 2012]. Ее неоптимальность заключается в том, что некоторые модели содержат модули от каждого из этих классов. Например, компонент осадки-сток модели могут быть теоретическими или концептуальными, в то время как эмпирические зависимости могут быть использованы для моделирования эрозии и транспорта наносов. Модели следует описывать, как гибридные между двумя классами. В качестве примера уместно привести модель SWAT [Arnold et al., 2012] или SEDNET [Prosser et al., 2001]. Структура модели носит концептуальный характер, состоящий из нескольких хранилищ, в то время как количество и конфигурации хранилищ, используемых для каждого водосбора, определяются с использованием процедуры статистической идентификации [Merritt, Letcher, Jakeman, 2003]. В рамках приведенной классификации возможно выделить еще несколько классов, разделяя имеющиеся модели по масштабу реализации (для площадки, склона, водосбора или большой территории) и по размерности (0-мерные, 1-мерные или 2-мерные) [Светличный, 2010].

Эмпирические модели. Эмпирические модели — самый простой из выделенных классов. Они основываются непосредственно на анализе натурных данных. Требований к качеству данных, их количеству, а также к вычислительным характеристикам сильно меньше, нежели к теоретическим или концептуальным моделям [Wheater, Jakeman, Beven, 1993].

Среди группы эмпирических моделей простейшим инструментом бассейнового моделирования и прогноза переноса веществ являются формально-статистические модели — построение статистическими методами эмпирических (в основном регрессионных) зависимостей между предикторами (параметрами водосборов) и концентрациями элементов по данным сетевых или экспериментальных наблюдений. В качестве предикторов используются параметры рельефа водосбора, осадки или расходы воды, состав почвогрунтов и др. Обобщенным выражением предикторов часто рассматривается эрозионный коэффициент, определяемый как функция от мутности воды и продольного уклона реки [Караушев, 1977; Поляков, 1946]. К

данному классу относятся большинство первых предложенных моделей водной эрозии, в том числе формула смыва А.У. Цинга [Zingg, 1940], Дж. У. Масгрейва [Musgrave, 1947] и др.

Более сложным классом эмпирических моделей являются физико-статистические модели, которые основаны на сочетании эмпирических и физически обоснованных уравнений для описания тех или иных факторов поступления вещества в реки. Например, известное Универсальное уравнение смыва (USLE), предложенное У. Уишмейером и Д. Смитом [Wischmeier, Smith, Uhland, 1958], представляет собой уравнение для расчета смыва от стока дождевых осадков и имеет мультипликативную структуру (произведение «факторов» эрозионного процесса) [Буряк, 2015]. Данная модель является самым популярным расчетным методом, на основе которого были построены почти все эмпирические модели, а некоторые концептуальные модели используют это уравнение в своей структуре [Vente de, Poesen, 2005].

Теоретические модели. Теоретические модели водной эрозии основаны на решении фундаментальных физических уравнений, описывающих водный поток и формирование стока наносов на водосборе. Обычно используются уравнения сохранения массы и количества движения для потока и уравнения сохранения массы для наносов [Bennett, 1974].

В теории все параметры, используемые в данных моделях, являются измеримыми и уже известными. Однако на практике огромное количество входных параметров и неоднородность основных характеристик (особенно на водосборах) означают необходимость калибровки по натурным данным, что добавляет погрешность к расчету [Wheater, Jakeman, Beven, 1993].

Среди теоретических моделей выделяются теоретические формулы смыва, полученные на основе упрощенного аналитического решения одномерных дифференциальных уравнений неразрывности и движения.

Второй подгруппой являются составные динамические модели с модульной структурой, основывающиеся на численном интегрировании одномерных и «двухмерных систем дифференциальных уравнений в частных производных» [Светличный, 2010]. Одним из примеров реализации этого подхода является Лимбургская модель водной эрозии почв (LISEM) [Roo De, Jetten, 1999; Takken et al., 1999], представляющая собой пространственно-распределенную динамическую модель водной эрозии, в основе которой лежат системы уравнений кинематической волны для склонового и руслового стока, дополненные дифференциальными уравнениями баланса [Светличный, 2013].

Концептуальные модели. К данному классу моделей относятся формулы расчета среднемноголетнего смыва почвы, предложенные И. К. Срибным [Срибный, 1977], а также модели смыва почвы, разработанные во Всероссийском научно-исследовательском институте земледелия и защиты почв от эрозии (ВНИИЗиЗПЭ) [Сухановский, Пискунов, 2006]. К концептуальным моделям также относят и составные модели, которые имеют в своем составе

эмпирические модели, например модели SWAT [Arnold et al., 2012], SEDNET [Prosser et al., 2001], LASCAM [Viney, Sivapalan, 1999].

Масштабы моделирования. Большинство существующих моделей водной эрозии были разработаны для сельскохозяйственных земель, расположенных в средних широтах Северной Америки и Европы, где природные условия (в первую очередь климат, рельеф и почвогрунты) и степень антропогенного пресса существенно отличаются от тех, что типичны для горных регионов. Традиционно модели разрабатывались для практически субгоризонтальных площадок с короткими склонами и небольшими уклонами, в то время как количество исследований на склонах с уклоном более 50% очень мало [McCool et al., 1987; Nearing, 1997]. При этом, согласно [Desmet, Govers, 1995; Zingg, 1940], длина и уклон склона являются важнейшими факторами эрозии. Предыдущие исследования влияния крутизны склона на процессы эрозии показали, что уравнения, используемые в эмпирических моделях, особенно основанных на RUSLE, неприменимы в глобальном масштабе [McCool et al., 1987]. В областях со сложным рельефом, которые встречаются в верховьях речных водосборов, основная проблема заключается в выделении склоновых сегментов, для которых необходимо вести расчет. Интеграция моделей в ГИС частично решила эту проблему за счет возможности использовать алгоритмы расчета линий тока по цифровым моделям рельефа (ЦМР). Таким образом, за счет «устранения региональных ограничений» возможно использовать RUSLE для различных ландшафтно-климатических условий [Эрозионно-русловые системы, 2017].

На данный момент RUSLE является наиболее широко используемой моделью эрозии почв [Лисецкий, Светличный, Черный, 2012], причем для различных пространственных масштабов: от стоковых площадок [Wischmeier, Smith, Uhland, 1958] до континентов [Bosco et al., 2015]. Именно она была выбрана для оценки почвенного смыва на модельных водосборах в рамках данной работы.

Модифицированное универсальное уравнение эрозии почв (RUSLE)²

Для расчета потенциальной эрозии от дождевых осадков за счет плоскостной и ручейковой эрозии на территории исследуемых бассейнов использовалось универсальное уравнение эрозии почв (RUSLE) [Renard et al., 1997]:

 $Y = R \times K \times LS \times C \times P, \tag{2.1.3}$

где Y — смыв почвы с единицы площади в т \cdot га⁻¹; R — фактор осадков, представляющий собой среднемноголетнее значение эрозионного потенциала осадков, характеризующего эрозионную способность дождей [МДж мм ч⁻¹ га⁻¹ год⁻¹]; K — фактор эродируемости

²Раздел написан на основе статей [Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017; Чалов, Цыпленков, 2017].

(смываемости) почвы, численно равный модулю смыва с площадки длиной 22.1 м и уклоном 9%, содержащейся по бессменному пару, и отнесенный к величине эрозионного потенциала осадков, Т час МДж⁻¹ мм⁻¹; L — фактор длины склонов, представляющий собой отношение смыва со склона некоторой длины к смыву со склона длиной 22.1 м при прочих равных условиях, безразмерный; S — фактор уклона, представляющий собой отношение смыва со склона некоторой крутизны к смыву со склона уклоном 9% при прочих равных условиях, безразмерный; C — индекс, отражающий влияние землепользования, который зависит от растительного покрова, безразмерный; P — фактор эффективности противоэрозионных мер, представляющий собой отношение смыва с поля, на котором применяются, а обработка почвы и посев ведутся вдоль склона, безразмерный.

Орографические и морфометрические особенности **рельефа местности** оказывают наибольшее влияние на перераспределение продуктов плоскостного смыва и ручейковой эрозии [Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017]. Рельеф воздействует на процессы эрозии через распределение в пространстве ливневых осадков, растительности и почв и, как следствие, типов землепользования [Литвин, 2002]. В общем виде влияние рельефа на процессы эрозии на водосборе учитывает фактор рельефа, численно равный произведению *LS* в уравнении (2.1.3) [Renard et al., 1997]. Длина склона *L* при этом равна расстоянию от зоны поступления материала (верхняя часть склона) до зоны отложения переносимого материала (или первого принимающего водотока). Для оценки воздействия рельефа местности на водную эрозию последние исследования [Panagos, Borrelli, Meusburger, 2015] рекомендуют использовать метод расчета, реализованный в ГИС *SAGA* [Conrad et al., 2015] по уравнению [Desmet, Govers, 1996]:

$$LS = (m+1)\left(\frac{U}{L_0}\right)^m \left(\frac{\sin\beta}{S_0}\right)^n,\tag{2.1.4}$$

где LS — фактор длины и крутизны склона из уравнения (2.1.3), безразмерный; U — вышележащая водосборная площадь, отнесенная к ширине потока, м²/м; L_0 , S_0 — длина и крутизна стандартной стоковой площадки Уишмейера — Смита [Wischmeier, Smith, Uhland, 1958] (22.1м и 0.09°); β — крутизна склона, °; m (0.4–0.6) и n (1.0–1.3) — эмпирические параметры, зависящие от превалирующего типа эрозии (плоскостной или ручейковой).

Дождевые воды осуществляют эрозионное воздействие на горные породы и перенос продуктов эрозии. Степень этого воздействия характеризует **эрозионный потенциал осадков** (ЭПО), который зависит от слоя осадков, интенсивности выпадения отдельных дождей и способности почвы поглощать воду [Ларионов, 1993; Лисецкий, Светличный, Черный, 2012]. Величина эрозионного потенциала осадков оценивается по максимальной 30-мин интенсивности осадков и кинетической энергии капель дождя [Renard et al., 1997]. Существует множество региональных зависимостей ЭПО от суммы осадков *P* (мм) [Benavidez et al., 2018], использование

которых избавляет от необходимости наличия наблюдений за 30-мин максимальной интенсивностью осадков, наблюдения за которой на большинстве метеостанций Российской Федерации не производятся.

Наиболее перспективными среди них кажутся зависимости, предложенные [Naipal et al., 2015] и [Renard, Freimund, 1994]. Для каждого типа климата из классификации Кеппен-Гейгера [Peel, Finlayson, Mcmahon, 2007] существует [Naipal et al., 2015] зависимость ЭПО от одного или нескольких параметров: годовая сумма жидких осадков (*P*, мм), абсолютная высота метеостанции (*Z*, мм), элементарный индекс интенсивности осадков (*SDII*, мм·день⁻¹).

Однако еще [Renard, Freimund, 1994] были предложены 2 зависимости ЭПО от годовой суммы осадков, рассчитанные по данным с 155 метеостанций США и, прежде, широко используемые во всем мире:

$$R = 0.0483 \times P^{1.61}, \ P \le 850 \text{MM}$$

 $R = 587.8 - 1.219 \times P + 0.004105 \times P^2, P > 850 \text{MM}$ (2.1.6)

где R - ЭПО, МДж мм ч⁻¹ га⁻¹ год⁻¹; P - годовая сумма жидких осадков, мм.

Помимо всего прочего недавние исследования [Panagos et al., 2017] привели к созданию карты ЭПО мирового охвата, построенной по данным натурных наблюдений за максимальной 30-минутной интенсивностью. На территории России использовались материалы работы [Ларионов, 1993], т. е. результаты обработки данных с 218 метеостанций с 1961 по 1983 г.

Влияние **почвенного покрова** на интенсивность смыва в уравнении (2.1.3) учитывается фактором эродируемости почв *К*. Расчет коэффициента эродируемости почвы производился при помощи следующих уравнений [Williams, 1995]:

$$K_{USLE} = f_{csand} \times f_{cl-si} \times f_{orgc} \times f_{hisand}, \qquad (2.1.7)$$

$$f_{csand} = (0.2 + 0.3 \times \exp\left(-0.256 \times m_s \times \left(1 - \frac{m_{silt}}{100}\right)\right), \tag{2.1.8}$$

$$f_{cl-si} = \left(\frac{m_{silt}}{m_c + m_{silt}}\right)^{0.3},\tag{2.1.9}$$

$$f_{orgc} = \left(1 - 0.0256 \times \frac{orgC}{orgC + \exp\left(-5.51 + 22.9 \times \left(1 - \frac{m_s}{100}\right)\right)}\right),\tag{2.1.10}$$

$$f_{hisand} = \left(1 - \frac{0.7 \times \left(1 - \frac{m_s}{100}\right)}{\left(1 - \frac{m_s}{100}\right) + \exp\left(-5.51 + 22.9 \times \left(1 - \frac{m_s}{100}\right)\right)}\right),\tag{2.1.11}$$

где *m_s* — содержание песка, %; *m_{silt}* — содержание илистых частиц, %; *m_c* — содержание глины, %; *orgC* — содержание органического углерода, %. Эти данные были получены из Единого государственного реестра почвенных ресурсов России [Единый государственный реестр почвенных ресурсов России].

В общем случае «влияние растительности на поверхностный смыв сводится к задержанию кронами деревьев осадков, защите почвы от непосредственного воздействия дождевых капель, снижению скорости стекания воды, механическому скреплению почвы корнями и влиянию на физико-химические свойства почвы, которые определяют ее противоэрозионную устойчивость» [Куксина, Алексеевский, 2016]. Интенсивность формирования величины смыва почв в зависимости от этого фактора определяет параметр С в уравнении (2.1.3). В интегральной форме он учитывает влияние на процесс смыва почв растительного покрова и других условий, связанных с его существованием или отсутствием [Renard et al., 1997]. При сведении естественной растительности увеличивается интенсивность эрозии, поступление в реки избыточного (по сравнению с их транспортирующей способностью) количества наносов [Алексеевский, 1998]. В международной практике [Benavidez et al., 2018] оценка параметра С происходит по сводным таблицам в зависимости от типа растительности [Panagos et al., 2015b], либо по эмпирическим уравнениям от нормализованного индекса растительности (NDVI), который рассчитывается по спутниковым снимкам [Fu et al., 2011].

$$C = \begin{cases} 1, f = 0\\ 0.6508 - 0.3436 \ln f, 0 < f \le 78.3\%,\\ 0, f > 78.3\% \end{cases}$$
(2.1.12)

где *С* — фактор землепользования из уравнения (2.1.3), безразмерный; *f* — эмпирический параметр, рассчитываемый по уравнению:

$$f = \frac{NDVI - NDVI_{\Pi O \Psi B b I}}{NDVI_{M a K c} - NDVI_{\Pi O \Psi B b I}},$$
(2.1.13)

где *NDVI* — нормализированный индекс растительности; *NDVI_{почвы}* — среднее региональное значение индекса *NDVI* для участков оголенных почв, свободных от растительности; *NDVI_{макс}* — максимальное региональное значение индекса *NDVI*.

2.2. Методы оценки мутности воды

2.2.1. Методы определения мутности воды

Мутность воды (*SSC*) — физическая характеристика стока взвешенных наносов, которая отражает концентрацию взвешенных частиц в объеме воды и измеряется в единицах концентрации вещества (г·м⁻³, мг·л⁻¹) [Сток наносов..., 1977]. В данной работе для определения мутности воды использовалось два способа — прямой (весовой) и косвенный (оптический).

В соответствии с [Сток наносов..., 1977] весовой способ основывается на измерении массы взвешенных частиц в объеме воды. В данной работе использовалась методика, отличная от той, что используется на постах «Росгидромета», подробно описанная [Промахова, 2016; Промахова, Чалов, 2015]. Основное ее отличие заключается в использовании мембранных
фильтров с диаметром пор 0.45 мкм и применении современных фильтровальных систем фирмы *Millipore*©.

Также мутность определялась косвенным, оптическим методом при помощи портативных нефелометров *HACH*© *2100P* и автоматических регистраторов (логгеров) оптической мутности. Данные приборы позволяют определить оптическую мутность потока (*T*, *turbidity*), измеряемую в нефелометрических единицах мутности NTU (*nephelometric turbidity units*). Между оптической и весовой мутностью существует тесная связь типа SSC = f(T), которой присущ региональный характер. Таким образом, данная зависимость строилась отдельно для каждого объекта исследования (см. **рис. 2.2.1**).

Для условий р. Джанкуат было использовано следующее уравнение пересчета:

$$SSC = \begin{cases} 598 + 2110 \cdot T + 562 \cdot T^2, \ T < 1000 \\ -556 + 1.21 \cdot T, \ T \ge 1000 \end{cases},$$
(2.2.1)

Для р. Тарфала:

$$SSC = 18.2 + 1.5 \cdot T, \tag{2.2.2}$$

где *SSC* — весовая мутность, $\Gamma \cdot M^{-3}$; *T* — оптическая мутность, *NTU*.



Рисунок 2.2.1. Зависимость весовой мутности (SSC, $\Gamma \cdot M^{-3}$) от оптической мутности (*T*, NTU) при *T* < 1000 NTU (A) и при *T* ≥ 1000 NTU (B)

2.2.2. Методы определения изменчивости мутности воды³

Изменчивость мутности воды подробно изучена для периодов времени, соответствующих годам, сезонам года и отдельным гидрологическим событиям (паводки), и подтверждена данными о годовых [Алексеевский и др., 2013; Гусаров, 2004; Syvitski, 2005; Walling, Fang, 2003],

³Раздел написан на основе статьи [Chalov, Tsyplenkov, 2018].

сезонных [Göransson, Larson, Bendz, 2013; Stott, Mount, 2007b, 2007a; Sutula, Bianchi, McKee, 2004] и синоптических [Chalov et al., 2014; Stott, Mount, 2007a] колебаниях, называемых временными масштабами колебаний мутности [Vercruysse, Grabowski, Rickson, 2017]. Они обусловлены внешними по отношению к речному потоку факторами формирования стока наносов — снего- и ледотаянием, дождевыми осадками, особенностями взаимодействия водосбора и русла. В реках также наблюдаются быстрые (краткосрочные) изменения мутности воды, которые проявляются в различных временных масштабах (от первых секунд до часов) в виде пульсаций мутности. Предположительно эти колебания мутности могут соответствовать выделяемым характерным «энергетическим» интервалам спектра пульсаций турбулентного движения воды [Гришанин, 1979]: от низких до средних и высоких частот. Теоретически они соответствуют пульсации скорости потока $V^{(A)}$ [Алексеевский, 2006], определяющей устойчивое формирование, развитие и разрушение турбулентных вихрей, отклоняющих состояние скорости от изотропных условий ($\bar{v} = V$):

$$V = \bar{V} + V, \tag{2.2.3}$$

где \overline{V} — средняя скорость потока, V^{\sim} — колебания скорости потока в результате турбулентности. В результате мгновенная мутность воды S_d фракции крупности d в точке потока определяется как:

$$SSC_d = \overline{SSC_d} + SSC_d, \tag{2.2.4}$$

где $\overline{SSC_d}$ — мутность воды данной фракции *d*, осредненная за более долгий период по сравнению с турбулентными колебаниями мутности; SSC_d — составляющая мутности, изменяющаяся в результате турбулентности потока [Rasmussen et al., 2009]. Существование разных масштабов турбулентности (от глобальных, называемых также макротурбулентностью [Buffin-Bélanger, Roy, Kirkbride, 2000; Kirkbride, Ferguson, 1995] и соответствующих размеру речных потоков, до локальных), неоднородность процессов поступления материала от разных источников определяет возникновение длительных и коротких интервалов увеличения или уменьшения величины SSC_d .

Эмпирическое изучение этих явлений стало возможным с внедрением автоматических регистраторов мутности, основанных на оптических принципах, что позволяет получить ряды измерений с высокой дискретностью. Используется оптический (фотометрический, нефелометрический) метод [Gray, Gartner, 2009; Lewis, 1996; Walling, 1977] определения оптической мутности (*T*, *turbidity*), который заключается в измерении оптической плотности образца и способности взвешенных частиц рассеивать свет [Белозерова, Чалов, 2013]. Рассеяние и поглощение света происходит на минеральных и органических взвешенных частицах, пузырьках воздуха и других неравномерностях в образце воды [Gippel, 1995]. На основе измерений мутности с интервалом в 1 и 5 минут (р. Скелдал (Гренландия) [Stott, Grove, 2001]),

10-минутным интервалом (реки Канадского Арктического архипелага [Dugan et al., 2009; Lewis et al., 2005]) и 15-минутным интервалом (реки бассейна р. Эйвон (Великобритания) [Lloyd et al., 2016] и бассейна р. Мэд (Вермонт, США) [Hamshaw et al., 2018]) исследователями отмечались флуктуации мутности в масштабе от нескольких до десятков секунд [Clifford et al., 1995], так и более продолжительные колебания мутности с интервалом 20–30 мин [Horowitz et al., 1990]. Период последних близко соответствует времени между прохождением через створ двух последовательных больших вихрей [Гришанин, 1992; Kirkbride, Ferguson, 1995], т. е. масштабам макротурбулентности. В связи с этим масштаб низкочастотной области спектра турбулентных возмущений условий переноса взвешенных наносов (интервал десятки минут) может быть назван макротурбулентными изменениями мутности воды.

На протяжении 2012–2017 гг. студентами и сотрудниками Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова на 9 горных ручьях и реках устанавливались автоматические регистраторы оптической мутности (логгеры), данные с которых так или иначе используются в работе. Для измерения использовалось 3 модели логгеров, имеющих схожие технические параметры (см. **табл. 2.2.1**): *Analite*© *NEP-495*, *RBR*© *Solo* и *SEBA*© *MPS-D8/Qualilog8*.

Параметр	RBR Solo Tu	ANALITE NEP-495	SEBA MPS-D8/Qualilog8
Измеряемые	Оптическая	Оптическая мутность,	
параметры	мутность	температура воды	Оптическая мутность
Диапазон			
измеряемой	0–2 500	0-5 000	0-1 000
мутности			
Погрешность	1.20%	+ 10/	+ 29/
определения	± 2.70	± 170	±370
Частота записи	0.1 сек – 24 часа	1 сек – 18 часов	н/д

Таблица 2.2.1. Технические данные моделей регистраторов мутности (логгеров)

Ряды данных, полученных с логгеров, легли в основу разработки индекса макротурбулентных колебаний оптической мутности *TI* (*Turbidity Index*). Для каждого гидрологического события оценивался вклад макротурбулентных колебаний оптической мутности, в качестве меры которых использовалось максимальное изменение значений мутности в пределах 1 часа (**рис. 2.2.2**). За каждый час рассчитывалась разница между максимальной и минимальной мутностью (ΔT_i):

$$\Delta T_i = T_{max,i} - T_{min,i}, \tag{2.2.5}$$

где $T_{max,i}$, $T_{min,i}$ — максимальное и минимальное значения мутности за *i*-й промежуток времени, NTU. Аналогично определялась разница мутности за каждое гидрологическое событие ($\Delta T_{\Gamma C}$):

$$\Delta T_{\Gamma C} = T_{max,\Gamma C} - T_{min,\Gamma C}, \qquad (2.2.6)$$

где $T_{max,\Gamma C}$, $T_{min,\Gamma C}$ — максимальное и минимальное значения мутности за гидрологическое событие, NTU. Отношение величины $\Delta T_i \kappa \Delta T_{\Gamma C}$ представляет собой отношение разницы между максимальной и минимальной мутностью за короткий период времени (ΔT_i) (1 час с частотой измерений 20 минут) к суммарной разнице мутности за исследуемую фазу водного режима ($\Delta T_{\Gamma C}$):

$$TI_{\Gamma C} = \frac{\Delta T_i}{\Delta T_{\Gamma C}}.$$
(2.2.7)

Большим значениям *TI* соответствует больший вклад макротурбулентных колебаний мутности в изменчивость стока взвешенных наносов. Учитывая, что величина (ΔT_i) рассчитывалась для «скользящего» интервала времени протяженностью 1 час, проводился расчет коэффициента, характеризующего средний вклад макротурбулентных изменений мутности для всего ряда наблюдений *TI*_{cp} для данного створа:

$$TI_{\rm cp} = \frac{\sum_{i=1}^{n} TI_{\Gamma \rm C}}{n},\tag{2.2.8}$$

где *TI_{ГС}* — индекс колебаний оптической мутности для гидрологического события, б/р; *n* — количество гидрологических событий (**рис. 2.2.2**).



Рисунок 2.2.2. Пример расчленения на гидрологические события (ГС) и расчета индекса *TI* для р. Джакуат — гст Джанкуат

2.3. Статистические методы обработки

2.3.1. Статистические методы обработки рядов мутности и расходов взвешенных наносов

Для количественной характеристики и анализа изменчивости стока взвешенных наносов использовался аппарат теории вероятности и математической статистики, изложенный в [Христофоров, 1994; Rodda, Little, 2015; и др.], поэтому проясним значение некоторых терминов, считая, что остальные используемые в этой работе — коэффициент корреляции Пирсона (*r*),

коэффициент вариации (*Cv*), коэффициент асимметрии (*Cs*), коэффициент детерминации (R^2) — в пояснении не нуждаются. В некоторых случаях применялся исправленный коэффициент детерминации $R^2_{adj.}$ — скорректированный коэффициент детерминации, рассчитывается при включении в модель дополнительных независимых переменных.

После расчета статистики определяется величина *p-value* — это наименьшая величина уровня значимости, при которой нулевая гипотеза отвергается для данного значения статистики критерия. Уровень значимости (α) представляет собой вероятность ошибки первого рода вероятность отвергнуть нулевую гипотезу, когда она на самом деле верна. Проходят споры о том, какое граничное значение необходимо использовать для определения значимости [Wasserstein, Lazar, 2016]. В данной работе использовалось общепринятое значение, равное 0.05. При проведении групповых сравнений вводилась поправка Холма — Бонферрони [Holm, 1979] для контроля над групповой вероятностью ошибки.

Для оценки эффективности моделей пространственной интерполяции при кроссвалидации использовались следующие коэффициенты ошибок:

Средняя ошибка (МЕ):

$$ME = \frac{\sum_{i=0}^{n} (SSY_{\phi aKT.i} - SSY_{MOQ.i})}{n}$$
(2.3.1)

Средняя абсолютная ошибка (МАЕ):

$$MAE = \frac{\sum_{i=0}^{n} |SSY_{\phi a \kappa \tau. i} - SSY_{MOD. i}|}{n}$$
(2.3.2)

Среднеквадратическая ошибка (*RMSE*):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^{n} \left(SSY_{\phi a \kappa \tau. i} - SSY_{MOJ,i}\right)^{2}}{n}}$$
(2.3.3)

Среднее стандартизированных квадратов отклонений (*MSDR*):

$$MSDR = \frac{\sum_{i=0}^{n} (SSY_{\phi a \kappa \tau. i} - SSY_{MOD.i})}{\sigma_i^2}$$
(2.3.4)

где $SSY_{\phi a \kappa m.i}$ — измеренные (фактические) значения стока наносов; $SSY_{mod.i}$ — смоделированные (прогнозные) значения стока наносов; n — объем выборки; σ_i — дисперсия кригинга.

Средняя ошибка (*ME*) определяет степень смещения, в идеальной модели она должна равняться нулю. Как отмечает в своей статье *C.J. Wilmott* [1982], лучшими метриками для определения качества модели являются *RMSE* и *MAE*, причем последняя предпочтительнее, так как менее чувствительна к экстремумам. Чем они меньше (ближе к нулю), тем более качественна модель. Однако на основании этих коэффициентов не рекомендуется выбирать модель, [Oliver, Webster, 2014] советуют выбирать на основании величины *MSDR*, которая в идеальной модели должна равняться единице. *MSDR*, равное единице, свидетельствует о том, что дисперсия

смоделированных значений повторяет ошибки наблюдений [Симбатова, Рязанов, Сахабиев, 2016].

Анализ автокорреляционных функций

Для изучения внутрирядной связности в гидрологии принято использовать автокорреляционную функцию (АКФ). Однако обычно рассматриваются многолетние изменения стока воды, растворенных или взвешенных веществ с целью изучения долгосрочного функционирования эрозионно-русловых систем [Догановский, 1986; Мискевич, 2015; Göransson, Larson, Bendz, 2013; Mangin, 1984]. Среднесрочные (внутрисуточные или внутригодовые) колебания расходов, уровней или мутности воды освещаются намного реже, преимущественно в зарубежной литературе [Eisenlohr et al., 1997; Mayaud et al., 2014; Valdes et al., 2006]. Исследований, посвященных изучению краткосрочной (внутричасовой) изменчивости мутности воды, автором найдено не было.

В данном исследовании для расчета автокорреляции для каждого седиграфа длиной n $(x_1...x_i...x_n)$ было рассчитано m коэффициентов автокорреляции $(r_1...r_k...r_m)$. Величина k называется лагом автокорреляции и в данном случае равняется частоте измерений, m является максимальным лагом автокорреляции. Существует несколько способов определения максимального лага автокорреляции для обеспечения статистической достоверности: m = n/3 [Mangin, 1984], m = n/4 [Box, Jenkins, Reinsel, 1994], m = 2n/3 [Eisenlohr et al., 1997]. Максимальный лаг автокорреляции считался как ¹/₄ от длины ряда n [Box, Jenkins, Reinsel, 1994]. Расчет коэффициента автокорреляции r_k производился по формуле [Metcalfe, Cowpertwait, 2009]:

$$\mathbf{r}_k = \frac{c_k}{c_0} \tag{2.3.5}$$

$$C_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \overline{x}) (x_{i+k} - \overline{x})$$
(2.3.6)

где C_k — коэффициент автоковариации при лаге k; n — число членов ряда; k — величина сдвига (лаг); x_i , x_{i+k} — члены ряда от x_i до x_{n-k} и от x_{i+k} до x_n ; \overline{x} — среднее значение ряда. Расчет автокорреляционной функции производился при помощи функции *stats::acf()* пакета *stats* языка программирования R. Автокорреляционная функция отражает, насколько величина зависит от предшествующих значений в течение определенного промежутка времени. Эта функция представлена коррелограммой, по наклону которой, например, можно судить о реакции системы на гидрологическое событие. Если событие оказало незначительное влияние на систему, то наклон коррелограммы будет уменьшаться быстро, под острым углом, в случае значительного эффекта события на систему наклон коррелограммы будет уменьшаться медленно [Mayaud et al., 2014]. При большом количестве лагов *k* точность расчета коэффициента автокорреляции *r_k* снижается. В связи с этим принято рассматривать лишь первоначальные коэффициенты, включающие только значимые величины [Догановский, 1986]. В данной работе использовался 5%-ный уровень значимости, который рассчитывался по следующей формуле [Metcalfe, Cowpertwait, 2009]:

$$r_{crit} = -\frac{1}{n} \pm \frac{2}{\sqrt{n}} \tag{2.3.7}$$

где n — количество членов ряда. Если значения r_k при заданном k выходят за пределы критической области, то они считаются значимыми. При изучении АКФ рядов гидрологических данных особое внимание уделяют количеству значимых r_k , что служит индикатором инерционности объекта. Так, А.М. Догановский [1986] по результатам анализа 150 коррелограмм среднегодовых уровней озер установил, что количество значимых r_k увеличивается при возрастании засушливости климата и уменьшении водообмена. Подобные исследования проводятся и для изучения карстовых водоносных горизонтов [Eisenlohr et al., 1997; Mayaud et al., 2014; Valdes et al., 2006], где используют константу уровня значимости r_{crit} , принимаемую равной 0.2 [Mangin, 1984]. Значения r_k меньше 0.2 считаются неотличимыми от шума, а лаг k, при котором $r_k = 0.2$, — «эффектом памяти» карстовых систем [Valdes et al., 2006].

2.3.2. Количественные критерии анализа связей мутности и расхода воды

В редких случаях зависимость мутности (*SSC*, $\Gamma \cdot M^{-3}$) от расхода воды (Q, $M^3 \cdot c^{-1}$) имеет линейный характер [Williams, 1989]. Изменчивость водного режима и режима стока взвешенных наносов приводит к отклонениям значений от линии статистической связи [Тананаев, 2012]. В результате зависимость типа *SSC* = f(Q) может принимать вид разнообразных форм. Н.И. Алексеевский [1998] выделял 13 типов связи, G.P. Williams [1989] — 14 типов (см. **рис. 2.3.1**).



Рисунок 2.3.1. Основные типы связей между мутностью (S) и расходом воды (Q) [Алексеевский, 1998; Williams, 1989]

Выделяют четыре основных класса кривых связей мутности и расходов воды [Алексеевский, 1998; Williams, 1989]: однозначные, положительные гистерезисные петли, отрицательные гистерезисные петли и сложный тип связи мутности и расходов воды. Последние исследования [Hamshaw et al., 2018] связи SSC = f(Q) для анализа суточной и внутрисуточной динамики предлагают расширенную классификацию, основанную на модели машинного обучения по данным 600 гидрологических событий на реке Мэд, штат Вермонт. Согласно им, следует выделять 6 основных классов: 1 — без гистерезиса, 2 — положительные гистерезисные петли, 3 — отрицательные петли гистерезиса, 4 — линейная зависимость с положительной петлей, 5 — сложный тип связи (восьмерка), 6 — комплексный, без четкой зависимости.

Визуальный (качественный) анализ петель гистерезиса обычно происходит путем построения двумерного графика, чтобы отследить реакцию мутности на вариации расхода воды (как на **рис. 2.3.1–2.3.2**). Для количественной оценки связи SSC = f(Q) в мировой гидрологической практике производят расчет индексов, которые описывают три основные характеристики петель: форму зависимости (петля, «восьмерка» или линейная), направление (по

часовой или против часовой) и объем петли [Zuecco et al., 2016]. Такого рода индексы позволяют не только сравнивать отдельные гидрологические события между собой, но также выделять пространственно-временные закономерности различных масштабов, определять новые типы связи [Hamshaw et al., 2018; Zhang et al., 2014].

Наиболее применимыми в мировой гидрологии являются критерии, разработанные [Langlois, Johnson, Mehuys, 2005; Lawler et al., 2006], однако в условиях отсутствия высокочастотных данных о расходах и мутностях воды у данных методов есть ряд недочетов. *Н* индекс [Langlois, Johnson, Mehuys, 2005] предоставляет только качественную оценку, когда *HI* индекс [Lawler et al., 2006] основывается только на флуктуациях расхода воды и не может описывать события гистерезиса, вызванные увеличением концентрации взвешенных частиц. Оба эти коэффициента больше применимы для горизонтальных петель и выдают ошибочные результаты в случае сложных типов связи [Gao, Josefson, 2012].



Рисунок 2.3.2. Типы связей между мутностью (SSC) и расходом воды (Q), наблюденные на р. Мэд, штат Вермонт [Hamshaw et al., 2018] (сплошная линия — гидрограф, пунктир — седиграф)

Индекс гистерезиса

В данной работе предлагается новый коэффициент для количественной оценки петель гистерезиса — *SHI* (*Simple Hysteresis Index*). Он основан на предположении, что влияние на образование гистерезиса колебаний мутности и расходов воды равносильно. Соответственно, пиковые значения мутности так же важны, как и расходов воды. Поскольку данный индекс выводился для малых горных рек (на примере р. Джанкуат), где имелись лишь наблюдения со сроков, с частотой в среднем 3 часа в дневное время суток, то нами было сделано несколько допущений. Во-первых, мы считаем, что максимальные значения и расхода, и мутности воды были зафиксированы (измерены) за время гидрологического события. Во-вторых, измерение на границе кривых подъема и спада относилось к кривой подъема (см. рис. **2.3.3**).

Для расчета индекса гистерезиса (*SHI*) для каждого гидрологического события строилась логарифмическая регрессионная модель lnSSC = f(lnQ), сам индекс рассчитывался по формуле:

$$SHI = \frac{\left(\frac{\sum_{i=1}^{n} dR_{i} + \dots + dR_{n}}{n} - \frac{\sum_{j=1}^{m} dF_{j} + \dots + dF_{m}}{m}\right)}{SSC_{max}},$$
(2.3.8)

где *SHI* — индекс гистерезиса, безразмерный; dR_i — разница между предсказанной по модели и фактической мутностью для кривой подъема, г·м⁻³; dF_j — разница между предсказанной по модели и фактической мутностью для кривой спада, г·м⁻³; n, m — количество точек на кривой подъема и кривой спада соответственно; SSC_{max} — максимальное значение мутности воды за гидрологическое событие, г·м⁻³. При *SHI* > 0 связь SSC = f(Q) имеет положительный характер (по часовой стрелке), при *SHI* < 0 связь отрицательная (против часовой стрелки).



Рисунок 2.3.3. Пример расчета индекса гистерезиса *SHI* для гидрологического события на р. Джанкуат

2.4. База данных стока взвешенных наносов

2.4.1. Создание базы данных стока взвешенных наносов малых горных рек

В данном разделе главы описывается формирование базы данных среднемноголетнего модуля стока взвешенных наносов (*SSY*, т·км⁻²·год⁻¹) малых горных бассейнов по данным наблюдения на постах мониторинговой сети. Модуль стока взвешенных наносов *SSY* обладает высокой внутригодовой и межгодовой изменчивостью [Morehead et al., 2003; Vanmaercke et al., 2012], поэтому для создания базы данных не использовались эпизодические наблюдения, годовые оценки или результаты моделирования.

Литературные источники, использовавшиеся для создания базы данных, приведены в **табл. 2.4.1**. Местоположение гидрометрических постов показано на **рис. 2.4.1**. Для большинства зарубежных г/п бралась уже рассчитанная цифра среднемноголетнего модуля стока взвешенных наносов, приведенная в литературе. Однако для большинства постов на территории стран СНГ данная метрика рассчитывалась по следующей формуле:

$$SSY = \frac{\Sigma \frac{\overline{Q} \cdot \overline{SSC}}{F}}{n},$$
(2.4.1)

где *SSY* — среднемноголетний модуль стока взвешенных наносов, т·км⁻²·год⁻¹; \overline{Q} — среднегодовой расход воды, м³·c⁻¹; \overline{SSC} — среднегодовая мутность воды, г·м⁻³; *F* — площадь бассейна, км²; *n* — количество лет наблюдений.

Страна	Кол-во постов	Источник
Абхазия	1	[Дедков, Мозжерин, 1984]
Австрия	20	[Hinderer et al., 2013; Vanmaercke et al., 2011]
Азербайджан	11	[Абдуев, 2015; Эюбова, 2015]
Алжир	8	[Vanmaercke et al., 2014b]
Бельгия	30	[Van Campenhout et al., 2013]
Германия	8	[Hinderer et al., 2013; Vanmaercke et al., 2011]
Грузия	8	[Дедков, Мозжерин, 1984]
Италия	69	[Hinderer et al., 2013; Vanmaercke et al., 2011]
Марокко	1	[Vanmaercke et al., 2014b]
Румыния	41	[Vanmaercke et al., 2011]
РΦ	43	[Magritskii, 2011; ГВК; https://gmvo.skniivh.ru/]
Тунис	7	[Vanmaercke et al., 2014b]
Украина	1	[Дедков, Мозжерин, 1984]
Швейцария	27	[Hinderer et al., 2013; Vanmaercke et al., 2011]
ЮАР	60	[Vanmaercke et al., 2014b]

Таблица 2.4.1. Источники базы данных модуля стока наносов малых горных рек



Рисунок 2.4.1. Расположение гидрометрических постов, результаты наблюдений на которых использовались для создания базы данных стока взвешенных наносов малых горных рек

Надежность величины среднемноголетнего стока наносов зависит не только от качества измерения на сети гидрометрических постов, но также и от продолжительности наблюдения. По данным анализа 15 025 годовых модулей стока наносов с 726 водосборов Европы, Северной Америки и Азии [Vanmaercke et al., 2012] было установлено, что относительная ошибка определения среднемноголетней величины модуля стока наносов может составлять от -22 до +24%продолжительности наблюдения более 50 уменьшением лаже при лет. С продолжительности наблюдения относительная ошибка возрастает, достигая своих максимальных значений (от -100 до +600%) при периоде наблюдений в один год. Однако уже с увеличением периода наблюдений с одного до двух лет медианная ошибка уменьшается в два раза. В целом относительная ошибка уменьшается по экспоненте с увеличением периода наблюдений с 0 до 50 лет, при этом после 10-12 лет наблюдений изменения размаха относительной ошибки не так значительны [Vanmaercke et al., 2012]. В связи с этим автором рассматривались только данные, полученные на постах с периодом наблюдений, большим или равным 10 лет. Созданная база данных состоит из 335 постов с медианной продолжительностью наблюдений за стоком наносов в 20 лет (см. рис. 2.4.2).



Рисунок 2.4.2. Распределение периодов измерений, для которых доступны наблюдения *SSY* на гидропостах созданной базы данных стока взвешенных наносов малых рек

Проверка на нормальность распределения

Анализ квантильных графиков (*Q*-*Q*) показывает (см. **рис. 2.4.3A**), что значения модулей стока наносов (*SSY*) в значительной степени отклоняются от диагонали теоретических квантилей, что свидетельствует об асимметрии данных. Формальный тест Шапиро — Уилка также не нашел оснований отклонить нулевую гипотезу о нормальности распределения данных (W = 0.63, $p < 2.2e^{-16}$). Проведенные ранее исследования подтверждают, что величины среднемноголетнего модуля стока наносов имеют ненормальное распределение [Asikoglu, Eris, 2019; Vente de et al., 2011].

Для приведения распределения имеющейся выборки *SSY* к близкой к нормальному было проведено логарифмирование исходных значений. Результаты преобразования представлены на **рис. 2.4.3В**. Как видно из сравнения квантилей, распределение большинства выборок приблизилось к нормальному, однако для некоторых горных систем (Карпаты, Апеннины и Атласские) оно все же асимметрично. Данный графический анализ подтверждают результаты проведения формальных тестов (см. **табл. 2.4.2**), которые позволяют принять (при p > 0.05) или отклонить (при p < 0.05) нулевую гипотезу о нормальности распределения данных.



Рисунок 2.4.3. Сравнение квантилей эмпирического распределения и нормального распределения среднемноголетних модулей стока наносов, сгруппированных по <u>горным</u> <u>системам</u>: А — исходные данные; В — логарифмически трансформированные данные

Гопияд	Кол-во	W (Шапиро		Д (Колмогорова		W (Шапиро	
система	постов	— Уилка)	р	— Смирнова)	р	— Франсия)	р
Атласские	23	0.90	0.03	0.19	0.02	0.90	0.03
Альпы	70	0.97	0.06	0.07	0.47	0.97	0.15
Апеннины	58	0.88	0.00004	0.13	0.01	0.87	0.0001
Арденны	31	0.97	0.51	0.13	0.17	0.96	0.21
Кавказ	64	0.99	0.72	0.08	0.38	0.99	0.65
Карпаты	42	0.93	0.02	0.13	0.06	0.95	0.05
Драконовы	61	0.97	0.08	0.09	0.27	0.97	0.11

Таблица 2.4.2. Результаты проведения формальных тестов на нормальность: уровень статистической значимости (*p*-value) критериев W и D

На квантильных графиках (**рис. 2.4.3В**) видно, что для Апеннин и Атласских гор в значительной степени отклоняются от диагонали теоретических квантилей только точки в нижних частях графиков. Они соответствуют значениям *SSY* меньше $30 \text{ т} \cdot \text{кm}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ для Апеннин и 200 т $\cdot \text{кm}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ для Атласских гор и предположительно являются выбросами. Повторная проверка тестом Шапиро — Уилка, уже без этих минимальных значений, показала, что без них распределение десятичных логарифмов *SSY* является нормальным: критерий *W* = 0.98 (*p* = 0.95) для Атласских гор и *W* = 0.97 (*p* = 0.26) для Апеннин. Таким образом, логарифмы значений выборки подчиняются закону нормального распределения, симметрично и унимодально, что

50

является необходимым условием для проведения формального теста Граббса на наличие выбросов.

Распределение значений *SSY* внутри высотных зон также асимметрично (см. **рис. 2.4.4A**). Логарифмирование модулей стока наносов для большинства высотных групп (кроме «0–500») нормализует распределение, что отражено на квантильных графиках (см. **рис. 2.4.4A**). Проведение формальных тестов на нормальность подтверждает эти выводы (см. **табл. 2.4.3**). Уже при анализе квантильных графиков можно выделить предположительные выбросы в высотной группе «0–500» — они соответствуют значениям *SSY* в предгорьях Атласских гор, отличающихся повышенными модулями стока наносов (2000–4000 $\tau \cdot \kappa m^{-2} \cdot ro q^{-1}$), и в предгорной зоне Арденн (*SSY* = 760 $\tau \cdot \kappa m^{-2} \cdot ro q^{-1}$).



Рисунок 2.4.4. Сравнение квантилей эмпирического распределения и нормального распределения среднемноголетних модулей стока наносов, сгруппированных по <u>высотным</u> <u>зонам</u>: А — исходные данные; В — логарифмически трансформированные данные

Таблица 2.4.3. Результаты проведения ф	оормальных тестов на нормальность: уровень
статистической значимо	сти (<i>p-value</i>) критериев W и D

Высотная зона	Кол-во постов	W (Шапиро — Уилка)	p-value	D (Колмогорова — Смирнова)	p-value	W (Шапиро — Франсия)	p-value
0–500	24	0.84	0.001	0.22	0.003	0.84	0.003
500-1000	39	0.94	0.04	0.17	0.01	0.95	0.06
1000-2000	123	0.99	0.84	0.06	0.44	0.99	0.80
2000-3000	78	0.99	0.64	0.06	0.75	0.99	0.68
3000-4000	59	0.97	0.24	0.07	0.61	0.98	0.34
4000-5000	17	0.95	0.38	0.12	0.69	0.95	0.43

Анализ выбросов и однородность дисперсий

На приведенной ниже (**рис. 2.4.5**) диаграмме размахов видно, что только единственное значение *SSY* превышает 1.5 интерквартильного размаха – максимальное значение в Арденнах (179 т·км⁻²·год⁻¹). Тест Граббса с высокой степенью значимости (*p*-value = 0.02) подтвердил, что значение 179 т·км⁻²·год⁻¹ является выбросом (G = 2.94, U = 0.702). Оно было удалено и не учитывалось при анализе.



Рисунок 2.4.5. Диаграмма размахов среднемноголетнего стока наносов (*SSY*, т·км⁻²·год⁻¹), сгруппированного <u>по горным системам</u>, ось ординат логарифмическая. Красным цветом показаны значения, превышающие 1.5 интерквартильного размаха

Диаграмма размахов значений *SSY* (см. **рис. 2.4.6**), сгруппированных по различным высотным зонам, подтверждает предварительные выводы, сделанные при анализе квантильных графиков. *SSY* в предгорьях Атласских гор (2000–4000 $ext{trkm}^{-2} \cdot ext{rog}^{-1}$) в сотни раз превышают средние значения в предгорной зоне (10—150 $ext{trkm}^{-2} \cdot ext{rog}^{-1}$). Минимальное значение в низкогорной зоне (1000–2000 мБС) также располагается вне границ 1,5 интерквартильного размаха. Оно соответствует среднемноголетнему модулю стока взвешенных наносов 5 $ext{trkm}^{-2} \cdot ext{rog}^{-1}$, измеренному в Драконовых горах с 1968 по 1980 г. Формальный тест Граббса также идентифицировал эти значения как потенциальные выбросы. Автор исключил их из выборки для дальнейшего анализа.



Рисунок 2.4.6. Диаграмма размахов среднемноголетнего модуля стока наносов (*SSY*, т[.]км^{-2.}год⁻¹), сгруппированного <u>по высотным зонам</u>, ось ординат логарифмическая. Красным цветом показаны значения больше или меньше 1.5 интерквартильного размаха

Следующим необходимым условием для проведения анализа является однородность дисперсий, или гомоскедастичность. Из приведенных выше диаграмм размахов (**рис. 2.4.5** и **рис. 2.4.6**) хорошо видно, что разброс значений *SSY* в разных горных системах и высотных зонах неодинаков, что указывает на неоднородность дисперсий. Тест Левене также указывает на выраженную неоднородность групповых дисперсий в различных горных системах (F = 4.49, p = 0.0002) и высотных зонах (F = 2.3, p = 0.03).

2.4.2. Создание базы данных стока взвешенных наносов Кавказа⁴

Для изучения пространственных закономерностей формирования стока взвешенных наносов была выбрана Кавказская горная система, в качестве модельного объекта. Многие исследования были сосредоточены на компиляции и понимании закономерностей *SSY* на региональном и глобальном уровнях. Некоторые из них также затрагивают (части) Кавказского региона [Дедков, Мозжерин, 1984; Мандыч, 1967; Dedkov, Moszherin, 1992; Jaoshvili, 2002; Milliman, Syvitski, 1992; Vanmaercke et al., 2011]. В данной работе была разработана комплексная база данных современных наблюдений за модулем стока наносов на Кавказе, путем объединения существующих баз данных и дополнения их гидрологическими наблюдениями на гидропостах в Российской Федерации (Государственный водный кадастр; https://gmvo.skniivh.ru/), а также наблюдениями за *SSY* для конкретных водосборов, проведенными отдельными исследованиями [Абдуев, 2015; Хмелева и др., 2000; Эюбова, 2015; Magritskii, 2011] (см. **табл. 2.4.4 и рис. 2.4.7**).

⁴Раздел написан на основе статьи [Tsyplenkov, Vanmaercke, Golosov, 2019].

Страна	Кол-во г/п (водосборо- лет)	Источник данных
Абхазия (часть Грузии)	6 (54)	[Дедков, Мозжерин, 1984; Хмелева и др., 2000]
Армения	25 (н/д)	[Дедков, Мозжерин, 1984]
Азербайджан	54 (466)	[Абдуев, 2015; Государственный водный кадастр; Эюбова, 2015]
Грузия	22 (н/д)	[Дедков, Мозжерин, 1984]
РФ	91 (3491)	Magritskii, 2011; Государственный водный кадастр; https://gmvo.skniivh.ru/
Всего	198 (4011)	

Таблица 2.4.4. Обзор базы данных модулей стока взвешенных наносов Кавказа (с выбросами)



Рисунок 2.4.7. Гидрометрические посты, вошедшие в базу данных стока взвешенных наносов рек Кавказа

Для анализа использовались данные со всех имеющихся постов, период наблюдений за стоком наносов которых больше или равен 10 годам. Выбор граничного значения в 10 лет описывается в **гл. 2.4.1**. В общей сложности база данных по Кавказу включает наблюдения *SSY* по 198 водосборам. Обзор данных приведен в **табл. 2.4.4**, а временной охват базы данных показан на **рис. 2.4.8**. Однако для некоторых постов [Дедков, Мозжерин, 1984] продолжительность наблюдения за модулем стока наносов была неизвестна. Было принято значение в 10 лет для

таких записей. Медианная продолжительность наблюдения за стоком наносов составляет 13 лет (см. **рис. 2.4.8**). Что касается размеров бассейнов рек, то 17 постов имеют площадь водосбора $< 100 \text{ км}^2$, 101 пост имеет площадь водосбора от 100 до 1000 км², 64 — от 1000 до 10 000 км² и 16 — площадь водосбора $> 10\ 000\ \text{км}^2$ (см. **рис. 2.4.9В**).



Рисунок 2.4.8. Временное покрытие базы данных модуля стока взвешенных наносов Кавказа: (А) распределение периодов измерений, для которых доступны наблюдения *SSY* на гидропостах; (В) объем имеющихся данных за водосбор-год *SSY* за 5-летний период



Рисунок 2.4.9. А: Распределение модулей стока взвешенных наносов (*SSY*, т·км⁻²·год⁻¹) внутри базы данных (ось ординат логарифмическая); **В**: распределение г/п по средней высоте бассейна (*H*, мБС); **С**: по площади бассейна (*F*, км²)

Как и в случае с базой данных по стоку наносов малых рек, величины *SSY* в данной выборке распределены унимодально и асимметрично, а десятичные логарифмы значений выборки распределены нормально, что подтверждает тест Шапиро — Уилка (*W* = 0.97, *p* = 0.0003). На приведенной диаграмме размахов (**рис. 2.4.9A**) видно, что 3 значения находятся за пределами 1.5 интерквартильного размаха, однако проверка тестом Граббса не нашла оснований определить эти значения как выбросы. Территориально данные минимумы располагаются в предгорных областях Азербайджана, соответствуют постам Асрикчай — с. Асрик-Джирдахан (7.9 т·км⁻² [Дедков, Мозжерин, 1984]), Карачай — с. Юхары Аджакенд (9 т·км⁻² [Дедков, Мозжерин, 1984]) и Гилянчай — Нургут (14.3 т·км⁻² [Абдуев, 2015]). Они были исключены из выборки для дальнейшего анализа.

Глава 3. Особенности формирования стока наносов в горах на межрегиональном и региональном уровнях

3.1. Оценка особенностей стока взвешенных наносов на

межрегиональном уровне

В данной главе рассматриваются пространственные особенности и закономерности формирования стока наносов малых горных бассейнов по данным наблюдения на постах мониторинговой сети (см. раздел 2.4 в главе 2).

Для того чтобы выяснить, есть ли существенные различия между горными системами по *SSY* в целом, был применен ранговый дисперсионный анализ по Краскелу — Уоллису. Он был предпочтен параметрическому дисперсионному анализу, поскольку в условиях неоднородности групповых дисперсий последний не обладает достаточной статистической мощностью и высока вероятность ошибки первого рода [Lantz, 2013; Watthanacheewakul, 2011].

Анализ по Краскелу — Уоллису показал, что обследуемые горные системы статистически значимо различаются по величине *SSY* ($H \approx 140$, $p < 2.2e^{-16}$), т.е. наблюдаемые различия в групповых медианах совершенно случайны. Для того чтобы выяснить, где лежат эти различия, был рассчитан ранговый критерий Уилкоксона — Манна-Уитни.

Наименьшие значения стока наносов наблюдаются в Арденнах, где средний модуль стока наносов составляет 31.2 т·км⁻²·год⁻¹ (см. **табл. 3.1.1**). Сток наносов Атласских гор наибольший в рассматриваемой выборке, там средние величины *SSY* равняются 2244 т·км⁻²·год⁻¹, что в 70 раз превышает сток наносов малых рек Арденн. На территории Европы наибольшие значения *SSY* зафиксированы в Альпах, однако статистически значимой разницы между средними величинами *SSY* Кавказа (524 т·км⁻²·год⁻¹), Альп (657 т·км⁻²·год⁻¹) и Апеннин (576 т·км⁻²·год⁻¹) не выявлено, что косвенно указывает на однородность условий формирования стока наносов в пределах этих горных систем. Значительно ниже данной группы сток наносов в Карпатах (281 т·км⁻²·год⁻¹) и в Драконовых горах (149 т·км⁻²·год⁻¹), различия между которыми тоже статистически незначимы.

Таблица 3.1.1. Показатели описательной статистики модулей годового стока наносов различных горных систем

Горная система	Кол-во постов	SSY_{cp} , т·км $^{-2}$ ·год $^{-1}$	SD	SSY_{med} , т'км $^{-2}$ ·год $^{-1}$
Альпы	70	657	748	318
Апеннины	55	576	515	424
Арденны	30	31.2	16.0	28.7
Атласские горы	19	2244	1525	2054
Карпаты	42	281	297	130
Кавказ	64	524	673	245
Драконовы горы	61	149	154	98

Изменчивость средних модулей стока наносов по различным горным поясам показана на **рисунке 3.1.1**. В целом во всех горных системах прослеживается тенденция по увеличению стока наносов с высотой. Однако для Арденн и Драконовых гор различия несущественны, и SSY_{cp} практически не изменяется с высотой. Наиболее существенное увеличение SSY_{cp} наблюдается в Атласских горах, на севере Африки, где средний модуль стока наносов возрастает с 1 196 до 2 454 $T \cdot \kappa m^{-2} \cdot rog^{-1}$.



Рисунок 3.1.1. Изменение среднего модуля стока наносов малых рек (*SSY_{cp}*) с высотой. Осредненное значение по всем горным системам показано красной пунктирной линией

Изменчивость стока наносов малых горных рек с высотой повторяет рисунок стока наносов горных рек для слабонарушенных антропогенной деятельностью территорий, представленный А.П. Дедковым и В.И. Мозжериным [1992] (см. гл. 1.2.2). Однако средний модуль стока высоких гор (4000–5000 мБС) превышает описанный в статье в 2.5 раза (1232 против \approx 500 т·км⁻²·год⁻¹), остальные величины находятся в том же диапазоне. Средний модуль стока (пунктирная линия на **рис. 3.1.1**) неравномерно возрастает по экспоненте от 33 до 1232 т·км⁻²·год⁻¹. На высоте 2000–3000 мБС существует локальный минимум, связанный в первую очередь с завышенными величинами в низких горах (1000–2000 мБС). Такой высокий модуль стока наносов (558 т·км⁻²·год⁻¹) на высоте 1000–2000 мБС обусловлен экстремальными значениями SSY в Атласских горах (см. **табл. 3.1.2**), и отличия от SSY_{ср} в горах 2000–3000 мБС и 3000–4000 мБС статистически не значимы (*p* > 0.05, для сравнения использовался ранговый критерий Уилкоксона — Манна-Уитни). Высокие значения стока наносов малых рек Атласских гор обусловлены существенно более высокой по сравнению с остальными горными системами антропогенной нагрузкой на их водосборы.

Высотная зона	Кол-во постов	SSY_{cp} , т·км ⁻² ·год ⁻¹	SD	SSY_{med} , т.км ⁻² .год ⁻¹
0–500	18	32.7	20.2	24.6
500-1000	39	253	411	55.8
1000-2000	122 (110) ¹	558 (351) ¹	910 (428) ¹	233 (199) ¹
2000-3000	78	401	472	226
3000-4000	59	568	599	310
4000-5000	17	1232	1191	764

Таблица 3.1.2. Статистические параметры модуля стока взвешенных наносов (*SSY*) малых рек по высотным зонам

¹В скобках значения без учета Атласских гор.

Как указывалось ранее (см. гл. 2), для формирования базы данных использовались материалы сети мониторинговых станций России и зарубежья, то есть исследуемые величины стока наносов в настоящей работе соответствуют периоду сельскохозяйственного освоения, после индустриальной революции. В случае неучета Атласских гор для расчета SSY_{cp} для низких гор ($SSY_{1000-2000} = 351 \text{ t} \cdot \text{кm}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$) увеличение стока наносов проходит равномерно, без локальных максимумов, которые принято связывать с антропогенным прессом в низкогорьях [Dedkov, Moszherin, 1992; Milliman, Syvitski, 1992]. Различия в средних значениях *SSY* для горных водосборов, располагающихся на высоте 1000–4000 мБС, статистически незначимы, что косвенно указывает на однородность условий формирования стока в этих высотных зонах.

Анализ многолетних данных за стоком наносов в горных системах Европы и Африки показывает значительную пространственную вариабельность полученных величин, обусловленную многофакторностью процессов, определяющих темпы денудации на речных водосборах, а также коэффициентов доставки наносов со склонов в постоянные водотоки. В меньшей степени это относится только к Арденнам, которые являются наименьшей по площади и высоте горной системой среди анализируемых.

Таким образом, для объективной оценки темпов денудации необходимы независимые данные об интенсивности различных процессов денудации, площади их распространения в пределах конкретного речного бассейна и определения коэффициента доставки наносов со склонов в постоянные водотоки. Для визуализации и лучшего понимания пространственных закономерностей стока взвешенных наносов Кавказа было применено несколько методов интерполяции логарифма модуля стока взвешенных наносов (log₁₀SSY). Они включали в себя Обычный Кригинг (OK), Ко-Кригинг с использованием высоты рельефа в качестве дополнительной переменной (CK-h), Ко-Кригинг с использованием средней расчлененности рельефа (от англ. *Mean Local Relief*) в качестве предиктора (CK-mlr), метод k-ближайших соседей (KNN) и метод k-ближайших соседей с предикторами (KKN-h, KKN-mlr). Модели OK, CK, CK-h и CK-mlr были построены при помощи библиотеки R *automap* [Hiemstra et al., 2009], KNN, KKN-h и KKN-mlr при помощи библиотеки R kknn [Schliep, Hechenbichler, 2016]. Высота (H, мБС) и средняя расчлененность рельефа (MLR, м) были выбраны в качестве дополнительных параметров из-за доказанной связи с SSY [Ahnert, 1970; Milliman, Syvitski, 1992; Montgomery, Brandon, 2002; см. гл. 1]. MLR была посчитана как разница между максимальной и минимальной высотой H в 10 км буфере, в соответствии с рекомендациями [Montgomery, Brandon, 2002]. База данных была разделена случайным образом на две подвыборки: для обучения и валидации (см. **табл. 3.2.1**).

Таблица 3.2.1. Показатели описательной статистики среднемноголетнего модуля стока взвешенных наносов *SSY* (т·км⁻²·год⁻¹) для обучения и валидации моделей пространственной интерполяции

	Кол-во г/п	Мин.	Макс.	Сред.	Медиана	SD
Обучение	156	7.9	4 100	470	204	660
Валидация	40	17	1 650	354	164	400
Вся б/д	196	7.9	4 100	446	200	620

⁵Раздел написан на основе статьи [Tsyplenkov, Vanmaercke, Golosov, 2019].

3.2.1. Результаты интерполяции

Результаты интерполяции шестью различными методами *OK*, *CK-h*, *CK-mlr*, *KNN*, *KNN-h*, *KNN-mlr* указаны в **табл. 3.2.2**. В целом эти результаты показывают, что наблюдаемые значения *SSY* сильно пространственно коррелируют.

M	T	DMCE	ME	NCE	D ²	
модель	ТИП	KMSE	ME	NSE	R ²	r
WNINI	Обучение	0.31	0.0055	0.7	0.69	0.84
K ININ	Валидация	0.27	-0.033	0.7	0.7	0.87
OV	Обучение	0.24	0.00056	0.81	0.81	0.91
UK	Валидация	0.27	-0.046	0.69	0.68	0.86
	Обучение	0.3	-0.0076	0.71	0.7	0.85
K <i>I</i> N <i>I</i> N <i>-H</i>	Валидация	0.26	-0.013	0.72	R² 0.69 0.7 0.81 0.68 0.7 0.81 0.68 0.7 0.71 0.82 0.69 0.71 0.66 0.83 0.67	0.84
CVh	Обучение	0.24	-0.0002	0.82	0.82	0.91
CK-n	Валидация	0.27	-0.046	0.7	R ² 0.69 0.7 0.81 0.68 0.7 0.81 0.68 0.7 0.71 0.82 0.69 0.71 0.82 0.69 0.71 0.66 0.83 0.67	0.84
VNN mala	Обучение	0.3	0.00036	0.72	0.71	0.86
KININ-MUT	Валидация	0.29	-0.068	0.65	R ² 0.69 0.7 0.81 0.68 0.7 0.81 0.68 0.7 0.71 0.82 0.69 0.71 0.82 0.69 0.71 0.66 0.83 0.67	0.83
CK mla	Обучение	0.23	-0.0008	0.83	0.83	0.92
CA-mir	Валидация	0.28	-0.05	0.68	0.67	0.86

Таблица 3.2.2. Показатели оценки качества различных методов интерполяции (обозначения в тексте)

Таким образом, около 70% наблюдаемых пространственных вариаций SSY могут быть оценены на основе пространственной экстраполяции наблюдений из других гидрометрических постов. Это подтверждается как подходом KNN, так и подходом OK. Добавление еще одного предиктора (высоты (h) или среднего местного рельефа (MLR)) немного улучшает качество прогнозирования, но также значительно изменяет имитацию пространственной картины SSY. Подход CK показывает лучшие результаты обучения с точки зрения NSE, R^2 и r, но явно хуже с точки зрения валидации. Подход KNN-h показывает наименьшее различие между показателями обучения и валидации: как NSE, так и R^2 выше среднего. Более того, KNN-h имеет лучшие результаты валидации. Поэтому KNN-h рассматривался как оптимальный подход к оценке пространственной изменчивости SSY в Кавказском регионе. Рис. 3.2.1 иллюстрирует имитацию пространственного распределения SSY и высоты над уровнем моря.



Рисунок 3.2.1. Пространственное распределение высоты местности (*h*, мБС) и среднегодового модуля стока наносов (*SSY_{cp}*, т·км⁻²·год⁻¹), оцененного при помощи метода k-ближайших соседей (*KNN-h*). Точками показаны гидрометрические посты наблюдения за стоком наносов [Tsyplenkov, Vanmaercke, Golosov, 2019]

Общее количество взвешенных наносов (SSL), поступающих из рек, дренирующих Кавказские горы, составляет около 98 млн тонн в год. Это значение основано на прямых измерениях на 196 гидрометрических постах, которые охватывают 61% от общей площади исследуемого района. Объем стока наносов для неизученной части Кавказа составляет 50 млн тонн в год (на основе интерполяции KNN-h).

Среднемноголетний модуль стока наносов составляет 446 т·км⁻²·год⁻¹ (SD = 618), медианный — 200 т·км⁻²·год⁻¹. Данные величины практически идентичны модулям стока, посчитанным [Vanmaercke et al., 2011] для альпийской климатической зоны: среднемноголетний модуль стока 451 т·км⁻²·год⁻¹ (SD = 876, *SSY_{мед}* = 198). В целом средние значения *SSY_{cp}* выше в северной части Кавказа (504 т·км⁻²·год⁻¹), чем в южной части (396 т·км⁻²·год⁻¹). Разница является значительной и не связана с перепадами высот (**рис. 3.2.1**). Кроме того, значения *SSY_{cp}* очень низкие (<50 т·км⁻²·год⁻¹) на большей части территории Армении и Азербайджана, особенно в горной степной зоне. С другой стороны, наибольшие значения SSY_{cp} (>1 000 т·км⁻²·год⁻¹) наблюдаются в степях Дагестана (восточная часть Кавказа), где аналогично Атласским горам очень высока антропогенная нагрузка на водосборы, обусловленная в основном перевыпасом скота, что способствует резкому увеличению темпов водной эрозии и других экзогенных процессов. Кроме того, значения SSY_{cp} значительно выше в высокогорном поясе центральной части Кавказа. Это связано с наличием ледников и редким растительным покровом в этих верховьях водосборных бассейнов. В пространственном отношении наибольшие величины стока наносов наблюдаются на склонах северной экспозиции. Среднемноголетний модуль стока наносов северных склонов составляет 504 т·км⁻²·год⁻¹ (SD = 621), южных — 396 т·км⁻²·год⁻¹ (SD = 615). В то же время значительных отличий между стоком наносов малых рек не наблюдается: SSY_{cp} для северных склонов 454 т·км⁻²·год⁻¹ (SD = 652), для южных — 436 т·км⁻²·год⁻¹ (SD = 745).

3.2.2. Сравнение результатов

В. Мозжерин и А. Шарифуллин [2014] на основе базы данных о стоке взвешенных наносов [Дедков, Мозжерин, 1984] последними рассчитывали темпы современной денудации Кавказа. Для пересчета из модулей стока наносов (*SSY*, т·км⁻²) в темпы денудационного сноса (*h_c*, мм·год⁻¹) была использована следующая формула:

$$h_c = \frac{SSY}{2.65} \cdot 10^{-3},\tag{3.2.1}$$

где 2.65 — плотность коренных пород, т·м⁻³. По их расчетам, темпы денудационного сноса варьируются от 0.005 мм·год⁻¹ до 2.32 мм·год⁻¹. До этого годичный слой денудации Кавказа уже оценивался частично А.Ф. Мандыч [1968; 1967], С.А. Ахундовым [1974], Г.Н. Хмаладзе [1964], М.А. Абдуевым [2011] и Г.К. Габриеляном [1971], однако последний для своих расчетов использовал и сток влекомых наносов. По подсчетам Г.К. Габриеляна, годичный слой денудации всего Кавказа составляет 0.2 мм. Во всех случаях пространственное распределение темпов денудации схоже на качественном уровне и повторяет распространение модулей стока наносов.

При помощи формулы 3.2.1, модуль стока взвешенных наносов был пересчитан в темпы денудационного сноса. Были выделены 4 категории, согласно [Мозжерин, Шарифуллин, 2014]: <0.02, 0.025 - 0.1,0.1 - 0.25, > 0.25 мм·год⁻¹. На основе подобранных ранее параметров метода *k*-ближайших соседей (*KNN*), исследуемая территория была классифицирована (см. **рис. 3.2.2A**) с использованием только географического взаиморасположения постов. Кросс-валидация классификации не производилась.



Рисунок 3.2.2. Карта годичного слоя денудации Кавказа *h*_c, мм·год⁻¹: А — данное исследование; В — [Мозжерин, Шарифуллин, 2014]

Для наглядности на рис. 3.2.2В представлены границы областей равной денудации, выделенные ранее В. Мозжериным и А. Шарифуллиным [2014]. Несмотря на кажущиеся денудации, незначительные различия В пространственном распределении классов количественное сравнение этих двух картограмм по методу mapcurves [Hargrove, Hoffman, Hessburg, 2006] показало, что распределение темпов денудации совпадает лишь на 55% (показатель пространственной связности *GOF* = 0.55). Это связано в первую очередь с различием в классах денудационного сноса 0.1-0.25 и > 0.25 мм·год⁻¹ (см. рис. 3.2.3). В. Мозжерин и А. Шарифуллин [2014] в своей работе использовали большее количество данных с грузинских гидрологических постов, но в то же время у 41% постов период наблюдения за стоком наносов составляет меньше 10 лет, что представляется основной причиной выявленных различий. При прочих равных, предлагаемые в данном исследовании картограммы среднегодового модуля стока взвешенных наносов являются более точной оценкой пространственного распределения среднегодовых модулей стока наносов и темпов денудаций Кавказа. Явным недостатком следует выделить недостаточное количество данных о стоке наносов рек Грузии, что приводит к вероятно завышенным оценкам для Центрального Кавказа.



Рисунок 3.2.3. Распределение темпов денудации h_c , мм·год⁻¹ по площади

3.3. Выводы

1. Рассмотрена изменчивость стока взвешенных наносов 7 горных систем: Альпы, Апеннины, Арденны, Атласские, Карпаты, Кавказ, Драконовы. Максимальные значения стока наносов наблюдаются в Атласских горах и могут достигать 2244 т·км⁻²·год⁻¹, что в 70 раз превышает минимальные величины, зафиксированные в Арденнах ($SSY_{cp} = 31.2 \text{ т·км}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$). Они обусловлены высокой антропогенной нагрузкой на водосборы малых рек Атласских гор, связанной с сельскохозяйственной деятельностью. Сопоставимый сток наносов в низкогорносреднегорном поясе по аналогичным причинам наблюдается в восточной части гор Кавказа.

2. Изменчивость стока наносов малых горных рек с высотой повторяет рисунок естественного стока наносов горных рек, представленный А.П. Дедковым и В.И. Мозжериным [1992]. Однако средний модуль стока высоких гор (4000–5000 мБС), выявленный в данном исследовании, превышает описанный в статье А.П. Дедкова и В.И. Мозжерина [1992] в 2.5 раза (1 232 против \approx 500 т·км⁻²·год⁻¹). В отличие от горных рек в целом, увеличение стока наносов малых рек с увеличением средней высоты их бассейнов происходит равномерно, без локальных максимумов, которые принято связывать с антропогенным прессом в низкогорьях [Dedkov, Moszherin, 1992; Milliman, Syvitski, 1992].

3. Следует отметить, что сток наносов малых рек характеризуется высокой вариабельностью в пределах каждого высотного пояса, что указывает на многофакторность процессов формирования стока наносов на их водосборах и необходимость оценки долевого

вклада бассейновой составляющей в сток наносов реки на основе изучения механизмов ее формирования и определения коэффициентов доставки наносов, формирующихся на склонах речного бассейна, в постоянные водотоки.

4. Суммарный среднегодовой сток взвешенных наносов с изученной части Кавказа — 98 млн т·год⁻¹. Оцененный по пространственной модели сток наносов неизученной части Кавказа составляет 50 млн т·год⁻¹, таким образом, суммарный среднегодовой сток взвешенных наносов составляет 148 млн т в год.

Глава 4. Анализ гидрологических и физико-географических особенностей формирования стока наносов в бассейнах малых горных рек

4.1. Высокогорные реки

Интенсивность процессов эрозии и аккумуляции в различных высотных поясах и их изменения во времени являются отражением климатических флуктуаций и антропогенного воздействия, усиливающегося в последние десятилетия. Возрастающая повторяемость событий, связанных с формированием экстремальных паводков, прохождением мощных разрушительных селей, требует проведения детальных количественных оценок особенностей формирования стока наносов на водосборах различных высотных поясов, так как именно в пределах склонов подготавливается материал, поступающий за счет проявления различных процессов денудации в постоянные водотоки. В высокогорных бассейнах экзогенные процессы протекают с высокой интенсивностью: помимо ледниковой активности, для них характерны гравитационные и склоновые процессы, а в силу малых площадей водосборов — высокие скорости формирования стока воды и наносов.

Исследованиям твердого стока горных рек Кавказа и процессам на их водосборе посвящено много работ [Ажигиров, 1991; Голосов и др., 2012; Кочетов, Дубровин, Безруков, 1980; Хмелева и др., 2000; Шевченко Б.Ф., 2004], однако в основном все внимание густонаселенных районов Черноморского сконцентрировано вокруг побережья. Опубликованные исследования ученых из Азербайджана [Абдуев, 2015; Эюбова, 2015] также показывают преобладающий интерес к проблеме изменения естественного режима горных рек и его изменение под нарастающим антропогенным прессом. Формирование стока наносов малых рек в высокогорном поясе до сих пор остается сравнительно слабо изученным. В последнее десятилетие реки с ледниковым питанием на Кавказе исследовались преимущественно только с точки зрения расходной составляющей баланса массы ледников [Васильчук и др., 2016; Рец, Фролова, Поповнин, 2011; Чижова и др., 2016], и изучению стока наносов внимание в должной мере не уделялось.

Схожая ситуация, связанная со слабой изученностью данной тематики, характерна для многих горных регионов Российской Федерации. Например, [Вершинин, Уйманова, Овсянников, 2014] отмечают, что на реках горного Алтая в РФ постоянные наблюдения за мутностью проводятся лишь на крупных реках (р. Катунь, Кокса), и присутствуют только эпизодические измерения твердого стока на р. Актру в конце 1970-х и в 2012 г. Исключением являются горные реки Камчатки, где стоку взвешенных наносов посвящено много работ [Чалов и др., 2015а; Чалов,

Цыпленков, 2017; Chalov et al., 2017b], в том числе главы кандидатских диссертаций Куксиной Л.В. [2014] и Ермаковой А.С. [2009].

В данной главе рассмотрены физико-географические и гидрометеорологические особенности стока наносов высокогорных рек: горно-ледниковых бассейнов р. Джанкуат (Кавказ, РФ) и р. Тарфала (Скандинавские горы, Швеция).

4.1.1. Бассейн р. Джанкуат

Горно-ледниковый бассейн реки Джанкуат расположен на южных склонах Главного Кавказского хребта в приводораздельной части долины реки Адыл-Су, правого притока реки Баксан в Республике Кабардино-Балкария в непосредственной близости от границы с Грузией и представляет собой типичный участок альпийского высокогорья с крутыми склонами с выходами обнаженных скал, альпийскими лугами и гляциально-нивальными ландшафтами в верхних частях бассейна [Голубев и др., 1978] (рис. 4.1.1). Для бассейна реки Джанкуат характерно широкое развитие оледенения (ледники занимают около 33.8% бассейна). Одноименный ледник Джанкуат является основным источником формирования стока воды реки. Также на территории бассейна располагается 3 малых ледника общей площадью 0.5 км²: Койавган, Виатау и Висячий. Бассейн имеет в целом северную-северо-западную ориентацию.

Площадь водосбора реки Джанкуат в створе Гляциологической станции составляет 9.1 км². Граница водосбора почти везде четко выражена в рельефе. Исключение составляют только перевал Гумачи и Джантуганское фирновое плато. Ледник Джанкуат условно разделен на 13 высотных зон [Голубев и др., 1978]. I–VII зоны — область абляции, высоты — 2700–3200 мБС. Зона VIII — ледопад, который разделяет область абляции и область аккумуляции ледника Джанкуат. К области аккумуляции, той части ледника, где преобладает накопление материала, относятся зоны IX–XIII, высоты — 3200–3650 м. Средняя толщина ледника в области аккумуляции изменяется от 60 до 90 м, средняя толщина ледника — 31 м, максимально измеренная толщина ледника составляет 105 м.



Рисунок 4.1.1. Бассейн р. Джанкуат

Ледник Джанкуат является одним из наиболее изученных ледников России [Lavrentiev et al., 2015; Rets et al., 2017; Rybak, Rybak, 2018; Stokes et al., 2007; Toropov, Shestakova, Smirnov, 2017; Vasilchuk et al., 2016], гляциологические наблюдения на нем производятся с 1966 года. Эпизодический мониторинг стока воды с ледника Джанкуат осуществляется в замыкающем створе [Голубев и др., 1978], в створе Гляциологической станции МГУ. Начиная с 2007 года ведутся интенсивные гидрометеорологические измерения с высокой дискретностью [Rets et al., 2019]. Тем не менее изучение стока взвешенных наносов производилось ранее только летом 1970 года [Дюргеров, Фрейдлин, Чернова, 1972]. Тогда измеренный годовой объем стока взвешенных наносов составил 5.7 тыс. тонн.

Процессы снего- и ледотаяния являются основными источниками (44%) водного стока в данном регионе, 37% приходится на подземное питание и только 19% на осадки [Rets, Kireeva, 2010]. В среднем бассейн освобождается от снежного покрова в конце мая — начале июня, в начале сезона абляции. В начале июля только отдельные снежники сохраняются в высокогорных районах и на склонах северной экспозиции. Особенность гидрологического режима реки Джанкуат в том, что 98% годового стока воды и взвешенных наносов проходит с мая по сентябрь [Дюргеров, Фрейдлин, Чернова, 1972]. В связи с этим уместно отметить, что все

нижеприведенные значения, полученные за летне-осенний период, принимались равными годовым значениям.

Анализ гидрометеорологической ситуации в 2015-2017 гг.

Опубликованная база данных гидрометеорологических, гляциологических измерений, производимых на научно-исследовательской станции МГУ [Rets et al., 2019], легла в основу анализа. Методика измерения мутности воды и расхода взвешенных наносов описана в главе 2. Подробная методика измерения расходов воды, осадков, температуры воздуха и проведения гляциологических наблюдений описана в статье [Rets et al., 2019]. Как указывалось ранее, эпизодические наблюдения за уровнем воды и расходами воды ведутся с самого начала работы гляциологической станции МГУ (≈1966 г.), ежедневные непрерывные наблюдения за расходом воды доступны лишь с 2013 г. (см. **рис. 4.1.2**).



Рисунок 4.1.2. Гидрографы р. Джанкуат в створе базы МГУ (г/п Джанкуат)

Норма стока (за период со стоком) р. Джанкуат за 9 лет наблюдений составляет 1.38 м³·c⁻¹, в основном значения расхода воды изменяются в пределах $1-2 \text{ м}^3 \cdot \text{c}^{-1}$. Исследуемые далее годы 2015–2017 следует считать годами повышенной водности, что видно при графическом анализе гидрографов и сравнении среднегодовых значений Q (табл. 4.1.1). Средний расход воды за 2015– 2017 гг. составил 1.76 м³·c⁻¹. Максимальные годовые значения приходятся на вторую половину — конец периода абляции и обычно связаны с выпадением большого количества жидких осадков высокой интенсивности [Rets et al., 2019]. Например, максимальный зафиксированный расход воды 8.46 м³·c⁻¹ наблюдался 1 июля 2015 г. в 9:00, в результате суммарного выпадения 277 мм жидких осадков за 7 дней. Другим примером формирования экстремальных расходов воды может служить 1 сентября 2017 г., когда в соседней долине р. Адыл-Су произошел прорыв оз. Башкара [Черноморец и др., 2018]. В ночь с 31 августа на 1 сентября выпало 100 мм осадков, и в результате паводка г/п Джанкуат был поврежден, в связи с чем максимальный зафиксированный расход воды в 3.21 м³·c⁻¹ явно занижен.

			р. дл	KullKyul	1/11 Джанкуш		
Год	Среднее	Медиана	SD	Макс.	Дата макс.	Мин.	Дата мин.
2007	(1.18)	(1.11)	0.26	(2.54)	30-06-2007 15:00	0.78	04-07-2007 10:00
2008	1.15	0.98	0.54	4.13	18-07-2008 14:00	0.31	06-06-2008 17:00
2009	(1.65)	(1.61)	0.49	(3.7)	15-06-2009 21:00	0.69	20-06-2009 12:00
2010	(1.32)	(1.33)	0.32	(2.16)	06-07-2010 22:00	0.46	26-06-2010 11:00
2013	1.02	1.03	0.35	2.84	01-09-2013 08:00	0.41	13-09-2013 14:00
2014	1.07	1.1	0.37	3.63	20-08-2014 09:00	0.18	08-06-2014 06:00
2015	2.12	2.12	0.9	8.46	01-07-2015 09:00	0.28	16-09-2015 10:00
2016	1.69	1.6	0.62	4.45	07-08-2016 02:00	0.46	18-09-2016 10:00
2017	1.45	1.46	0.39	3.21	01-09-2017 14:00	0.34	18-06-2017 10:00

Таблица 4.1.1. Основные статистики срочных расходов воды (Q, м³·с⁻¹) р. Джанкуат — г/п Джанкуат

Примечание: данные, приведенные в скобках, вычислены за неполный год.

В целом для гидрологического режима р. Джанкуат характерен суточный ход уровней и расходов воды. Минимальные за день расходы наблюдаются утром, максимальные — во второй половине дня. Такая же зависимость характерна и для мутности воды (см. **рис. 4.1.3**).



Рисунок 4.1.3. Характерный суточный ход расхода воды и мутности р. Джанкуат — г/п Джанкуат в июле 2016 г.

Среднегодовая мутность р. Джанкуат составляет 653 г·м⁻³ (SD = 2347), медианная — 246 г·м⁻³. Асимметричность распределения значений мутности вызвана прохождением ряда экстремальных гидрологических событий (ЭГС), во время которых концентрация взвешенных частиц в потоке может достигать 54 кг·м⁻³ (1 сентября 2017 г., см. **рис. 4.1.4**). Тем не менее, медианная мутность практически неизменна с 2015 по 2017 г. (см. **табл. 4.1.2**). Наименьшие величины мутности наблюдаются в сентябре-октябре, когда их фоновые значения в среднем составляют 215 г·м⁻³.



Рисунок 4.1.4. Седиграфы р. Джанкуат в створе базы МГУ (г/п Джанкуат)

Таблица 4	4.1.2.	Основные ст	атистики м	утности	воды (SS	6С, г∙м⁻	°) p. J	Цжанкуат —	– г/п Д	жанкуат
-----------	--------	-------------	------------	---------	----------	----------	---------	------------	---------	---------

Год	Среднее	Медиана	SD	Макс.	Дата макс.	Мин.	Дата мин.
2015	677	275	2180	43 300	01-07-2015 09:00	214	29-08-2015 09:00
2016	518	254	785	8700	05-08-2016 20:00	217	18-09-2016 08:00
2017	719	237	2970	53 800	01-09-2017 00:00	217	23-09-2017 09:00

Суммарный сток взвешенных наносов *SL* за 2015 г. составил 20 929 т, 2016 г. — 8650 т, 2017 г. — 10 223 т. Распределение кумулятивной суммы суточных величин стока наносов представлено на **рис. 4.1.5**. На данном графике видно, что несмотря на явно выраженную неравномерность увеличения стока наносов в 2015 году, углы наклона линий регрессии отличаются незначительно, при условии разделения 2015 года на два периода — до и после схода селя 1 июля 2015 г.


Рисунок 4.1.5. Кумулятивное изменение стока взвешенных наносов *SL*. Черным цветом показаны линии регрессии

Незначительное различие в углах наклона линий регрессии (2015 — 107 т·д⁻¹, 2016 — 93 т·д⁻¹, 2017 — 95 т·д⁻¹) указывает на однородность условий формирования стока наносов в периоды без экстремальных событий. Резкое увеличение значений SL было вызвано лишь прохождением дождевых паводков 2015 и 2017 гг., в остальные дни нарастание происходит равномерно. Тем не менее, при анализе стока наносов по месяцам заметны существенные различия как внутри-, так и межгодовые (см. **табл. 4.1.3**). Например, в 2015–2016 гг. максимальный сток наносов происходил в июле, тогда как в 2017 г. в этот месяц был минимальный в году вынос материала (2002 т). В целом наименьшие величины выноса материала наблюдаются обычно в сентябре-октябре, наибольшие в июле, что согласуется с проведенными ранее исследованиями [Дюргеров, Фрейдлин, Чернова, 1972].

Год	Месяц	<i>SL</i> , т
	Июнь	2669
2015	Июль	14502
2013	Авг.	3027
	Сент.	730
	Июнь	2233
2016	Июль	3562
2010	Авг.	2176
	Сент.	678
2017	Июнь	2094
	Июль	2002
	Авг.	3681
	Сент.	2447

Таблица 4.1.3. Внутригодовое распределение стока наносов (SL, т)

Баланс наносов р. Джанкуат

На качественном уровне оценить основные источники взвешенных наносов позволяют наблюдения во время экспедиционных исследований. Поскольку бассейн р. Джанкуат является типичным горно-ледниковым бассейном, то безусловно преимущественную долю в балансе взвешенных наносов имеет гляциальная часть водосбора. Основным процессом, формирующим вынос взвешенного материала из этой области, является субгляциальная эрозия, экзарация ледниками своего ложа. Дополнительным источником мелкозема также выступает размыв конечной морены (см. **рис. 4.1.6**). Относительная роль этих источников меняется внутри и между сезонами, но в целом они вкупе характеризуют основной сток взвешенных наносов из ледниковой области.



Рисунок 4.1.6. Исток р. Джанкуат, вид фото вверх по течению на язык ледника Джанкуат (сентябрь 2019, фото автора)

Сток наносов на негляциальном участке реки складывается из руслового размыва, смыва со склонов с талыми и дождевыми водами и привноса материала с притоком (руч. Койавган). Вклад наносов руч. Койавган за период наблюдений (2015–2017 гг.) непостоянен: если в 2015 году из-за схода селя его роль была абсолютной, то к 2017 г. она снизилась до минимума. Проран (см. **рис. 4.1.7**) на правобережной морене, образовавшийся за счет ее прорыва и схода селя, служил важным источником материала в 2015–2016 гг. К 2017 году рост прорана замедлился, обвально-осыпные процессы практически прекратились, склоны начали постепенно покрываться ювенильной растительностью. В итоге это привело к тому, что в 2017 году приток представлен был осветленными водами снежников, которые в его долине сохраняются до августа.



Рисунок 4.1.7. Ручей Койавган, дренирующий правобережный моренный вал: А — июль 2015 г.; В — июль 2017 г. (фото В. Базиловой)

Для двух внерусловых источников (смыв талыми и дождевыми водами) характерны следующие особенности. В начале сезона абляции наиболее активно процессы снеготаяния протекают на склонах южной экспозиции — эрозионные врезы на правобережном моренном валу (южной экспозиции) в десятки раз крупнее и глубже, нежели на левобережном (северной экспозиции), примерно при одинаковой крутизне склона. В то же время запасы снега на склонах моренных валов несущественны, и поступление материала с талыми водами из этих областей долины получается непродолжительным. Смыв талыми водами с пологоволнистых поверхностей долины невелик, что в целом характерно для горно-ледниковых рек [Щеглова, 1984]. Во время выпадения жидких осадков, за счет процессов ручейковой и плоскостной эрозии, происходит значительное поступление мелкозема в поток. При этом размывается дождевыми водами левобережная часть долины с большей крутизной склона и меньшим проективным покрытием растительного покрова.

Река Джанкуат на участке от языка ледника до г/п Джанкуат вначале прорезает и размывает моренные отложения, после ее русло сложено крупными фракциями, обладая при этом высокой устойчивостью к размыву. Поэтому взвешенные наносы, вынесенные из ледниковой зоны, не претерпевают на пути до замыкающего створа заметной русловой трансформации. Данная характеристика подтверждается наблюдениями и на других горно-ледниковых водотоках [Щеглова, 1984; Mills, 1979]. Таким образом, в балансе наносов р. Джанкуат основными процессами являются гляциальный смыв и смыв дождевыми водами.

Количественное соотношение основных источников было оценено при помощи метода фингерпринтинга. На территории бассейна р. Джанкуат было отобрано 5 образцов отложений и

почвогрунтов, характеризующих территории, на которых происходит гляциальный смыв, 10 — территории, где формируется смыв на склонах, включая размыв материала, сформированного другими экзогенными процессами, и 2 целевых образца (пробы, в которых определялся вклад источников) — пойменные отложения у истока реки (Sed13) и в замыкающем створе (Sed10). Удельная активность ¹³⁷Cs в этих 17 образцах показана на **рис. 4.1.8**.



Рисунок 4.1.8. Пространственное распределение концентрации радиоизотопа ¹³⁷Cs по территории бассейна р. Джанкуат

Дисперсионный анализ по Краскеллу — Уоллису выделил только три элемента, межгрупповые различия которых наиболее значимы при *р-уровне* значимости 0.1: Co, ¹³⁷Cs, Mn (см. **рис. 4.1.9**). Средняя концентрация кобальта (Co) в склоновых почвах составляет 0.47 г·м⁻³ (SD = 0.32), в ледниковых отложениях — 0.18 г·м⁻³ (SD = 0.07). Несколько более контрастно содержание марганца (Mn): для склоновых отложений характерно в среднем 3.58 г·м⁻³ (SD = 2.11), тогда как для ледниковых — 1.34 г·м⁻³ (SD = 0.64). Последним элементом, выбранным нами в качестве трассера, был радиоизотоп ¹³⁷Cs, средняя активность которого равняется 20.6 Бк·кг⁻¹ (SD = 27.8) и 3.04 Бк·кг⁻¹ (SD = 2.34) для склоновых и ледниковых отложений соответственно.



Рисунок 4.1.9. Диаграмма размахов концентрации используемых трассеров Co, ¹³⁷Cs и Mn в образцах источников наносов (ледник и склоны) и пойменных отложениях (целевой образец)

Результаты оценки долевого вклада различных источников наносов получены при помощи модели размешивания (*unmixing*) *fingerPRO* [Lizaga et al., 2018]. Они представлены на **рис. 4.1.10**. Установлено уменьшение доли ледника в стоке наносов по мере увеличения площади водосбора: если у истока р. Джанкуат (точка отбора Sed13) доля гляциального смыва составляет 83%, то в замыкающем створе (Sed10) она понижается до 64%. Установленные соотношения долевого вклада различных источников наносов получены на ограниченном числе образцов, отобранных из двух основных источников наносов, и носят предварительный характер. Тем не менее важно отметить, что показана возможность использования данной технологии для выделения вклада различных источников наносов в формирование стока наносов горных рек зоны современного оледенения.



Рисунок 4.1.10. Результаты модели размешивания *fingerPRO* для р. Джанкуат, где Sed13 и Sed10 — образцы донных отложений у истока реки и в замыкающем створе соответственно

78

4.1.2. Бассейн р. Тарфала

Река Тарфала (с швед. *Tarfalajäkk*) относится к бассейну Атлантического океана. Ее истоком является ледниковое озеро Tarfalasjön, расположенное у подножья ледника Kebnepakteglaciären, а устьем — озеро Laddjujavvi. Ее длина составляет 6.7 км. Бассейн реки Тарфала расположен на высотах 800–2114 м, его площадь составляет 21.7 км². На рис. **4.1.11** представлена схема бассейна.



Рисунок 4.1.11. Схема бассейна р. Тарфала (с швед. *Tarfalajäkk*) с нанесенными точками отбора проб

Основными водотоками, получающими питание с ледника Storglaciären, являются Sydjäkk, Nordjäkk. Их длины составляют 0.62 км, 0.5 км, 0.44 км соответственно. Сливаясь, эти ручьи впадают в реку Тарфала на расстоянии 0.75 км (выше по течению) от автоматической станции Lillsiön.

Крупнейшим озером бассейна реки Тарфала является озеро Tarfalasjön, площадь которого — 0.51 км². Максимальная глубина составляет 52 м, длина озера — 1 км, ширина — 0.6 км. Озера Frontsjön и Isfallssjön находятся перед ледником Isfallsglaciären на высоте 1165 м, превышение между ними равно 9 м. Их площадь составляет 0.01 км² и 0.006 км² соответственно. На моренном валу расположено озеро Grönsjön вытянутой формы, площадь которого — 0.004 км². Ниже научной станции Тарфала находится крупное искусственное озеро Lillsiön, образованное для научно-исследовательских целей. Его площадь составляет 0.025 км².

Средняя температура за период наблюдения с 1965 по 1991 год составляет -3.9 °C. Однако в зимний период средняя температура воздуха здесь, наоборот, выше, что связано с инверсионным эффектом перехода холодных высотных масс на меньшие высоты. Средняя летняя температура составляет 5.5 °C, максимальные значения около 10–15 °C. Средняя зимняя температура -8.9 °C, минимальные значения около -25 °C [Jansson, Rosqvist, Schneider, 2005]. Среднегодовое количество осадков на станции Тарфала 1997±450 мм, при этом 400–600 мм выпадает в теплое время года, между июнем и августом [Dahlke et al., 2012]. Характерны частые смены скоростей и направлений ветра. Зимой скорость ветра составляет около 3.1 м·с⁻¹, а наибольшая скорость достигает 81 м·с⁻¹.

Половодье наблюдается с конца мая — начала июня и продолжается до конца сентября [Jansson, Rosqvist, Schneider, 2005]. В это время происходит активное снеготаяние, что приводит к увеличению расходов воды до 4 м³·c⁻¹. Однако в течение лета выпадение ливневых дождей приводит к росту расходов до $15-20 \text{ м}^3 \cdot \text{c}^{-1}$. Длительное половодье обусловлено продолжительным таянием льда в течение летнего периода. В октябре средний расход уменьшается до $0.25 \text{ м}^3 \cdot \text{c}^{-1}$, а в зимнее время расход воды составляет около $0.02 \text{ м}^3 \cdot \text{c}^{-1}$ (г/п Rännan). На **рис. 4.1.12** представлено несколько гидрографов за разные годы, характеризующих динамику увеличения значений расходов воды, особенно в летнее время.



Рисунок 4.1.12. Среднегодовые гидрографы р. Тарфала, г/п Rännan [Jansson, Rosqvist, Schneider, 2005]

На территории бассейна реки Тарфала находится 6 ледников общей площадью 6.18 км², что составляет 30% от всей площади бассейна. Наиболее изученным ледником является Storglaciären. Он расположен на восточной стороне массива Kebnekaise на высотах 1120–1730 м. Его длина составляет 3.2 км, а общая площадь 3 км². Средняя толщина льда составляет 95 м, а максимальная — 250 м.

Гидрологический створ Rännan функционировал с 1965 г. и за время своего существования несколько раз был разрушен лавинами. В 2010 г. после очередного повреждения было принято решение не восстанавливать его — в 2015 г. гидрологические измерения были перенесены на 4 км ниже по течению, к г/п Tarfalabron (см. **рис. 4.1.13**). Данная станция полуавтоматическая, оснащена регистраторами уровня, электропроводности, температуры и оптической мутности. Измерения расходов проводятся еженедельно объемным методом аналогично методу ионного паводка, но вместо изменения концентрации ионов измеряется флюоресценция воды при прохождении «паводка» концентрации флюоресцентного трассера.



Рисунок 4.1.13. Карта бассейна р. Тарфала и расположения постов наблюдений

Норма стока р. Тарфала на г/п Rännan составляет 2.71 м³·c⁻¹. По данным анализа среднегодовых расходов воды с 1985 по 2009 г. установлено, что среднегодовой расход воды каждую декаду увеличивается на 0.9 м³·c⁻¹, максимальные расходы увеличиваются на 3.0 м³·c⁻¹,

а повторяемость экстремальных гидрологических событий повышается [Dahlke et al., 2012]. Средний расход воды на г/п Tarfalabron за 2016–2018 гг. составил 4.6 м³·c⁻¹ (см. **табл. 4.1.4**). Максимальные расходы воды наблюдаются преимущественно в июле — 9–17 м³·c⁻¹, срочные значения могут достигать 34 м³·c⁻¹ (2017-07-14 18:00:00).

			1	1 1			
Год	Среднее	Медиана	SD	Макс.	Дата макс.	Мин.	Дата мин.
2016	4.85	4.47	2.57	15.09	2016-07-03	1.49	2016-10-10
2017	4.37	4.04	3	17.56	2017-07-14	0.23	2017-06-03
2018	4.57	4.44	2.32	9.25	2018-07-30	0.55	2018-06-14

Таблица 4.1.4. Основные статистики срочных расходов воды (Q, м³·с⁻¹) р. Тарфала — г/п Tarfalabron



Рисунок 4.1.14. Гидрографы среднесуточных расходов воды р. Тарфала — г/п Tarfalabron

Во время экспедиции 2017 года нами проводились измерения мутности воды на г/п Tarfalabron, на котором нами был установлен автоматический регистратор оптической мутности *Analite NEP-495*. Также проводился отбор проб воды для определения весовой мутности и гранулометрического состава. Были взяты образцы донных отложений и верхних слоев почвы в 28 точках для определения геохимического состава. На г/п *Tarfalabron* была установлена ловушка Филлипса [Phillips, Russell, Walling, 2000].

Пробы мутности воды для определения весовой мутности отбирались в 4 точках: на г/п Tarfalabron, Rännan, руч. Sydjäkk, Nordjäkk. Зависимость оптической мутности (T, NTU) от весовой (*SSC*, $\Gamma \cdot M^{-3}$) описана в **гл. 2**.

Баланс наносов р. Тарфала

Предыдущие исследования экзогенных процессов на территории водосбора включают в себя изучения обвалов и осыпей [Rapp, 1959], склоновой эрозии [Rapp, Strömquist, Stromquist,

1976], деградации погребенной морены [Ackert, 1984] и процессов крипа и солифлюкции [Jahn, 1991]. Сток воды [Dahlke et al., 2014] и наносов [Jansson, Rosqvist, Schneider, 2005; Jomier, 2019; Schneider, Bronge, 1996] также изучен достаточно подробно.

Важной морфологической особенностью бассейна р. Тарфала является система озер, заканчивающаяся г/п Lillsiön. Все наносы, формирующиеся в верхней части водосбора, осаждаются в озерах Grönsjön, Lillsiön и Tarfalajaure, в результате чего часть бассейна, ограниченная г/п Lillsiön, формирует только 2.5% от общего стока наносов [Norrbin, 1973]. С другой стороны, выше г/п Lillsiön формируется от 47 до 75% стока воды, в зависимости от сезонных темпов абляции [Dahlke et al., 2014].

Таким образом, основными источниками наносов р. Тарфала в створе г/п Rännan являются только ледник Storglaciären [Jansson, Rosqvist, Schneider, 2005; Schneider, Bronge, 1996] и склоны водосбора реки, не покрытые ледником. Согласно оценкам [Jansson, Rosqvist, Schneider, 2005] ледник Storglaciären формирует в среднем 2500 $\tau \cdot rog^{-1}$ наносов. При среднегодовом стоке наносов в 5743 $\tau \cdot rog^{-1}$ [Schneider, Bronge, 1996], измеренном на г/п Rännan, доля ледника в среднегодовом стоке взвешенных наносов составляет 43%.

Для идентификации долевого вклада различных источников взвешенных наносов был использован набор геохимических трассеров. Целевыми образцами, интегрально отражающими вклад различных источников взвешенных наносов, являлись пробы донных отложений, равномерно отобранные по длине реки, и наносы, накопившиеся в седиментационной ловушке Филлипса [Phillips, Russell, Walling, 2000], характеризующие состав наносов за весь период ее нахождения в потоке. На основании экспедиционных работ и анализа предыдущих исследований было принято решение выделить два основных источника наносов: склоновую эрозию (склон) и гляциальный смыв (ледник), включающий в себя подледниковый сток наносов, размыв конечной морены и привнос материала в водоток супранивальными и супрагляциальными потоками. Всего было отобрано 26 проб отложений и 1 проба из седиментационной ловушки, расположение которых отображено на **рис. 4.1.13.**

Из 20 определенных химических элементов в пробах почв и наносов у большинства диапазон значений не отличается между разными типами источников. Дисперсионный анализ по Краскеллу — Уоллису выделил только три элемента, межгрупповые различия которых наиболее значимы при *p-уровне* значимости 0.17: As, Cr, MgO. Средняя концентрация мышьяка (As) в склоновых почвах составляет 8.98 мг·кг⁻¹ (SD = 4.06), в ледниковых отложениях — 14 мг·кг⁻¹ (SD = 6.02). Несколько более контрастно содержание хрома (Cr): для бассейновых отложений характерно в среднем 129 мг·кг⁻¹ (SD = 28.5), тогда как для ледниковых — 157 мг·кг⁻¹ (SD = 11.3). Последним элементом, выбранным нами в качестве трассера, был оксид марганца (MgO), средняя концентрация которого равняется 3.6 мг·кг⁻¹ (SD = 1.29) и 4.65 мг·кг⁻¹ (SD = 0.91). Более

детальный анализ диаграмм размахов концентраций элементов указывает на оксид титана (TiO₂) как потенциальный трассер, однако он отбрасывался тестом Краскелла — Уоллиса. Таким образом, нами было запущено три различные модели размешивания: а — с использованием всех 4 элементов (Cr, As, MgO, TiO₂); b — без TiO₂; c — без MgO.

В качестве целевых образцов были выбраны 4 пробы донных отложений (FP13, FP15, FP5, FP2), взятые на разном удалении от истока реки, и проба из седиментационной ловушки Филлипса (PT1), установленной в замыкающем створе (г/п *Tarfalabron*) с 2017-08-18 12:00 по 2017-08-25 11:00. Результаты модели смешения *fingerPRO* (см. гл. 2) приведены в таблице **4.1.5**.

06	T	т	COF	Басс	Бассейн		ник
Ооразец	L, КМ	ІИП	GOF	сред.	SD	сред.	SD
		a	0.73	0.34	0.19	0.66	0.19
FP13	0.74	b	0.76	0.35	0.2	0.65	0.2
		с	0.74	0.32	0.22	0.68	0.22
		a	0.76	0.56	0.18	0.44	0.18
FP15	1.77	b	0.76	0.54	0.19	0.46	0.19
		с	0.79	0.6	0.2	0.4	0.2
		a	0.74	0.5	0.2	0.5	0.2
FP5	2.67	b	0.7	0.5	0.21	0.5	0.21
		с	0.82	0.62	0.2	0.38	0.2
		a	0.72	0.51	0.18	0.49	0.18
FP2	3.7	b	0.75	0.55	0.19	0.45	0.19
		с	0.74	0.58	0.21	0.42	0.21
		a	0.59	0.56	0.2	0.44	0.2
PT1	5.18	b	0.73	0.64	0.19	0.36	0.19
		с	0.57	0.62	0.23	0.38	0.23

Таблица 4.1.5. Результаты трех моделей смешения, использующих различный набор трассеров: a — Cr, As, MgO, TiO₂; b — Cr, As, MgO; c — Cr, As, TiO₂

Качество аппроксимации большинства моделей удовлетворительное (GOF > 0.75), наименьший коэффициент GOF у моделей *a*, *b* образца *PT1*. В целом все модели показывают похожий результат, что позволяет нам с небольшой долей неопределенности сделать вывод об уменьшении доли ледниковых наносов в донных отложениях по длине реки (см. **рис. 4.1.15**). Наибольший вклад ледника в формирование донных отложений наблюдается в 700 м ниже истока (проба FP13) — 65–68%, через 1 км его роль падает до 40–46% (проба FP15), после чего его влияние постепенно понижается до 36–38% в замыкающем створе.



Рисунок 4.1.15. Продольная трансформация вклада ледниковых отложений в сток взвешенных наносов р. Тарфала, оцененная по трем моделям смешения, использующим различный набор трассеров: а — Cr, As, MgO, TiO₂; b — Cr, As, MgO; c — Cr, As, TiO₂

Доля ледниковых отложений в пробе FP15, отобранной в районе г/п Rännan, изменяется от 40 до 46%, в зависимости от набора трассеров. Данную величину подтверждают проведенные ранее исследования [Jansson, Rosqvist, Schneider, 2005]. Резкое уменьшение доли гляциального смыва в донных отложениях прекращается после 2-го км р. Тарфала — на это указывают образцы FP5 и FP2, доля ледника в которых составляет около 50%. В замыкающем створе не было отобрано образца донных отложений, а была установлена седиментационная ловушка Филлипса. Уточнить результаты возможно при анализе гранулометрического состава образцов (см. табл 4.1.6). В целом, чем однороднее гранулометрический состав образца, тем меньше различия между тремя моделями смешения.

Таблица 4.1.6. Гранулометрический состав целевых образцов: D — средневзвешенный диаметр частиц, D10, 50, 90 — размер частиц, обеспеченных на 10, 50, 90%

Характеристика	PT1	FP2	FP5	FP15	FP13
D, µm	71.8	136	226	273	190
SD	4.57	4.71	3.65	2.44	3.07
D10, µm	288	516	581	575	529
D50, µm	112	214	369	338	235
D90, µm	3.96	11.5	81	109	83
Фракции, %					
Песок	75.8	84.3	91.5	97.4	93.6
Пыль	24.2	15.7	8.5	2.6	6.4

Материал, накопившийся в ловушке Филлипса (PT1), ожидаемо обладает наименьшим средневзвешенным диаметром и отличается большим преобладанием пылеватых частиц (\approx 24%), что указывает на потенциально большую долю вклада ледниковых отложений, которые заведомо мелкодисперсные. Однако при анализе гидрографа и седиграфа заметно, что во время установки ловушки прошел дождевой паводок (см. **рис. 4.1.16**), во время которого вклад гляциального смыва был минимален. По всей видимости, основным источником пылеватого материала послужил размыв свежих моренных отложений дождевыми водами, что способствовало завышению вклада ледника в формирование стока взвешенных наносов. Таким образом, предположительно состав донных отложений в данной точке должен быть схожим с составом наносов из ловушки Филлипса (PT1 на **рис. 4.1.11**).



Рисунок 4.1.6. Временная изменчивость расхода воды, мутности и осадков на г/п Tarfalabron в августе 2017 г. в период, когда в речном потоке была установлена ловушка Филлипса

4.1.3. Сравнительный анализ

Таяние ледников оказывает существенное влияние на сток взвешенных наносов на исследованных р. Джанкуат и Тарфала. В обоих случаях гляциальная область является очень активной с точки зрения транспорта наносов [Carrivick et al., 2013], поскольку талыми водами переносится большое количество материала в течение всего сезона абляции [Geilhausen et al., 2013]. Реки в прогляциальной части бассейна переносят материал непосредственно ледникового генезиса и поступивший из прогляциальных источников (см. **рис. 4.1.7**), в первую очередь за счет ручейковой эрозии на склонах долины. Небольшая часть материала поступает в речную сеть с поверхности ледника с супранивальными и супрагляциальными потоками, генезис которых не до конца исследован [Chalov et al., 2017b].



Рисунок 4.1.7. Источники взвешенных наносов в бассейне малой горной реки зоны современного оледенения (на примере бассейна р. Джанкуат)

Результаты фингерпринтинга указывают на то, что доля материала гляциального происхождения (сформированного за счет стока с площади ледника, включая поверхностный и подледный сток) в общем стоке взвешенных наносов уменьшается с 80–90% на первых 50–100 м от края ледника до 60–70% на расстоянии 700–1000 м. Определяющим фактором является структура гидрографической сети: предыдущие исследования баланса наносов р. Тарфала показали, что приледниковое озеро задерживает большую часть материала, таким образом, часть бассейна, ограниченная им, не участвует или практически не участвует в дальнейшем формировании стока наносов. Наличие приледниковых озер в пределах бассейна является характерной ситуацией для малых горных рек зоны современного оледенения [Otto, 2019] — например, на территории Гималаев и на Тибетском плато их насчитывается около 5700 [Zhang et al., 2015], причем за последние десятилетия их количество возросло на 21%.

4.2. Низкогорные реки⁶

Низкогорные бассейны субтропических рек представляют собой особые территории с точки зрения как морфологии рельефа, так и динамики его развития. Интенсивность экзогенных процессов данных районов постоянно возрастала по мере увеличения влияния человека, к настоящему моменту достигнув, скорее всего, своего максимума за период повышенной антропогенной нагрузки [Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017].

Среди водотоков Черноморского побережья Кавказа порядка 90% приходится на реки и временные водотоки с площадью водосбора менее 50 км² и длиной менее 10 км. В горных речных бассейнах малой площади происходит максимально быстрая концентрация стока благодаря высокой расчлененности рельефа и значительным уклонам склонов, что в итоге способствует формированию внезапных ливневых паводков [Borga et al., 2014; Marchi et al., 2010], на долю которых приходится порядка 40% всех наводнений на территории Европы [Panagos et al., 2015а]. Также при избыточном объеме материала, поступающего в русла со склонов, по руслам этих водотоков нередко сходят селевые потоки [Хмаладзе, Войнич-Сяноженцкий, 1978]. Тем не менее основная часть режимного мониторинга за характеристиками стока воды (порядка 80%) приходится на бассейны рек с большей площадью [Магрицкий, 2014], а наблюдения за характеристиками стока взвешенных наносов не проводятся вовсе. Отсутствие данных о стоке взвешенных и влекомых наносов существенно затрудняет прогнозирование негативных последствий прохождения внезапных ливневых паводков и селей. Темпы и характер развития денудационных процессов на водосборах существенно сказываются на формировании стока наносов на водосборах малых рек, что разительно отличает их от более крупных водотоков и в итоге затрудняет применение методов гидрологической аналогии [Евстигнеев, 1990], позволяющих использовать характеристики, полученные для изученных речных бассейнов, для неизученных водосборов. Кроме того, применение данных методов требует наличия хотя бы каких-то данных наблюдений.

Итак, несмотря на то, что бассейны малых водотоков, по всей видимости, являются источниками значительного поступления наносов в днища долин более крупных рек Черноморского побережья Кавказа в связи с формированием наиболее разрушительных и плохо прогнозируемых внезапных ливневых паводков [Baldassarre Di, Montanari, 2009; Bouilloud et al., 2009; Krajewski, Smith, 2002; Rossa et al., 2010], а русла рек зачастую являются путями схода селей, особенности формирования водного стока, источники и механизмы поступления в них рыхло-обломочного материала остаются практически неизученными. В данном разделе анализируются особенности формирования стока взвешенных наносов в бассейне р. Цанык

⁶Раздел написан на основе статей [Иванова и др., 2018; Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017].

(приток р. Мацесты), который является достаточно типичным для малых рек предгорнонизкогорной зоны Черноморского побережья Кавказа в районе Большого Сочи, и в бассейне р. Сан-Леонардо, протекающей на севере о. Сицилия (Италия), характерного представителя малых рек зоны сухих субтропиков (см. **рис. 4.2.1**).



Рисунок 4.2.1. Обзорная схема исследуемых водосборов р. Сан-Леонардо (А) и р. Цанык (Б) [Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017]

4.2.1. Бассейн р. Цанык

Водосбор р. Цанык (правый приток р. Мацесты) по морфометрическим параметрам и степени антропогенной нагрузки — типичный речной бассейн предгорно-низкогорной зоны Черноморского побережья Кавказа. Длина реки 12.5 км, падение 572 м, площадь водосбора 11.7 км². Подробная физико-географическая характеристика бассейна приведена в работах [Иванова и др., 2018; Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017]. Поэтому здесь ограничимся описанием морфологии долины р. Цанык, которая во многом определяет коэффициент доставки склоновых наносов в русло реки во время эрозионных событий, а также степени и характера антропогенного воздействия.

Анализ карт и снимков разного масштаба, а также маршрутные описания позволили выделить четыре участка с различной интенсивностью антропогенной нагрузки и морфологией долины. Приустьевой отрезок долины значительно трансформирован при строительстве эстакады объездной дороги (русло местами спрямлено и канализировано, днище долины завалено строительным мусором). Локально на пойменных участках присутствует дачная застройка. Выше по течению (примерно 2–6 км от устья) начинается сельскохозяйственно трансформированный участок. Сужения долины с высокими складчатыми скальными обрывами чередуются с расширениями, где в недавнем прошлом были сельхозугодья (1980–1990-е гг.), а сейчас поверхность поймы занята дачно-коттеджной застройкой. Русло реки в пределах расширений искусственно спрямлено; уступы пойменных яров поддерживаются подпорными стенками из бетонных блоков, габионов, бетонных плит и подручного материала, которые при прохождении паводков часто разрушаются, что приводит к размывам.

Еще выше по течению (примерно 6–9 км от устья) начинается слабо преобразованный отрезок долины в пределах Сочинского заказника. Долина р. Цанык здесь имеет корытообразную форму с крутыми бортами и пойменно-террасовым комплексом в днище шириной 150–180 м. Склоны и днище долины заняты многоярусными колхидскими лесами. Русло развивается в естественных условиях, образуя серию вынужденных и адаптированных излучин. Сегменты поймы располагаются в шахматном порядке по обоим берегам, местами, несмотря на заповедный режим, они заняты дачными участками. Уклоны русла возрастают до 20–40‰, но в расширениях не превышают 15‰.

В верховьях р. Цанык (примерно 9–12 км от устья) по длине долины узкие V-образные прямолинейные ущелья и каньоны с каскадными водопадами (высотой до 10 м) перемежаются расширениями (400–1000 м) с пологими склонами и низкой поймой, занятой селами и дачными поселками. Они приурочены к структурным ступеням с выходами плотных пород и эрозионным циркам. В расширениях русло образует серию крутых излучин, вогнутые берега которых интенсивно размываются. В верхнем течении уклоны русла возрастают до 20–40‰, но в расширениях не превышают 15‰.

Стационары для наблюдений за переформированием пойменно-руслового рельефа и интенсивностью овражной деятельности, а также станции мониторинга разрушения разных типов берегов расположены в пределах слабо преобразованного отрезка долины р. Цанык (примерно 8–9 км от устья).

Изучение режима жидких осадков

По данным метеостанции Раздольное, располагающейся на западном водораздельном хребте водосбора р. Цанык, были рассчитаны максимальные суточные осадки различной обеспеченности. Данные о температуре воздуха (*t*, °C) и количестве осадков (*x*, мм) были получены с временным разрешением в 3 часа для периода с 1966 по 2017 г. из [Булыгина и др.], для 2018 г. — из [Расписание погоды]. Для разделения осадков на жидкие и твердые мы использовали граничное значение температуры воздуха в +2 °C, в соответствии с

рекомендациями [Христофоров, Юмина, Белякова, 2015]. Среднегодовое количество осадков в данном регионе составляет 1570 мм за более чем 100-летний период наблюдения [Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017], по данным анализа суточных сумм осадков. При этом для периода 1957–2015 гг. среднегодовая сумма осадков составляет 1630 мм/год. Проведенный в настоящей работе анализ 3-часовых данных осадков с 1966 по 2018 г. показал, что среднегодовая сумма осадков равняется 1525 мм (δ = 271 мм), что на 100 мм меньше приведенных ранее авторами значений. За рассматриваемый в данной работе 2018 год выпало 1440 мм осадков (см. **рис. 4.2.2**), что меньше любого из приведенных среднегодовых значений.



Рисунок 4.2.2. Годовые кумулятивные суммы осадков по м/с «Раздольное» с 1966 по 2018 г.

Определенные методом моментов, без поправок на смещение [Методические..., 2005], коэффициенты вариации Cv и асимметрии Cs равняются 0.32 и 0.93 соответственно (Cs/Cv = 2.92) для ряда максимальных суточных осадков. В соответствии с рекомендациями [Клименко, 2017; Клименко и др., 2018] использовалось логнормальное распределение для построения эмпирической кривой обеспеченности (см. **рис. 4.2.3**). Так же были определены максимальные «срочные» осадки, как наибольшие значения, зафиксированные во время измерения на метеостанции за один срок. Учитывая 3-часовую дискретность данных и ливневой характер выпадения осадков в данном регионе, этот подход кажется автору единственным способом отследить по имеющимся данным экстремальные единичные ливни. Для ряда максимальных срочных осадков: Cv = 0.39, Cs = 1.31, Cs/Cv = 3.4.



Рисунок 4.2.3. Эмпирические кривые распределения максимальных в году сумм осадков за сутки (черное) и за срок наблюдения (красное) для м/с Раздольное (1966–2018)

Из-за малой площади р. Цанык принимается, что величина ЭПО неизменна для всего водосбора. По данным расчета **по формулам 2.1.5–2.1.6** (см. гл. 2, раздел 2.1.2), в период с 1977 по 2015 год среднегодовое значение ЭПО составляет 3239 МДж мм ч⁻¹ га⁻¹ год⁻¹. В многоводные годы (1980 и 1999 гг.) эрозионный потенциал осадков может достигать 8926 МДж мм ч⁻¹ га⁻¹ год⁻¹ , во время маловодных периодов — опускаться до 2984 МДж мм ч⁻¹ га⁻¹ год⁻¹ (1982 г.). Согласно мировой базе данных эрозионного потенциала осадков [Panagos et al., 2017] среднегодовое значение ЭПО для бассейна р. Цанык составляет 3100 МДж мм ч⁻¹ га⁻¹ год⁻¹, что показывает некоторое завышение оценок ЭПО по регрессионным зависимостям.

	Годовая сумма осадков, мм (год)	ЭПО, МДж мм ч ⁻¹ га ⁻¹ год ⁻¹
Маловодный	1277 (1982)	2984
Среднее	(—)	3239
Многоводный	1865 (1999)	8926

Таблица 4.2.1. Расчетные значения эрозионного потенциала осадков (ЭПО) бассейна р. Цанык для различных по водности лет

Гидрологический режим

Для анализа гидрологического режима р. Цанык использовались данные с автоматического уровнемера АГК-0193, входящего в Автоматизированную систему мониторинга паводковой ситуации на реках Краснодарского края [«Эмерсит»] (координаты датчика: 43.57661; 39.7823, см. **рис. 4.2.1**). Результаты непрерывных уровенных наблюдений находятся в открытом доступе с 7 апреля 2014 г., с дискретностью в 10 мин и точностью определения уровня воды до 1 мм. Согласно информации, приведенной в справке к посту АГК-0193, уровнем неблагоприятного явления считается 53.3 мБС, опасного явления – 53.6 мБС.

Учитывая конструктивные особенности данного датчика и частоту записи в 10 мин, временной ряд абсолютных отметок уровней воды насыщен аномальными точками, выбросами и шумами. Большинство существующих методик анализа временных рядов на выпадающие значения, выбросы или аномалии не подходят для анализа графиков хода уровня воды малых рек зоны влажных субтропиков за счет особенностей гидрологического режима. Резкие и быстрые подъемы уровня воды (до 5-7 м), характерные для рек Черноморского побережья [Магрицкий, 2014], известными автору статистическими тестами (статистический критерий Шовене и тест Граббса) отклоняли нулевую гипотезу о том, что проверяемые значения не являются выбросами. В связи с этим удаление выпадающих точек, связанных с ошибками измерения, производилось вручную. В первую очередь значения уровнемера округлялись до сантиметров. Согласно графоаналитическому анализу не было зафиксировано действительного увеличения уровня за 10 мин более чем на 50 см. Таким образом, все значения, которые соответствуют росту уровня со скоростью большей, чем 50 см за 10 мин, принимались за выбросы и удалялись. Также записи уровня с 2016-01-27 4:40 по 2016-01-27 10:00, с 2017-01-29 21:20 по 2017-02-01 10:00, с 2017-06-09 10:00 по 2017-06-09 10:30, с 2017-11-09 10:20 по 2017-11-09 10:45, с 2018-06-17 18:30 по 2018-06-18 1:30 были визуально идентифицированы как некондиционные измерения и удалены. Пропущенные значения впоследствии интерполировались при помощи функции zoo::na.approx() из пакета zoo [Zeileis, Grothendieck, 2005] языка программирования R.

Определение гидрологических событий производилось в среде R. Для этого была написана функция, которая принимает на вход временной ряд уровней и период поиска минимальных значений. Разделение временного ряда на гидрологические события основано на графическом методе разделения гидрографа Б. Полякова [Поляков, 1946] и аналитическом методе [Sloto. Crouse. 1996]. используемом USGS (https://github.com/USGS-R/DVstats/blob/master/R/hysep.R). Учитывая особенностей предыдущие исследования гидрологического режима рек Черноморского побережья России [Алексеевский и др., 2016; Магрицкий, 2014], локальные минимумы определялись за период 12 часов. Гидрологическим

событием было принято считать отдельные паводки (штормовые события) [Тананаев, 2012], подъем уровня за которые был строго больше 5 см.

В соответствии с рекомендациями ГГИ [Методические..., 2009] были определены максимальные расходы воды дождевых паводков обеспеченностью 1, 5, 10, 25 и 50% по редукционной формуле. Было выбрано две реки-аналога р. Адерба — Светлый и р. Хоста — Хоста, имеющие схожие морфометрические показатели водосбора ($F = 57.4 \text{ кm}^2$, L = 15 кm, $H_{cp} = 250 \text{ м и } F = 98.5 \text{ кm}^2$, L = 4.5 кm, $H_{cp} = 480 \text{ м}$) и протекающие в тех же ландшафтно-климатических условиях. Информация о расходах воды разной обеспеченности была получена из [Алексеевский и др., 2016]. Эти же данные легли в основу определения коэффициента редукции (n_l) максимального стока с увеличением площади водосбора, который для Черноморского побережья Кавказа равен –0.75 и определения переходных коэффициентов (λ_P) от расходов воды ежегодной вероятности превышения P = 1% к более низким. Результаты расчета максимальных расходов воды приведены в **табл. 4.2.2**, максимальные расходы воды для р. Цанык определены как средние между расходами рек-аналогов.

Таблица 4.2.2. Расчетные максимальные расходы дождевых паводков в устье р. Цанык и слой максимальных суточных дождевых осадков

Destroyers	Обеспеченность Р, %								
Размерность	1	2	5	10	25	50			
Q , $\mathbf{M}^3 \cdot \mathbf{c}^{-1}$	13	11.5	9.1	7.3	4.9	3.1			
Х _{макс.сут} , мм	177	162	142	126	104	84.8			
Х _{макс.сроч} , мм	158	144	125	109	88.3	69.6			

Имеющаяся выборка гидрологических событий была сгруппирована в зависимости от продолжительности периода без осадков (с точностью до 3 часов): 0–24 часа, 24–48 часов, 48–72 часа и больше 72 часов. Изменения уровня воды за гидрологическое событие (Δh , м) рассчитывались как разница между максимальным уровнем воды и начальным уровнем за гидрологическое событие.

Гидрометеорологическая обстановка 2017–2018 гг.7

Анализ рядов суточных сумм осадков показал, что в 2017 г. было 50 дней, когда выпадали стокоформирующие осадки (*x* > 10 мм), в 2018 г. — 46 дней. При этом гидрологических событий, за которые выпало более 12,7 мм (граничное значение для эрозионных событий [Renard et al., 1997]) в 2017 — 34, в 2018 — 23.

⁷Раздел написан на основе статьи [Kuznetsova et al., 2019].

За более чем 5-летний период измерения уровня воды в р. Цанык не было зафиксировано подъема уровня воды до отметки неблагоприятного явления или опасного явления. Существенные подъемы уровня (более 50 см) — редки, таких событий было всего одно в 2017 и 4 в 2018 г. Таким образом, в сентябре 2018 года экспедиция застала уникальное по своей природе гидрологическое и эрозионное событие. Паводок 7–9 сентября 2018 г. является трехпиковым, и алгоритм разделения на гидрологические события выделил 3 отдельных события (**рис. 4.2.4**). Натурными наблюдениями было доказано, что такого рода события вызывают разрушения подмываемых коренных бортов русла и уступов пойменных яров, массовое перемещение донных наносов на относительно прямолинейных участках русла, которое в результате приводит к общему понижению уровня русла, а также аккумуляции грубообломочного материала в русле на участках перехода от относительно прямолинейного русла к извилистому. Переотложение валунно-галечного материала происходит в связи с резкой потерей мощности потока при фронтальном соударении с размываемым бортом.





За счет 43 мм осадков утром 7 сентября 2018 г. (со срока 6:00) уровень воды поднялся на 36 см, выпавшие через день, утром 8 сентября 2018 г. (по данным срока в 6:00) осадки в 23 мм вызвали резкий подъем уровня на 117 см за 40 минут. При этом последующие 24 мм осадков, выпавшие вечером 8 сентября (в 18:00), вызвали лишь 43-см подъем уровня.

Мы предполагаем, что различия подъема уровня воды в зависимости от продолжительности предшествующего периода без осадков должны быть существенны и так же важны при прогнозировании эрозионных и гидрологических событий. На это указывают проведенные ранее исследования по дождеванию в данном районе [Краснов, 1980], согласно которым коэффициент стока увеличивается более чем в 2 раза при выпадении дождя на предварительно увлажненную поверхность. Для подтверждения этого предположения мы проанализировали выборку гидрологических событий, вызванных только стокоформирующими осадками (x > 10 мм). Поскольку тест Шапиро — Уилка отклонил нулевую гипотезу о нормальном характере распределения нашей выборки, т. е. величин изменения уровня воды за гидрологическое событие, то для того чтобы выяснить, где лежат различия, был применен ранговый критерий Уилкоксона — Манна-Уитни (табл. 4.2.3).

Таблица 4.2.3. Уровень статистической значимости (*p*-значение) для каждой из сравниваемых

Пар							
	0–24 ч	24–48 ч	48–72 ч				
24-48 ч	0.99	-	-				
48–72 ч	0.59	0.59	-				
Больше 72 ч	0.02	0.06	0.006				

Хорошо видно, что статистически значимая разница (p < 0.05) только в случае, если осадков не было более 72 часов, тогда как существенной разницы в парах «0-24 - 24-48», «24-48 - 48-72» и «0-24 - 48-72» не наблюдается (p > 0.05). Была использована поправка Холма — Бонферрони [Holm, 1979] для контроля над групповой вероятностью ошибки. В целом полученные результаты согласуются с визуальной оценкой различий, которую можно сделать, глядя на приведенную ниже диаграмму размахов (**рис. 4.2.5**).

Анализ связи между Δh и количеством осадков за гидрологическое событие *x* показал положительную корреляционную связь. Был использован непараметрический коэффициент корреляции Спирмена, так как распределение данных асимметрично. В среднем для всей выборки он составил 0.62 и оказался статистически значимым, однако в отдельные годы повышается до 0.88 (**рис. 4.2.6**). Теснота корреляционной связи очевидно зависит от вариабельности охвата площади водосбора р. Цанык осадками со слоем, зафиксированным в точке наблюдений (на метеостанции).



Рисунок 4.2.5. Диаграмма размахов колебаний уровня воды за гидрологические события 2014– 2018 гг. на р. Цанык в зависимости от продолжительности периода без осадков



Рисунок 4.2.6. Связь между подъемом уровня за гидрологическое событие (Дh, м) и количеством жидких осадков за гидрологическое событие (x, мм). Ось ординат логарифмическая. *R* — коэффициент корреляции Спирмена, *p* — уровень статистической значимости

Таким образом, рассматриваемое эрозионное событие 8 сентября 2018 г. с гидрологической точки зрения является уникальным для данного водосбора. Такой резкий и высокий подъем (1.17 м за 40 мин) уровня за 5 лет наблюдений зафиксирован не был. Более того, он был вызван осадками 99.9% обеспеченности (23 мм), выпавшими примерно через 24 часа после осадков 90% обеспеченности (43 мм). При этом осадки более низкой обеспеченности (25% и менее) не вызывали таких подъемов уровня на протяжении 5 лет наблюдений.

97

В то же время некоторые исследователи [Бондырев, Церетели, 2008] считают интенсивность осадков 50-80 мм/сутки достаточной для образования селевого потока на всех водотоках, дренирующих горы Северного Кавказа. Данное условие необходимо, но недостаточно даже для возникновения экстремального эрозионного события. Важна роль продолжительности предшествующего «сухого периода», т. е. времени без осадков. Как показал дисперсионный анализ, статистически значимая разница подъемов уровня наблюдается только при отсутствии дождя более 3 суток. Перед 7 сентября 2018 г. последние осадки, зафиксированные метеостанцией в Раздольном, выпали 1 сентября (x = 8 мм), т. е. за 140 часов до начала подъема уровня воды, а последние стокоформирующие (x = 20 мм) были 3 августа, за 34 дня. Судя по всему, ключевую роль в образовании эрозионного события сыграли расположение ядра дождя и охват бассейна по площади этим дождем. На данном этапе исследования, по одной точке измерения слоя осадков, невозможно судить о фактическом максимальном слое, который выпал по площади всего бассейна за дождь в 23 мм. Другим фактором является интенсивность ливня, которая, скорее всего, превышала 1 мм/мин, что на фоне выпадения перед этим дождем ливня в 43 мм привело к очень быстрому сбросу воды со склонов в русло. Кроме того, сформировавшийся 8 сентября 2018 г. в русле р. Цанык поток не может быть отнесен к селевому, так как его мутность во фронтальной части не могла достигать 50-60% от массы воды.

Сравнение результатов тахеометрических съемок днища долины на стационаре 1 до и после паводка 7–9 сентября 2018 г. показало, что это гидрологическое событие вызвало существенные изменения плановых очертаний бровки пойменного яра. Максимальное зафиксированное отступание бровки составило 30–50 см, для большинства участков средние значения — 10–30 см. Были рассчитаны максимальный и средний объем материала, вынесенного при разрушении уступа пойменного яра, — 0.38 м³/м² и 0.16 м³/м² соответственно. Пойма р. Цанык в районе стационара 1 сложена легкими суглинками с многочисленными включениями обломков алевролитов и песчаников разного размера; вероятно, устойчивость к размыву примерно одинакова на всем протяжении исследованного участка. Можно предположить, что интенсивность размывов во многом определяется ориентацией уступа пойменного яра по отношению к оси паводочного потока.

Три ключевых фактора влияют на высоту подъема уровня воды и тем самым на мощность внезапных паводков, а именно интенсивность выпадения осадков, предварительное увлажнение почвы (наличие осадков за 1–2 дня до данного события) и расположение ядра дождя на самом водосборе. Значимость этих факторов при отсутствии фактических данных о 30 мин. интенсивности дождя и расположении ядра дождя относительно площади водосбора подчеркивается тем обстоятельством, что максимальный подъем уровня за 5-летний период наблюдался при зафиксированных осадках за гидрологическое событие в 25 мм, тогда как за этот

же период наблюдалось 11 событий со слоем осадков в интервале 75–130 мм, при которых уровень воды не поднимался выше 0,4 м. Таким образом, можно утверждать, что ключевую роль при формировании экстремальных эрозионных событий играют интенсивность ливневых осадков и охват ими максимальной площади в пределах конкретного водосбора.

Однако для селитебных территорий, где значительные площади с твердым покрытием способствуют быстрому добеганию склонового стока в русла рек с коэффициентом стока порядка 1, влияние интенсивности ливней несколько затушевывается. Установлено по данным наблюдений на части водосбора р. Цанык, что ливни высокой повторяемости хотя и приводят к формированию поверхностного стока со склонов даже под лесом, но не приводят к поступлению значительного объема наносов.

4.2.2. Бассейн р. Сан-Леонардо⁸

Формирование стока взвешенных наносов в зоне сухих субтропиков изучалось на примере р. Сан-Леонардо, расположенной в среднезападном секторе Сицилийских Апеннин. Река Сан-Леонардо является одной из крупнейших рек Тирренского моря. Замыкающим створом исследуемого бассейна был выбран гидрологический пост в г. Викари, расположенный на 37°49'36.88" с.ш. и 13°32'38.16" в.д. Площадь водосбора р. Сан Леонардо, ограниченная постом, составляет 253 км² (см. **рис. 4.2.1А**). На территории водосбора располагаются 4 метеостанции и 1 гидрологический пост (г. Викари).

Средняя высота водосбора р. Сан-Леонардо составляет 674 м, наивысшей точкой является гора Рокка-Бузамбра (1615 м), самой низкой — замыкающий створ, г. Викари (261 м). Исследуемая территория бассейна является частью цепи Сицилийских Апеннин, где структурностратиграфические комплексы триаса и мезозоя, характеризующиеся в основном наличием карбонатных и глинистых образований, тектонически накладываются [Catalano, Cicero Lo, 1998]. В частности, для него характерны обнажения глин и глинистых мергелей формации Сан-Чипирелло (верхний ланг — нижний тортон), мергелей и кальцилютитов (верхний мел — олигоцен); известняков формации Иничи (нижняя юра), глин, супесей и кварцевых аренитов Нумидийских Флишей (верхний олигоцен — нижний миоцен) [Rotigliano et al., 2011].

Климат на территории бассейна р. Сан-Леонардо является типичным средиземноморским, характеризуется дождливой и мягкой зимой и сухим жарким летом. Основное количество осадков выпадает в зимнее время (**рис. 4.2.7В**), в то время как летний период порой сопровождается засухами (**рис. 4.2.7Г**). Минимальное количество осадков выпадает в июле (5 мм), а наибольшее — в январе (83.8 мм) со средним годовым количеством осадков, равным

⁸ Раздел написан на основе статьи [Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017].

690 мм, с 76 днями с осадками (средневзвешенное для бассейна с 1956 по 2016 г.). Среднегодовое количество осадков увеличивается с востока на запад с 487 до 794 мм (см. **рис. 4.2.7A**). Среднемесячная температура воздуха составляет 16 °C, изменяясь от 21 до 10°C.



Рисунок 4.2.7. Характеристика осадков в бассейне р. Сан-Леонардо: А — пространственное распределение среднегодового количества осадков (мм) и эрозионного потенциала осадков (МДж·мм·ч⁻¹·га⁻¹·год⁻¹); Б — среднегодовой ЭПО по метеорологическим станциям в бассейне р. Сан-Леонардо; В — осредненное внутригодовое распределение осадков в бассейне р. Сан-Леонардо; Г — внутригодовое распределение осадков в 1957–2016 гг. [Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017]

Среднегодовая величина ЭПО на территории бассейна р. Сан-Леонардо изменяется от 1603 до 743 МДж·мм·ч⁻¹·га⁻¹·год⁻¹. Присутствует тренд по увеличению с запада на восток (см. **рис. 4.2.7**). Максимальных значений ЭПО достигает на склонах горы Рокка-Бузамбра, в северозападной части бассейна. Минимум ЭПО наблюдается в нижней части водосбора, в районе замыкающего створа, а также в восточной части. Средневзвешенное значение ЭПО для всего водосбора равняется 1211 МДж·мм·ч⁻¹·га⁻¹·год⁻¹. По данным [Panagos et al., 2017] средняя величина ЭПО по бассейну составляет 1205 МДж·мм·ч⁻¹·га⁻¹·год⁻¹, что соответствует рассчитанным значениям. Для расчетов был взят год (1976 г.) с максимальным, рассчитанным на основе имеющихся рядов метеонаблюдений, значением ЭПО, которое составило в среднем для водосбора 3144 МДж·мм·ч⁻¹·га⁻¹·год⁻¹, с максимумом в 6153 МДж·мм·ч⁻¹·га⁻¹·год⁻¹. Для сравнения были также проанализированы маловодные годы, среди которых выбран 1977 г., когда среднее значение ЭПО составляло 474 МДж·мм·ч⁻¹·га⁻¹·год⁻¹.

В целом почвенный покров бассейна р. Сан-Леонардо достаточно пестрый. Однако большую занимают богатые регосолы часть территории (eutric regosols) (74%), распространенные преимущественно в центральной части. На юго-западе и юго-востоке территории доминирующим типом почвы являются камбисоли (eutric cambisols) (16.7%). Остальная площадь занята хромосодержащими вертисолами (chromic vertisols) (4.1%), литосолами (litosols) (3.55%) или вообще без почвенного покрова (1.67%) (бедленды). Согласно классификации грунтов по прочности, глины и глинистые мергели, слагающие основную часть территории водосбора р. Сан-Леонардо, имеют прочность при одноосевом сжатии от 6 до 0.5 МПа, что характеризует низкую степень устойчивости к размыву. Мутность речных вод в зоне их распространения относительно велика: 1.79 кг·м⁻³. Этот вывод хорошо коррелируется с результатами исследований [Ferro, Porto, 2012], согласно которым часть водосбора р. Санограниченная пунктом наблюдения в г. Викари, сильно отличается Леонардо, по преобладающему типу материала, слагающего подстилающую поверхность, от всего бассейна реки. Исследуемый водосбор в основном сложен глинистыми отложениями, что способствует формированию более высоких величин стока наносов при довольно низких значениях расходов воды (4.9 м³·с⁻¹).

4.2.3. Сравнительный анализ⁹

На основе полученных данных и с использованием цифровых моделей рельефа были рассчитаны среднегодовые темпы смыва с площади бассейна для каждого типа землепользования из имеющихся на водосборах (см. **рис. 4.2.8**). На территории обоих водосборов основной смыв происходит с распаханных территорий. Причем если в многоводные годы темпы смыва почв в бассейне р. Сан-Леонардо превышают в 2 раза смыв в бассейне р. Цанык, то в маловодные годы разница между ними практически отсутствует, на черноморском водосборе темпы даже выше на 9%. Аналогичная ситуация прослеживается и на залесенных территориях — в многоводные периоды на сицилийском бассейне темпы выше в 1.5 раза, тогда как в маловодные годы ниже в 2 раза.

⁹ Раздел написан на основе статьи [Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017].



Рисунок 4.2.8. Темпы смыва почв на территории бассейнов р. Сан-Леонардо и р. Цанык в различные периоды: 1 — среднегодовые, при использовании ЭПО из [Panagos et al., 2017]; 2 — маловодные годы (1977 и 1982 гг.); 3 — среднегодовые, при расчете ЭПО по формулам; 4 — многоводные годы (1976 и 1999 гг.) [Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017]

Пространственное распределение темпов смыва почв (т·га⁻¹·год⁻¹) в многоводные годы представлено на **рис. 4.2.9**. Следует учитывать, что другими составляющими стока взвешенных наносов являются продукты линейной эрозии, а также другие экзогенные процессы, которые развиты на бортах временных и постоянных водотоков и поставляют наносы в их русла, включая оползневые, обвально-осыпные процессы и собственно береговую и донную эрозию водных потоков. Для оценки их вклада, который гораздо более локализован по площади, требуется использовать свои методы и подходы, что выходит за рамки данного исследования.



Рисунок 4.2.9. Пространственное распространение темпов смыва почв в многоводные годы (1976 и 1999 соответственно) на территории бассейнов р. Сан-Леонардо (А) и р. Цанык (Б) и диаграммы распределения темпов смыва по площадям (В и Г соответственно) [Цыпленков, Голосов, Куксина, 2017]

В бассейне р. Сан-Леонардо максимальных значений эрозия достигает на склонах горы Рокка-Бузамбра, в северо-западной части бассейна. Речные воды в этом районе максимально насыщены взвешенными частицами [Rotigliano et al., 2011]. Минимум наблюдается в восточной части, чему соответствует резкое понижение мутности восточных притоков, по сравнению с западными [Ferro, Porto, 2012]. Наибольшие значения темпов смыва почв в бассейне р. Цанык приурочены к распаханным территориям на юге и к селитебным землям на севере. В среднем около 50% территории бассейна р. Сан-Леонардо подвержены сильной и очень сильной эрозии, тогда как на водосборе р. Цанык к данной степени относится не более 10%.

На основании полученных расчетов можно утверждать, что темпы смыва в зоне сухих субтропиков при экстремальном склоновом стоке существенно превышают смыв с различных угодий в зоне влажных субтропиков даже при том, что ЭПО во влажных субтропиках выше. Основными факторами усиления темпов смыва в бассейне р. Сан-Леонардо являются более низкая противоэрозионная устойчивость почв, более низкое проективное покрытие поверхности

103

почв под лесом, а также использование залуженных пространств в качестве пастбищ. В то же время относительно благоприятная ситуация с формированием стока взвешенных наносов на водосборе в бассейне р. Цанык во многом обусловлена существенно меньшей антропогенной нагрузкой на данную территорию. На фоне все возрастающего антропогенного пресса на речные бассейны Черноморского побережья Кавказа можно прогнозировать постоянный и все усиливающийся рост стока взвешенных наносов.

4.3. Выводы

1. Для высокогорных рек с преимущественно ледниковым питанием характерно уменьшение доли ледникового стока в стоке наносов по мере увеличения площади водосбора. В обоих случаях (р. Джанкуат и Тарфала) на расстоянии 500–700 м от языка ледника доля наносов ледникового генезиса в донных отложениях составляет 60–70%. Ледник является доминантным источником поступления взвешенного материала только первый километр, по мере увеличения площади бассейна вклад склоновой и русловой эрозии возрастает.

2. Формирование стока наносов на водосборах горных рек — многофакторный процесс, обусловленный сложным комплексом взаимодействия набора природных факторов, среди которых наиболее важную роль играют рельеф, литология горных пород и степень их трещиноватости, климатические условия и сейсмическая активность, а также степень антропогенной нагрузки, значимость которой возрастает по мере увеличения площадного охвата, достигая своего максимума в пределах урбанизированных территорий.

3. Темпы смыва в зоне сухих субтропиков при экстремальном склоновом стоке существенно превышают смыв с различных угодий в зоне влажных субтропиков даже при том, что ЭПО во влажных субтропиках выше. Основными факторами усиления темпов смыва в бассейне р. Сан-Леонардо являются более низкая противоэрозионная устойчивость почв, более низкое проективное покрытие поверхности почв под лесом, а также использование залуженных пространств в качестве пастбищ и значительная доля пашни. В то же время относительно благоприятная ситуация с формированием стока взвешенных наносов на водосборе в бассейне р. Цанык во многом обусловлена существенно меньшей антропогенной нагрузкой на данную территорию. На фоне все возрастающего антропогенного пресса на речные бассейны Черноморского побережья Кавказа можно прогнозировать постоянный и все усиливающийся рост стока взвешенных наносов.

4. Ключевую роль при формировании экстремальных эрозионных событий играют интенсивность ливневых осадков и охват ими максимальной площади в пределах конкретного водосбора. Однако для селитебных территорий, где значительные площади с твердым покрытием способствуют быстрому добеганию склонового стока в русла рек с коэффициентом стока порядка

1, влияние интенсивности ливней несколько затушевывается. Установлено по данным наблюдений на части водосбора р. Цанык, что ливни высокой повторяемости хотя и способствуют формированию поверхностного стока со склонов даже под лесом, но не приводят к поступлению значительного объема наносов.

Глава 5. Разновременная изменчивость стока взвешенных наносов малых горных рек

Известно, что величины стока взвешенных наносов из бассейнов горных рек зоны современного оледенения одни из наиболее высоких в мире [Dedkov, Moszherin, 1984; Hallet, Hunter, Bogen, 1996; Slaymaker, 2018], а их динамика сложна и изменчива [Beylich, Kneisel, 2009; Gurnell, Hannah, Lawler, 1996; Hodgkins et al., 2003; Iida et al., 2012; Mano et al., 2009; Mao, Carrillo, 2017; O'Farrell et al., 2009; Singh et al., 2005; Warburton, 1990]. В то же время достаточно ограниченное количество исследований посвящено балансу наносов таких бассейнов [например, Mao, Carrillo, 2017; O'Farrell et al., 2009; Warburton, 1990]. Это особенно актуально для горных рек Кавказа, где в значительном количестве работ описаны особенности денудации и выноса осадков в горных районах исследуемой территории [Виноградова, Крыленко, Сурков, 2007; Виноградова, Самойлова, 1990; Хмаладзе, Войнич-Сяноженцкий, 1978; Хмелева и др., 2000; Шарифуллин, 2015; Jaoshvili, 2002], но очень немногие ориентированы на баланс наносов приледниковых территорий [Дюргеров, Фрейдлин, Чернова, 1972]. Кроме того, очень немногие исследования были сосредоточены на динамике стока наносов в масштабах одного события. Анализ функций SSC = f(Q) является одним из наиболее популярных подходов к оценке процессов, происходящих в стоке наносов в таких масштабах. Вследствие суточной изменчивости расходов воды эффект гистерезиса наблюдается в ледниковых бассейнах практически ежедневно [Mao, Carrillo, 2017].

Наряду с этими колебаниями, в реках наблюдаются быстрые (краткосрочные) изменения мутности воды, которые проявляются в различных временных масштабах (от первых секунд до часов). Предположительно, эти колебания мутности могут соответствовать выделяемым характерным «энергетическим» интервалам спектра пульсаций турбулентного движения воды [Гришанин, 1992]: от низких до средних и высоких частот. На основе измерений мутности с интервалом в 1 и 5 минут (р. Скелдал (Гренландия), [Stott, Grove, 2001]), 10-минутным интервалом (реки Канадского Арктического архипелага [Dugan et al., 2009; Lewis et al., 2005]) и 15-минутным интервалом (реки бассейна р. Эйвон (Великобритания) [Lloyd et al., 2016] и бассейна р. Мэд (Вермонт, США) [Hamshaw et al., 2018]) отмечались как флуктуации мутности в масштабе от нескольких до десятков секунд [Clifford et al., 1995], так и более продолжительные колебания мутности с интервалом 20–30 мин [Horowitz et al., 1990].

В данной главе рассматривается изменчивость стока наносов малых горных рек и его характеристик в различных временных масштабах — внутрисезонная, внутрисуточная и внутричасовая.

5.1. Внутрисезонная динамика стока взвешенных наносов

5.1.1. Сток взвешенных наносов р. Джанкуат в 2017 г.

Автором данного исследования, сотрудниками, студентами и аспирантами Географического факультета МГУ проводились измерения стока взвешенных наносов на временном гидрометрическом посту Джанкуат в 2017 г., а также на дополнительных г/п Средний и Дальний (см. табл. 5.1.1 и рис. 5.1.1).



Рисунок 5.1.1. Схема водосбора р. Джанкуат и сеть временных гидрометрических постов, оборудованных в 2017. Границы ледников соответствуют их положению в 2017 году

Временный г/п Дальний располагается непосредственно у выхода р. Джанкуат из-под ледника и характеризует весь сток наносов и воды, формирующийся под ледником. На данном посту проводились наблюдения за мутностью ($SSC_{ДАЛ}$, $\Gamma \cdot M^{-3}$) и уровнем воды ($H_{ДАЛ}$, см) с 1 июля по 1 сентября 2017 г. Гидрометрический пост Средний располагается на 100 м ниже впадения руч. Койавган. На данном посту производились наблюдения только за мутностью воды ($SSC_{CPEД}$, $\Gamma \cdot M^{-3}$). Расположение г/п Средний выбрано таким образом, что участок между данным г/п и базой Джанкуат является бесприточным, в то же время измерения на г/п Средний позволяют отслеживать вклад руч. Койавган в сток наносов реки. Наблюдения за уровнем воды и мутностью

проводились на обоих постах дважды в день (утро-вечер). Измерения осуществлялись на всех постах последовательно внутри 5–10 мин интервала времени.

	Джанкуат	Средний	Дальний
Период наблюдения в 2017 году	06.06-24.09.2017	01.07-01.09.2017	
Площадь, км ²	9.1	8.09	4.24
Мин. высота, м	2648	2682	2722
Макс. высота, м	3848	3848	3837
Перепад высот, м	1200	1166	1115
% водосбора, занятый ледниками	33.8	38.1	72.6

Таблица 5.1.1. Основные морфометрические характеристики подбассейнов

Сток взвешенных наносов измерялся в р. Джанкуат в течение 110 дней сезона абляции 2017 года (с 6 июня по 24 сентября на временном г/п Джанкуат). На станциях Средний и Дальний период сбора данных длился с 30 июня по 30 августа. За период наблюдения было зафиксировано 37 дождевых событий средней продолжительностью 5.96 часа и количеством осадков 13 мм (SD = 18.4 мм). Общая сумма жидких осадков, выпавших в июне — августе, составила 482 мм, что близко к среднему значению для данного района [Васильчук и др., 2016]. Средняя интенсивность осадков составила 2.63 мм·час⁻¹ (SD = 3.21) с максимумом 17.7 мм·час⁻¹ в ночь с 31 августа на 1 сентября, когда произошло экстремальное эрозионное событие, которое привело к прорыву оз. Башкара, расположенного в соседней долине р. Адыл-Су [Черноморец и др., 2018]. Выпадение 100 мм осадков привело также к повреждению постов наблюдения Дальний и Джанкуат. Переоборудование г/п Джанкуат было произведено в полдень 1 сентября, а измерения на других станциях были прекращены 30 августа.

В течение сезона абляции 2017 года на г/п Джанкуат средний расход воды составлял 1.39 $M^3 \cdot c^{-1}$ (SD = 0.46), при этом максимальный расход 3.21 $M^3 \cdot c^{-1}$ наблюдался 1 сентября (см. табл. 5.1.2). Средняя мутность воды составляет 725 г·м⁻³ (SD = 2980), пиковые значения в 53 800 г·м⁻³ были зафиксированы в ночь на 1 сентября. Существенно меньшие средние величины концентрации взвешенных веществ были измерены на г/п Средний и Дальний — 325 и 365 г·м⁻³. В то же время различия в медианных значениях мутности на различных г/п не так существенны (см. табл. 5.1.2).
Переменная	Сред.	SD	Мед.	Макс.	Дата максимума	Мин.	Дата минимума
$Q_{джан} [m^3 \cdot c^{-1}]$	1.39	0.465	1.44	3.21	2017-09-01 14:00:00	0.345	2017-06-18 10:00:00
$Q_{\text{ДАЛ}} [\text{M}^3 \cdot \text{c}^{-1}]$	1.38	0.238	1.34	1.94	2017-08-09 19:35:00	0.655	2017-08-28 07:30:00
$SSC_{ДЖАН} [\Gamma \cdot M^{-3}]$	725	2980	237	53 800	2017-09-01 00:00:00	213	2017-06-23 09:00:00
$SSC_{ДАЛ} [\Gamma \cdot m^{-3}]$	367	328	267	3010	2017-08-23 17:00:00	215	2017-07-12 13:30:00
SSC_{CPEJ} [г·м ⁻³]	325	292	245	2600	2017-08-23 17:00:00	214	2017-07-07 20:00:00

Таблица 5.1.2. Основные характеристики расхода воды (Q_i , $M^3 \cdot c^{-1}$), мутности (SSC_i , $\Gamma \cdot M^{-3}$) на различных постах бассейна р. Джанкуат в течение сезона абляции 2017 г.

За период наблюдения за стоком воды и наносов на г/п Джанкуат (июнь — сентябрь) было вынесено 10 500 т взвешенного материала (см. табл. 5.1.3). Данные оценки также учитывают объем материала, вынесенного во время прохождения экстремального гидрологического события 31 августа — 1 сентября. Во время прохождения этого события расход наносов оценен в 2110 т.день⁻¹, что составляет 20% от годового стока взвешенных наносов р. Джанкуат в 2017 г. Необходимо учитывать, что данные величины могут быть недооценены из-за эпизодических наблюдений за мутностью потока во время прохождения экстремального паводка. В 2017 году среднесуточный расход взвешенных наносов ($SL_{ДЖАН}$, т.день⁻¹) в замыкающем створе составлял 92.5 т.день⁻¹ (SD = 257). На г/п Дальний и Средний среднесуточный расход наносов равнялся 36.8 и 48.5 т.день⁻¹ соответственно. Во время выпадения осадков и прохождения дождевых паводков медианный расход взвешенных наносов на г/п Дальний понижался в 1.5 раза с 33.6 до 26.6 т.день⁻¹, в то время как на других постах он увеличивался в 1.5–2 раза (см. табл. 5.1.3). Во время прохождения дождевых паводков с г/п Джанкуат было вынесено 6530 т.год⁻¹, что в 1.65 раза превышает объем экспортированного материала за события без осадков.

	г/п	За период наблюдения ¹ [т]	За год [т]	Средний [т·день ⁻¹]	SD	Медианный [т·день ⁻¹]	Макс. [т·день ⁻¹]	Мин. [т·день ⁻¹]
Без осадков	ДАЛ.	1210		36.6	12	33.6	71.7	21.6
	СРЕД.	1530		43.7	31.4	35.6	206	24.9
	ДЖАН.	2290	3940	53.2	42.8	40.7	294	24.8
Во время	ДАЛ.	555		37	24.5	26.6	110	12.2
	СРЕД.	944		59	54	40.3	221	19.8
осадков	ДЖАН.	1860	6530	97.9	119	57.7	535	22.2

Таблица 5.1.3. Характеристики стока взвешенных наносов на различных г/п в бассейне р. Джанкуат в 2017 году

¹Период одновременных наблюдений на г/п Джанкуат, Средний и Дальний с 30.06.2017 по 30.08.2017

Учитывая, что 98% взвешенных наносов экспортируется в период абляции [Дюргеров, Фрейдлин, Чернова, 1972], приведенные выше оценки за период наблюдения на г/п Джанкуат можно считать оценками за год. Модуль стока взвешенных наносов по результатам наблюдений в период абляции в 2017 г. на р. Джанкуат составляет 1153 т·км⁻²·год⁻¹. Данная величина в 1,5 раза меньше, чем модуль стока прогляциальных ручьев в Швейцарии — 1800 т·км⁻²·год⁻¹ (ледник *Tsidjiore Nouve* [цит. по Gurnell, Hannah, Lawler, 1996], и в два раза меньше, чем модуль стока взвешенных наносов арктических ледников — 2250 т·км⁻²·год⁻¹ (среднее за 1999–2000 гг., согласно [Hodgkins et al., 2003]). В то же время модуль стока наносов р. Джанкуат значительно превышает сток р. *Hrafndalur* (среднее за 2002–2007) — 18.5 т·км⁻²·год⁻¹ [Beylich, Kneisel, 2009], размеры водосбора у которых одинаковые.

5.1.2. Внутрисуточная динамика стока взвешенных наносов

Непрерывные наблюдения за расходом воды ($Q_{ДЖАН}$, м³·c⁻¹) на г/п Джанкуат позволили выделить 136 гидрологических событий. Для каждого гидрологического события был визуально определен тип связи $Q_{ДЖАН} = f(SSC_{ЛЖАН})$ и рассчитан индекс гистерезиса *SHI* (см. гл. 2).

Для 29 гидрологических событий не удалось установить конкретный тип зависимости $Q_{ДЖАH} = f(SSC_{ДЖАH})$, 16 гидрологических событий характеризуются отрицательной связью (*AW*), 84 положительной (*CW*), и для 7 гидрологических событий был определен сложный тип связи (*F8*). Таким образом, положительный тип связи является наиболее распространенным — он возникал в 61.8% случаев, в то время как отрицательные и сложные зависимости встречаются только в 11.8 и 5.15% случаев. Около 20% гидрологических событий имеют неопределенный тип связи (*NA* в табл. 5.1.4) в связи с недостаточностью срочных наблюдений за мутностью.

Средняя мутность потока $SSC_{ДЖАН}$ во время отрицательных петель выше, чем во время положительных, — 668 и 548 г·м⁻³ соответственно (см. табл. 5.1.4). Средняя мутность во время 8-образных петель (сложный тип связи) самая низкая — 347 г·м⁻³. Стоит отметить небольшое увеличение среднего значения $Q_{ДЖАН}$ при изменении типа связи с CW на AW. В то же время ранговый критерий Уилкоксона — Манна-Уитни указывает на то, что статистически значимые различия (при уровне значимости 0.05) присутствуют только у максимальных и средних расходов воды между отрицательным AW и положительным CW типами связи.

Важной характеристикой эффекта гистерезиса является временной лаг, который был рассчитан как разница во времени между максимальным расходом $Q_{ДЖАН}$ и максимальной мутностью $SSC_{ДЖАН}$. Во время положительных петель пик мутности предшествует пику расхода воды в среднем на 1.5 часа (SD = 2.32). Пики $SSC_{ДЖАН}$, описанные отрицательными зависимостями, в среднем отставали от пика расхода $Q_{ДЖАН}$ на 2.06 часа (SD = 1.95). Общая продолжительность событий не различается в зависимости от типа гистерезиса (см. табл. 5.1.4).

Почти половина (4410 т, или 47.8%) всего объема взвешенных наносов в 2017 г. была вынесена во время гидрологических событий, характеризующихся положительной связью. Объем стока взвешенных наносов в результате «отрицательных» событий составил 1320 т, что составляет 14.4% от годового стока наносов. Более 30% материала было экспортировано во время событий, характер гистерезиса которых установить не удалось.

Таблица 5.1.4. Основные характеристики различных типов событий: AW — отрицательный тип связи $Q_{ДЖАH} = f(SSC_{ДЖАH})$; CW — положительный тип связи; F8 — сложный тип связи; NA — неопределенный тип связи

Характеристика	AW	CW	F8	NA
Количество	16	84	7	29
Количество [%]	11.8	61.8	5.15	21.3
Средн. продолж. [час]	19.3	20.3	22.3	12.2
Средн. разница между пиками <i>Q_{джан}</i> и <i>SSC_{джан}</i> [час]	-2.06	1.5	-2.29	
SD	1.95	2.32	3.99	
Средн. SHI	-0.166	0.134	0.00663	-0.0291
Макс. SHI	-0.000628	0.464	0.186	0.516
Мин. <i>SHI</i>	-0.597	0.000839	-0.117	-0.508
Средн. $Q_{\mathcal{J}\mathcal{K}AH}$ [м ³ ·c ⁻¹]	1.65	1.32	1.66	1.47
Макс. $Q_{ДЖАH}$ [м ³ ·c ⁻¹]	3.2	2.8	2.4	2.7
Средн. <i>SSC_{ДЖАН}</i> [г·м ⁻³]	668	548	347	2650
Макс. $SSC_{ДЖАH}$ [$r \cdot m^{-3}$]	11 000	19 000	1900	54 000
Средн. <i>SL_{Джан}</i> [т событие ⁻¹]	82.8	52.5	50.9	112
Сумм. <i>SL_{ДЖАН}</i> [т]	1320	4410	356	3130
Сумм. <i>SL_{ДЖАН}</i> [%]	14.4	47.8	3.86	34

Для того чтобы оценить реакцию индекса гистерезиса на гидрологические параметры, было произведено сравнение индекса *SHI* с общим стоком наносов за событие (*SL_{джAH}*, $T \cdot coбытиe^{-1}$) и максимальным расходом воды (Макс. *Q_{джAH}*, $m^3 \cdot c^{-1}$) (см. **рис. 5.1.2**). В целом для обоих случаев верна следующая зависимость: для положительных петель характерно увеличение объема стока взвешенных наносов и максимальных расходов воды с ростом *SHI*, для отрицательных петель — уменьшение. Для сложных типов связи невозможно установить определенную модель. Таким образом, на основании диаграмм рассеивания (**рис. 5.1.2**) уместно сделать вывод, что более крупные события (с точки зрения как максимальных расходов, так и стока наносов) соответствуют более ярко выраженным положительным петлям (CW). Это означает, что в большинстве случаев чем крупнее событие, тем больше наносов поступило в поток в начале события, т. е. из русловых и бассейновых источников.



Рисунок 5.1.2. Связь индекса гистерезиса *SHI* с максимальным расходом воды за гидрологическое событие Макс. *Q*_{Джан}, м³·с⁻¹ (А) и объемом стока наносов за событие *SL*_{Джан}, т·событие⁻¹ (В): АW — отрицательный тип связи; СW — положительный тип связи; F8 — сложный тип связи; NA — неопределенный тип связи

5.1.3. Баланс наносов р. Джанкуат в 2017 году

Из 136 выделенных гидрологических событий для 58 событий имеются одновременные наблюдения на трех г/п: Джанкуат, Средний и Дальний. Было рассчитано, что на протяжении этих 58 событий (с 30 июня по 31 августа 2017 г.) 305 т материала аккумулировалось на участке Дальний — Джанкуат, а 642 т было вынесено за пределы замыкающего створа. Эрозионные события были наиболее распространенными (44 гидрологических события, или 76%), чем аккумулятивные явления (14 событий, или 24%). Ярко выраженной зависимости формирования эрозионных или аккумулятивных явлений выявлено не было (см. **рис. 5.1.3**).



Рисунок 5.1.3. Баланс взвешенных наносов р. Джанкуат за период наблюдений 2017 г.

Для оценки средней роли гляциального смыва в балансе взвешенных наносов была рассчитана функция плотности вероятности доли $SL_{\mathcal{AAT}}$ [% от общего стока взвешенных наносов] среди эрозионных событий (см. **рис. 5.1.4**). Величины $SL_{\mathcal{AAT}}$ меняются от 24 до 100%, из графика очевидно, что для значений $SL_{\mathcal{AAT}}$ [%] характерна асимметричность распределения — кривая плотности распределения вероятности существенно смещена в сторону наибольших значений. Таким образом, вклад ледника, рассчитанный как среднее (71.8%) среди всех 58 событий, не является объективной оценкой (SD = 20.4). Наиболее уместным кажется оценить вклад ледника как медианное значение (77.6%) или значение, соответствующее максимальной плотности вероятности (87%).



Рисунок 5.1.4. Кривая плотности распределения вероятности расхода взвешенных наносов на г/п Дальний (*SL*_{ДАЛ} [% от общего стока взвешенных наносов]) для 58 событий (с 30 июня по 31 августа 2017 г.)

Относительный сток взвешенных наносов (% от общего стока взвешенных наносов на г/п Джанкуат) на г/п Дальний $SL_{ДAЛ}$ [%] и г/п Средний $SL_{CPEД}$ [%] был сравнен с индексом гистерезиса. Исходя из общих представлений о балансе наносов р. Джанкуат, описанных в гл. 4, наибольший интерес представляет динамика эффекта гистерезиса на г/п Дальний во время гидрологических событий без осадков и на г/п Средний во время дождя. Таким образом, на **рис. 5.1.5** представлена зависимость индекса гистерезиса *SHI* от относительного стока наносов на г/п Дальний $SL_{ДАЛ}$ [% от общего стока взвешенных наносов] без дождя и относительного стока наносов на г/п Средний $SL_{CPEД}$ [% от общего стока взвешенных наносов] во время дождевых событий.

Существует положительная корреляция между $SL_{ДАЛ}$ и *SHI* (r = 0.39) и *SL*_{СРЕД} и *SHI* (r = 0.6). Это означает, что во время дождей происходит дополнительная эрозия из прогляциальной зоны, и чем больше за счет этого вклад в сток наносов, тем более четко он отражается в положительном эффекте гистерезиса (см. **рис. 5.1.5B**). Во время дождей был только один случай

формирования отрицательной петли — положительный тип связи SSC = f(Q) более характерен для этих условий, т. е. чем больше смыв со склонов на участке между г/п Джанкуат и Средний, тем выше вклад во время растущей ветви петли (кривой подъема). С другой стороны, тенденция, показанная на **рис. 5.1.5A**, иллюстрирует противоположный процесс: для событий, когда нет дополнительного источника наносов, то есть отсутствуют наносы, поступающие в поток за счет склоновой эрозии, чем выше вклад ледника в общий сток наносов, тем сильнее эффект гистерезиса.



Рисунок 5.1.5. Соотношение между относительным стоком взвешенных наносов на г/п Дальний *SL*_{ДАЛ} [% от общего стока взвешенных наносов] и индексом гистерезиса *SHI* для <u>событий без</u> <u>осадков</u> (А); соотношение между относительным стоком взвешенных наносов на г/п Средний *SL*_{СРЕД} [% от общего стока взвешенных наносов] и индексом гистерезиса *SHI* для <u>событий с</u> <u>осадками</u> (В). Линейная зависимость построена только для событий с положительным типом связи

Линейные зависимости $SL_{AAA} = f(SHI)$ и $SL_{CPEA} = f(SHI)$ на диаграмме рассеивания (**рис.** 5.1.5) построены только для положительных петель. Данный график иллюстрирует с другой стороны случайную природу возникновения отрицательных и сложных типов связи SSC = f(Q). Являющиеся нехарактерными для условий, когда присутствует поверхностный смыв (**рис.** 5.1.5B), так и без него (**рис.** 5.1.5A), данные события выбиваются из этих зависимостей. Обычно на р. Джанкуат основной объем материала поступает в начале гидрологического события, либо за счет постепенного таяния и увеличения подледникового смыва, либо склоновой эрозии. Когда такая закономерность нарушается внезапными поступлениями материала в конце или в середине гидрологического события (за счет обвалов, осыпей и камнепадов), формируются сложный или

отрицательный типы связи, для которых характерно наступление максимума расхода перед пиком мутности.

5.1.4. Обсуждение результатов

Ледник Джанкуат обычно является основным источником взвешенных наносов реки (77.6-87.1%), что в значительной степени коррелирует с результатами исследования небольшого ледника на Аляске (площадь водосбора 16.7 км²) [O'Farrell et al., 2009]. По их оценке, доля наносов, поступающих из неледниковых источников, составляет $10 \pm 7\%$. J. Warburton [1990] также предполагает, что подледниковый сток наносов и размыв конечной морены являются доминантным источником наносов (≈77%) в бассейне ледника Bas Glacier d'Arolla (площадь водосбора 7.56 км²). Однако в течение всего сезона роль ледника может меняться. Это показывают исследования, проведенные в Чили [Mao, Carrillo, 2017], — в начале и конце сезона абляции преобладающими источниками осадков являются склоны и русловые процессы. Проследить такую временную динамику на леднике Джанкуат невозможно из-за недостаточности данных наблюдений в июне и сентябре (в начале и конце абляции соответственно). Однако между периодом таяния снега на леднике (июль) и собственно тела ледника (август) нет значительных различий, за исключением возрастающего влияния дождевой эрозии в августе-сентябре.

Предыдущие исследования эффекта гистерезиса в горно-ледниковой реке в бассейне ледника Ганготри (Западные Гималаи) показали, что чаще всего в течение всего сезона абляции встречаются положительные петли гистерезиса [Singh et al., 2005]. Исследователи из Японии [Iida et al., 2012] также отмечают, что положительный тип связи встречается чаще, чем отрицательный, который наблюдается только в период снеготаяния. С другой стороны, авторы аналогичного наблюдения на реке Вантаа в южной Финляндии [Kämäri et al., 2018] показали обратное — в период снеготаяния преобладает положительный эффект гистерезиса, тогда как во все остальные сезоны более распространен отрицательный тип связи. В данном случае подобная закономерность может быть обусловлена спецификой доставки наносов с водосбора, расположенного на равнине.

Подледниковый поток наносов и размыв терминальной морены — основные источники наносов в течение всего периода абляции, именно они являются причиной формирования положительных петель гистерезиса [Sun et al., 2016]. Образование положительных петель во время выпадения жидких осадков характерно для ситуаций, когда ядро ливня располагается недалеко или над г/п и происходит быстрая активизация бассейновых источников [López-Tarazón et al., 2009]. Это приводит к тому, что разница во времени наступления пиков расхода воды и

мутности (Дt, час) увеличивается в 2 раза: для событий без осадков Дt составляет 1 час, для дождевых событий — 2 часа (см. табл. 5.1.5).

Тип зависимости	Тип события	Кол-во	Медиана	Среднее	SD
Сложный	без осадков	6	1.5	2.83	4.07
Положительный	без осадков	54	1	1.74	2.04
Отрицательный	без осадков	12	2	1.75	1.42
Не определено	без осадков	20			
Сложный	с осадками	1	1	1.00	
Положительный	с осадками	19	2	2.37	2.65
Отрицательный	с осадками	4	2.5	3.00	3.16
Не определено	с осадками	9	0	1.22	2.59

Таблица 5.1.5. Модуль разницы времени (Δt , час) наступления пика расхода воды и мутности для типов связи $SSC_{ДЖАH} = f(Q_{ДЖАH})$ при различных метеоусловиях

Задержка наступления пика мутности и, как следствие, формирование отрицательных петель гистерезиса в условиях горно-ледникового водосбора могут быть объяснены по-разному. Одно из наиболее частых толкований появления данного эффекта — постепенное истощение источников наносов в прирусловой части водосбора [Klein, 1984; Mao, Carrillo, 2017] и дальнейшая интенсификация прогляциальных источников. В то же время, учитывая малые размеры бассейна р. Джанкуат, расстояние между источниками слишком мало для того, чтобы изменить направление петли гистерезиса. Однако это может служить объяснением для гидрологических событий конца абляционного периода (август-сентябрь). Другим способствующим фактором может быть резкое поступление большого количества наносов от обвалов берегов и осыпей с боковой морены [Iida et al., 2012; Williams, 1989]. Однако поступление материала в поток таким способом носит случайный характер и скорее приводит к образованию второго и последующих пиков мутности, что отражается в формировании сложных типов зависимости («восьмерки»).

Еще одно предположение о характере отрицательных петель было высказано *C. Oeurng et al.* [2010]: источником наносов может служить материал, отложившийся на склонах и пойме во время предыдущего паводка. Например, в бассейне р. Джанкуат относительно более доступный материал аккумулируется на участке зандровой долины между г/п Средний и Джанкуат и активизируется во время следующего крупного события. Такое объяснение верно только для событий, во время которых максимальный расход воды больше руслонаполняющего.

5.2. Гидрологические факторы макротурбулентных изменений мутности¹⁰

В данной главе на основе обобщения рядов, полученных автоматическими регистраторами оптической мутности воды, рассмотрены низкочастотные (20 минут) изменения содержания взвешенных частиц в реках разного типа и размера. Использованы данные измерений уровня и мутности воды, выполненные в 2012–2017 гг. на 9 реках России, Швеции и Монголии (см. **рис. 5.2.1**). К объектам исследования относятся горные ледниковые водотоки — р. Джанкуат (Северный Кавказ) и р. Тарфала (Скандинавские горы, Швеция); горные реки — р. Цанык (Кавказ), р Лангери (о. Сахалин); реки вулканических территорий — р. Сухая Елизовская и Сухой Ильчинец (Камчатка). Для сравнения с горными условиями приведены ряды для рек равнинных территорий — р. Велеса (приток Западной Двины), р. Селенга и ее приток р. Хаара (полугорный тип). Изменчивость макротурбулентных изменений оптической мутности воды была оценена при помощи критерия *TI*, предложенного в **главе 2**.



Рисунок 5.2.1. Расположение исследуемых водных объектов (А); местоположение временных гидрометрических постов на р. Тарфала (Б) и р. Сухая Елизовская (В)

¹⁰ Раздел написан на основе статьи [Chalov, Tsyplenkov, 2018].

5.2.1. Макротурбулентные изменения оптической мутности речных вод

Всего было выделено 197 гидрологических событий со средней продолжительностью 39 часов (**табл. 5.2.1**). В основном анализируемые гидрологические события относятся к коротким паводочным событиям, связанным с выпадением осадков и прохождением паводочных волн продолжительностью от одного до нескольких дней. Самое длительное гидрологическое событие (426 часов), вошедшее в базу данных, наблюдалось на р. Велеса с 26.07.2017 по 13.08.2017.

Тип реки	Река	Пост	Кол-во ГС	Продолж., ч	Tcp, NTU	∆ T, NTU
	Сухая Елизовская	гст № 5	1	53.7	494	1061
	Сухая Елизовская	ВΓ1	3	16.1 ± 7.9	86	324
	Цанык	Ц1	5	12.4 ± 5.2	221	1141
	Лангери	«Себа»	32	35 ± 21.3	99	1124
Горные	Джанкуат	гст Джанкуат	39	20.9 ± 8.9	1184	3141
	Сухой Ильчинец	«Мост»	9	23.2 ± 28.2	2123	3091
	Тарфала	гст № 1	8	25 ± 7.5	138	832
	Тарфала	гст № 2	4	24.2 ± 9.2	316	815
	Тарфала	гст № 3	4	20.4 ± 2.9	12	194
Полугорные	Xaapa	Бурен Толгой	74	37.4 ± 59.5	172	1128
	Велеса	Сосвятское	16	255 ± 171	8	85
	Селенга	Улан-Удэ	2	2.3 ± 0.4	221	622

Таблица 5.2.1. Анализируемые гидрологические события (ГС) на горных и равнинных реках

Наличие 20-минутных колебаний мутности наблюдается на всех реках в разные фазы водного режима. Наибольшие изменения в течение часа $\Delta T_{\Gamma C}$ были зафиксированы на р. Сухой Ильчинец (22.08.2016) и р. Джанкуат (07.07.2016), где они достигали 2900 и 3200 NTU соответственно. Осредненные внутричасовые колебания TI_{cp} имели максимальные значения также на р. Сухой Ильчинец (768 NTU) и р. Джанкуат (404 NTU), а также р. Сухая Елизовская (473 NTU). На остальных объектах данные значения на порядок ниже — наименьшие составили 5 NTU (р. Велеса) и 22 NTU (р. Тарфала — гст № 3).

Величина *TI*_{ср} для исследованных рек меняется от 0.09 до 0.25, что соответствует вкладу макротурбулентных колебаний в синоптическую изменчивость мутности в пределах 25%. Реки слабо дифференцируются по величине 20-минутных колебаний мутности воды: для рек с ледниковым типом питания *TI*_{ср} составляет 0.17–0.22; реки вулканических территорий — 0.22–0.25. Сходные значения характерны как для рек, протекающих в гляциальных условиях (Джанкуат и Тарфала), где колебания водного стока связаны с ледо- и снеготаянием и

выпадением атмосферных осадков, так и для рек вулканических районов, характеризующихся краткосрочными флуктуациями уровня воды за счет феномена взаимодействия руслового и подруслового стока [Чалов, Цыпленков, 2017]. Самый большой размах колебаний — от 0.09 до 0.23 (табл. 5.2.2) — характерен для равнинных рек и равен почти всему диапазону отмеченных значений *TI*_{ср}. Здесь возникающие колебания мутности могут испытывать влияние гетерогенного характера движения наносов и, в частности, постоянного массообмена между различными слоями водного потока, влекомыми наносами и донными отложениями. Таким образом, достоверные отличия значений *TI*_{ср} между разными группами рек отсутствуют. Роль ландшафтногидрологических условий и типа русловых процессов в развитии макротурбулентных колебаний мутности не обнаруживается.

Таблица 5.2.2. Основные морфометрические характеристики водосборов и значения индекса *TI: F* — площадь бассейна, км²; *H* — средняя высота бассейна, мБС; L_{bac} — длина бассейна, км; L — длина реки, км

Тип реки	Река	Пост	F, км ²	Н, м	Lбас, КМ	L, км	TIcp	SD	TI _{max}	TI _{min}
	Сухая Елизовская	гст № 5	1.94	1256	8.9	1.1	0.25	0.18		
	Сухая Елизовская	ВΓ1	1.26	1441	2.4	1.9	0.22	0.09	0.33	0.17
	Цанык	Ц1	1.7	387	1.7	0.9	0.19	0.07	0.13	0.29
	Лангери	«Себа»	351	470	20	26	0.22	0.09	0.39	0.06
Горные	Джанкуат	гст Джанкуат	9.1	3272	3.7	1	0.22	0.12	0.59	0.05
	Сухой Ильчинец	«Мост»	135	523	24	26.7	0.22	0.12	0.41	0.06
	Тарфала	гст № 1	28.6	1352	8.9	5.1	0.17	0.08	0.28	0.05
	Тарфала	гст № 2	20.7	1430	5.5	2.3	0.17	0.06	0.24	0.11
	Тарфала	гст № 3	1	1623	2.6	0.5	0.30	0.13	0.42	0.13
Полугорные	Xaapa	Бурен Толгой	14 534	1185	208	350	0.23	0.09	0.48	0.08
	Велеса	Сосвятское	470	223	44.5	87	0.09	0.04	0.15	0.02
гавнинные	Селенга	Улан Удэ	440 000	600	800	897	0.09	0.08	0.14	0.03

В отличие от типа рек, роль макротурбулентных колебаний мутности меняется в зависимости от размера рек. Наибольшую роль они играют на реках меньшего размера. Выявлена отрицательная зависимость от площади водосбора (км²) (**рис. 5.2.2**) $TI_{cp} = f(F)$ (r = -0.56):

$$TI_{\rm cp} = -0.01 \cdot \ln F + 0.2356, \tag{5.2.1}$$

Для малых горных рек зависимость более достоверна (r=-0.7) (**рис. 5.2.2**): $TI_{cp} = -0.024 \cdot \ln F + 0.2516,$ (5.2.2) Наличие подобной связи может быть объяснено влиянием эрозионных процессов на водосборе на структуру стока наносов. В таком случае транспорт наносов в русле малых рек лучше отражает высокочастотную изменчивость как факторов эрозии (осадки), так и эрозии на водосборе [Sidorchuk, 2009]. Схожая динамика уменьшения параметра с увеличением площади водосбора присутствует и у коэффициента доставки наносов [Эрозионно-русловые системы, 2017; Chen, Lai, 2005]. Среди других морфометрических характеристик водосборов определенно присутствует связь между TI_{cp} с длиной водосбора (L_{6ac} , км) (r = -0.57) и длиной реки (L, км) (r = -0.58). Также можно предположить, что в малых реках на структуру колебаний мутности воды значимое влияние оказывают также факторы неравномерности поступления наносов в реки, детально описанные, например, для ледниковых [Stott, Grove, 2001а] и рек лахаровых долин [Chalov et al., 2017а]. Достоверной связи со средней высотой водосбора H не обнаружено (r = 0.4) (см. табл. 5.2.3).



Рисунок 5.2.2. Зависимость *П_{cp}* от площади водосбора *F* (ось абсцисс логарифмическая): 1 — все реки; 2 — малые горные реки

Таблица 5.2.3. Корреляционна	я связь (Пирсона)	рассчитанного <i>TI</i> с	р с морфометрическими
	показателями во	досборов	

TI _{cp}	<i>F</i> , км ²	<i>Н</i> , км	L _{бас} , км	Lреки, КМ
Малые горные реки	-0.70	0.20	-0.24	-0.66
Все реки	-0.56	0.42	-0.57	-0.58

Другое объяснение зависимости 20-минутных колебаний мутности от размера рек может быть получено через анализ структуры макротурбулентных циклов скорости потока. Большое значение в связи с этим имеет информация о наличии или отсутствии зависимости в рядах мутности воды [Сидорчук, 2009]. Расчеты корреляции рядов, взятых на разных участках общей последовательности (автокорреляционная функция), показывают, что коррелированность таких рядов меняется в зависимости от лага времени. Наиболее скоррелированными являются ряды срочных наблюдений (с частотой записи от 2 до 15 мин, указанной в **табл. 5.2.1**), наименее — среднечасовые ряды (частота записи 60 минут).

Наиболее высокий коэффициент корреляции — первого порядка (см. рис. 5.2.3). Высокая скоррелированность всей последовательности (выше 0.75) закономерно характерна только для срочных данных на створах Лангери, Селенга, Тарфала (гст \mathbb{N} 3), С. Ильчинец и Цанык, где интервал между измерениями составлял 2 минуты. Таким образом, скоррелированность значений мутности сохраняется в пределах 100-минутного интервала времени. Уже при сдвиге ряда на 3– 5 точек коэффициент корреляции всех 20-минутных и 60-минутных рядов (период времени более 100 минут) становится менее 0.75, а при сдвиге на 10 точек переходит через 0,5. Вместе все это означает, что высокая скоррелированность (более 0,75) наблюдается в пределах 100 минут, т. е. при максимальной продолжительности обнаружения низкочастотных пульсаций скорости [Гришанин, 1992; Buffin-Bélanger, Roy, Kirkbride, 2000]. Отмеченная закономерность также может быть связана с распластыванием потока наносов, поступающего от разных источников. При большей частоте (более 100 минут) значения мутности не связаны друг с другом, что подтверждается видом автокорреляционных функций. Близость скоррелированности срочных и 20-минутных рядов (р. Джанкуат, Хаара) характерна для условий записи с продолжительным шагом (10–15 мин).



Рисунок 5.2.3. Автокорреляционная функция временных рядов оптической мутности исследуемых рек: 1 — срочные данные (с частотой, указанной в табл. 1); 2 — 20-мин среднее; 3 — 60-мин среднее

Вероятная роль макровихрей, формирующихся в результате продольной изменчивости морфологии русла [Великанов, 1954], может быть сопоставлена временем между прохождением через фиксированный створ двух последовательных возмущений с линейным масштабом, равным в плоскопараллельном потоке его глубине *h* (м) [Гришанин, 1979]:

$$T_{\Gamma} = \frac{h}{v} \left(\frac{C^2}{g}\right)^{\frac{1}{3}},\tag{5.2.3}$$

где v — средняя скорость потока, м/с; C — коэффициент Шези (м^{1/2}/с), определяющий суммарное гидравлическое сопротивление. Величина Т_Г определяется размерами вихрей и темпами их генерации, т. е. интенсивностью порождения турбулентности, и для исследуемых рек меняется в пределах десятков секунд. Учитывая отсутствие данных об изменении скоростных характеристик водотоков в разные гидрологические события, величина T_{Γ} рассчитывалась для каждого исследуемого водотока как среднее за период наблюдений и рассматривалась как мера турбулентности потока. Ее сопоставление с величиной TI_{cp} (см. рис. 5.2.4) свидетельствует о том, что усиление внутренней неоднородности потока, характерной для рек с меньшим T_{Γ} , влияет на увеличение нестационарности мутности проявляющейся в большем воды, вклале макротурбулентных изменений в синоптических колебаниях мутности. Этот эмпирический результат свидетельствует о неустановившемся режиме взаимодействия потока и русла, вызывающем усиление колебаний при большей частоте вихрей.



Рисунок 5.2.4. Зависимость коэффициента *TI_{cp}* от продолжительности цикла турбулентного перемешивания *T*_Г

Интенсивность макротурбулетных колебаний мутности возрастает при прохождении непродолжительных паводков, связанных с обильными и короткими выпадениями осадков. Обнаруживается обратная зависимость (тенденция) индекса *TI*_{*IC*} от продолжительности гидрологического события (Δt , час) (r = -0.42), для отдельных рек коэффициент корреляции достигает -0.62 (рис. 5.2.5). Самые высокие коэффициенты TI_{IC} наблюдались на р. Джанкуат и прохождения дождевых паводков (19.07.2016 10.04.2015) р. Цанык во время И продолжительностью 4-6 часов. Наименьшие присущи меженным периодам на равнинных реках (р. Велеса), где при продолжительности в 426 часов колебания мутности составляли 10 NTU (*TI*_{IC} = 0.02).



Рисунок 5.2.5. Зависимость коэффициента *П*_{ГС} от продолжительности гидрологического события (Селенга — Улан-Удэ и Сухая Елизовская — гст. № 5 не включены из-за малого количества гидрологических событий)

5.2.2. Изменчивость макротурбулентных колебаний мутности

Детальное изучение природы макротурбулентных колебаний мутности производилось для двух водотоков — р. Джанкуат и Тарфала. На основании краткосрочных рядов мутности, полученных при помощи логгера оптической мутности *ANALITE NEP-495* и ежечасных расходов воды, для каждого гидрологического события были посчитаны индекс колебаний оптической мутности (*TI*, см. гл. 2), индекс гистерезиса (*SHI*, см. гл. 2) и автокорреляционная функция (*АКФ*, см. гл. 2).

На р. Джанкуат с 15 июня по 11 июля 2016 г. в створе временного гидрометрического поста был установлен логгер мутности с частотой записи 15 мин. С использованием данных о ежечасном расходе воды, на р. Джанкуат было выделено 33 гидрологических события (см. **табл. 5.2.4**), при выделении локальным минимумом считался наименьший за 9 часов расход воды.

ГС	Начало	Конец	Продолж., часов	Критический лаг АКФ, <i>r_{crit}</i>	ні	TI
1	2016-06-15 14:12:32	2016-06-16 09:57:41	20	15	0.29	0.19
2	2016-06-16 10:00:00	2016-06-17 10:48:33	25	23	0.42	0.18
3	2016-06-17 11:00:00	2016-06-18 09:48:43	23	12	0.33	0.11
4	2016-06-18 10:00:00	2016-06-19 12:48:56	27	21	0.28	0.15
5	2016-06-19 13:00:00	2016-06-20 11:00:00	22	21	0.4	0.14
6	2016-06-20 12:00:00	2016-06-21 11:50:38	24	18	0.26	0.1
7	2016-06-21 12:00:00	2016-06-22 10:50:49	23	13	0.27	0.13
8	2016-06-22 11:00:00	2016-06-23 11:51:00	25	16	0.33	0.14
9	2016-06-23 12:00:00	2016-06-24 10:51:10	23	14	0.35	0.088
10	2016-06-24 11:00:00	2016-06-25 14:51:23	28	11	0.22	0.17
11	2016-06-25 15:00:00	2016-06-26 12:51:33	22	10	0.22	0.11
12	2016-06-26 13:00:00	2016-06-27 11:53:30	23	6	-0.017	0.18
13	2016-06-27 12:00:00	2016-06-28 09:53:40	22	5	0.16	0.16
14	2016-06-28 10:00:00	2016-06-28 16:53:43	6.9	4	0.071	0.37
15	2016-06-28 17:00:00	2016-06-29 01:53:47	8.9	4		0.38
16	2016-06-29 02:00:00	2016-06-29 12:53:52	11	2	0.042	0.31
17	2016-06-29 13:00:00	2016-06-30 11:54:03	23	23	0.32	0.11
18	2016-06-30 12:00:00	2016-07-01 14:54:15	27	19	-0.31	0.16
19	2016-07-01 15:00:00	2016-07-02 12:54:25	22	5	0.15	0.39
20	2016-07-02 13:00:00	2016-07-03 10:54:35	22	12	0.12	0.13
21	2016-07-03 11:00:00	2016-07-04 11:54:46	25	8	-0.23	0.14
22	2016-07-04 12:00:00	2016-07-04 21:54:51	9.9	6	0.26	0.15
23	2016-07-04 22:00:00	2016-07-05 11:54:57	14	5	-0.096	0.17
24	2016-07-05 12:00:00	2016-07-06 10:55:08	23	5	-0.072	0.42
25	2016-07-06 11:00:00	2016-07-07 10:55:19	24	8	0.47	0.19
26	2016-07-07 11:00:00	2016-07-08 03:55:26	17	7	0.14	0.37
27	2016-07-08 04:00:00	2016-07-08 14:55:31	11	12	-0.11	0.21
28	2016-07-08 15:00:00	2016-07-09 00:55:36	9.9	5	0.25	0.4
29	2016-07-09 01:00:00	2016-07-09 16:55:43	16	3	0.21	0.38
30	2016-07-09 17:00:00	2016-07-10 04:55:49	12	4	-0.16	0.22
31	2016-07-10 05:00:00	2016-07-10 11:55:52	6.9	2	0.2	0.47
32	2016-07-10 12:00:00	2016-07-11 03:55:59	16	4	-0.02	0.47
33	2016-07-11 04:00:00	2016-07-11 12:45:36	8.8	4		0.33

Таблица 5.2.4. Гидрологические события на р. Джанкуат

На р. Тарфала логгер оптической мутности был установлен в створе гидрологического поста *Tarfalabron* с 11 августа по 25 августа 2017 г. с частотой записи 10 мин. Было выделено 15 гидрологических событий (см. табл. 5.2.5 и рис. 5.2.6В), на основании данных о ежечасном расходе воды локальным минимумом считался наименьший за 9 часов расход воды.

ГС	Начало	Конец	Продолж., часов	Критический лаг АКФ, <i>r_{crit}</i>	HI	TI
1	2017-08-11 19:50:00	2017-08-12 05:50:00	10	3	0.016	0.48
2	2017-08-12 06:00:00	2017-08-13 06:50:00	25	20	0.14	0.21
3	2017-08-13 07:00:00	2017-08-14 09:50:00	27	32	-0.32	0.12
4	2017-08-14 10:00:00	2017-08-15 10:50:00	25	6	0.048	0.31
5	2017-08-15 11:00:00	2017-08-16 07:50:00	21	26	0.065	0.42
6	2017-08-16 08:00:00	2017-08-17 10:50:00	27	36	0.2	0.15
7	2017-08-17 11:00:00	2017-08-18 05:50:00	19	9	-0.049	0.33
8	2017-08-18 06:00:00	2017-08-19 05:50:00	24	23	0.06	0.24
9	2017-08-19 06:00:00	2017-08-19 17:50:00	12	17	-0.074	0.31
10	2017-08-19 18:00:00	2017-08-20 16:50:00	23	26	0.25	0.13
11	2017-08-20 17:00:00	2017-08-21 09:50:00	17		-0.064	0.22
12	2017-08-21 10:00:00	2017-08-22 07:50:00	22	2	0.0027	0.14
13	2017-08-22 08:00:00	2017-08-24 10:50:00	51	58	-0.11	0.13
14	2017-08-24 11:00:00	2017-08-25 10:50:00	24	6	0.029	0.34

Таблица 5.2.5. Гидрологические события на р. Тарфала



Рисунок 5.2.6. Гидрограф и седиграф р. Джанкуат с 15.06.2016 по 11.07.2016 (А) и р. Тарфала с 15.08.2017 по 25.08.2017 (В)

Роль макротурбулентных колебаний мутности уменьшается с увеличением количества значимых ординат АКФ, что отчетливо видно на диаграмме рассеяния (см. **рис. 5.2.7**). В целом

это позволяет нам сделать вывод о повышении инерционности ГС с уменьшением вклада макротурбулентных колебаний в часовую изменчивость. Иными словами, с увеличением цикличности увеличивается количество значимых ординат, что означает, что по мере увеличения размера больших, часовых (синоптических) колебаний мутности происходит увеличение автокорреляции, снижается выраженность 15-минутных колебаний.



Рисунок 5.2.7. Связь *TI* с количеством значимых ординат АКФ для р. Джанкуат (А) и р. Тарфала (В)

Чем больше критический лаг, тем более скоррелированы ряды оптической мутности и тем меньше вклад внутричасовых колебаний мутности в сезонную изменчивость мутности. Бо́льшие значения критического лага означают, что все изменения оптической мутности, что были до него, неслучайны с высокой степенью вероятности (0.05). Таким образом, чем меньше критический лаг автокорреляции, тем более случайны процессы формирования срочной оптической мутности, вклад которых существенен в сток наносов за событие. Для обоих анализируемых рядов верно то, что чем больше вклад внутричасовой изменчивости оптической мутности в вариабельность за гидрологическое событие, тем больше этот вклад случаен.

5.2.3. Выводы

В данной главе исследуется вклад относительно быстрых изменений оптической мутности (шаг по времени 20 минут на скользящем интервале один час) в общую вариабельность на масштабе одного гидрологического события. Показано, что оптическая мутность способна быстро меняться, и на небольших горных реках (Джанкуат) может достигать 60% от общего размаха колебаний за гидрологическое событие; в определенных условиях вклад быстрых изменений падает до 5–10% почти на всех реках, на которых производились наблюдения.

Максимальная амплитуда макротурбулентных изменений мутности свойственна малым водотокам, характеризующимся большими уклонами русла, относительно высокой транспортирующей способностью и малыми расстояниями от источников поступления наносов. С увеличением площади бассейнов амплитуды колебаний пульсаций уменьшаются. Их роль в общей изменчивости мутности максимальна на реках малого размера. Размер рек может играть роль в формировании пульсаций мутности за счет различной генерации макротурбулентных вихрей. На реках, где частота пульсаций наибольшая, т. е. поток стремится к квазиоднородному состоянию, усиливается неоднородность структуры мутности, проявляющаяся в усилении вклада макротурбулентных колебаний мутности в ее синоптические колебания.

Заключение

1. Формирование стока взвешенных наносов на водосборах малых горных рек – сложный многофакторный процесс, обусловленный комплексом *природных условий*, среди которых наиболее важную роль играют рельеф, литология и трещиноватость горных пород, климат, сейсмическая активность, и *степенью антропогенного воздействия* на речной водосбор, величина которого возрастает от высокогорий к предгорно-низкогорной зоне.

2. Модули стока взвешенных наносов (SSY) малых рек горных систем Европы и Африки (Альпы, Апеннины, Арденны, Карпаты, Кавказ, Атласские, Драконовы горы) изменяются от 31.2 $\tau \cdot \kappa m^{-2} \cdot roq^{-1}$ (Арденны) до 2 244 $\tau \cdot \kappa m^{-2} \cdot roq^{-1}$ (Атласские горы). Отмечается закономерность нарастания SSY с высотой, с максимумом в высокогорной зоне (среднее значение SSY для всех горных систем 1 232 $\tau \cdot \kappa m^{-2} \cdot roq^{-1}$). Для крупнейших горных систем альпийской складчатости (Альпы, Кавказ), несмотря на различия в продолжительности и степени освоенности их человеком, средние значения SSY достаточно близки, как в целом для горных систем, так и по отдельным высотным поясам, что объясняется ведущей ролью природных факторов в формировании стока взвешенных наносов рек. В то же время наиболее высокие средние значения SSY для низкогорного и среднегорного поясов выявлены для горных систем с наиболее продолжительным антропогенным освоением (среди анализируемых), насчитывающим несколько тысяч лет (горы Атлас и Апеннины). Для малых рек данных горных систем формирование стока взвешенных наносов определяется в основном степенью хозяйственного воздействия.

3. Создана современная наиболее полная база данных по стоку взвешенных наносов рек Большого Кавказа (включая Закавказье), на основе которой с использованием метода kближайших соседей с включением высоты в качестве предиктора создана карто-схема пространственной изменчивости *SSY* в Кавказском регионе. Установлено, что суммарный среднегодовой сток взвешенных наносов рек региона составляет 148 млн. т. в год, с максимальными значениями *SSY* (до 1 500 т.км⁻²·год⁻¹) для малых рек высокогорной зоны Главного Кавказского хребта (природно-обусловленный сток наносов) и в восточной части Кавказа (антропогенно обусловленный сток наносов).

4. Формирование стока взвешенных наносов малых высокогорных рек зоны современного оледенения контролируется структурой гидрографической сети (наличие или отсутствие приледникового озера, число притоков), соотношением площадей, занятых ледником и обнаженных и закрепленных растительностью склонов, а также выпадением экстремальных осадков, которые приводят к единовременному поступлению в водоток значительных объёмов материала (оползни, блоки отседания) или воды (прорыв плотин приледниковых озёр). Для

исследованных малых высокогорных рек (р. Джанкуат, Кавказ, и р. Тарфала, Скандинавские горы) установлено, что при выпадении дождей, когда прогляциальная часть водосбора выступает в качестве дополнительного источника взвешенных наносов за счет как склоновой, так и русловой эрозии, доля материала гляциального происхождения (сформированного за счёт стока с площади ледника, включая поверхностный и подлёдный сток) в общем стоке взвешенных наносов уменьшается с 80-90% на первых 50-100 м от края ледника до 60-70% на расстоянии 700-1000 м. Чем больше вклад данного источника наносов, тем сильнее проявляется эффект гистерезиса в связи мутности с расходом воды.

5. Внутрисуточная динамика стока взвешенных наносов характеризуется индексом гистерезиса (Simple Hysteresis Index, SHI). Выявляется корреляция между индексом гистерезиса и стоком взвешенных наносов, мутностью и расходом воды. Наиболее характерным для горных рек зоны современного оледенения является положительный тип связи расходов воды (Q) и мутности (SSC), характеризующийся наступлением максимума мутности до прохождения максимальных расходов воды. Он обусловлен поступлением материала (подледниковый сток наносов, размыв конечной морены) на стадии роста расходов воды. В период наблюдений на р. Джанкуат данный тип связи наблюдался в 61.8% случаев, в то время как отрицательные и сложные зависимости отмечаются только в 11.8 и 5.15 % случаев. Около 21% событий не могут быть описаны из-за отсутствия данных необходимой точности. Показано преимущество количественной оценки типов связи SSC=f(Q): иногда внешний вид зависимости не столь важен, как соотношение кривой подъема и кривой спада петли.

6. Формирование стока воды и взвешенных наносов малых рек низкогорного пояса контролируется с одной стороны природными факторами, а именно запасами воды в почве на момент выпадения стокоформирующих дождей, их интенсивностью и степенью охвата площади водосбора, а с другой стороны антропогенными факторами, способствующими повышению коэффициента поверхностного стока воды и интенсивности смыва (соотношением площадей пахотных, пастбищных, селитебных земель и неосвоенной части водосбора). При этом на относительно слабонарушенных хозяйственной деятельностью водосборах (р. Цанык, зона влажных субтропиков) основной объём взвешенных наносов формируется при прохождении паводков за счёт русловых переформирований (подмыв берегов, размыв русла), тогда как на земледельческих освоенных водосборах (р. Сан-Леонардо, сухие субтропики) в стоке взвешенных наносов преобладает материал бассейнового происхождения.

7. Разработана методика оценки вклада макротурбулентных колебаний в общую изменчивость мутности. Оптическая мутность способна быстро меняться, и на небольших горных реках (Джанкуат) может достигать 60% от общего размаха колебаний за гидрологическое

событие; в определенных условиях, вклад быстрых изменений падает до 5-10% почти на всех реках, на которых производились наблюдения.

Максимальная амплитуда макротурбулентных изменений мутности свойственна малым большими водотокам, характеризующимся уклонами русла, относительно высокой транспортирующей способностью и малыми расстояниями от источников поступления взвешенных наносов. С увеличением площади бассейнов амплитуды пульсаций уменьшаются. Их роль в общей изменчивости мутности максимальна на реках малого размера. Размер рек может играть роль в формировании пульсаций мутности за счет различной генерации макротурбулентных вихрей. На реках, где частота пульсаций наибольшая, т. е. поток стремится квазиоднородному состоянию, усиливается неоднородность к структуры мутности, проявляющаяся в усилении вклада макротурбулентных колебаний мутности в ее синоптические колебания.

Список литературы

1. Абдуев М.А. Денудация в горных областях Азербайджана по данным о стоке наносов и растворенных веществ // Гидрометеорология и экология. – 2011. – № 4. – С. 122-131.

Абдуев М.А. Об изменении стока взвешенных наносов и мутности горных рек
 Азербайджана под влиянием хозяйственной деятельности // Географический вестник. – 2015. –
 Т. 32. – № 1. – С. 29-37.

3. Абдуев М.А., Эюбова Ф.А. Факторы формирования стока взвешенных наносов горных рек Азербайджана // ВОДА: ХИМИЯ И ЭКОЛОГИЯ. – 2013. – Т. 4. – № 58. – С. 40-46.

4. Ажигиров А.А. О роли различных денудационных процессов в развитии склонов на северо-западном Кавказе // Геоморфология. – 1991. – № 2. – С. 46-51.

5. Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов. – Москва: Географический факультет МГУ Москва, 1998. – 202 с.

6. Алексеевский Н.И. Гидрофизика. – М.: Академия, 2006. – 176 с.

7. Алексеевский Н.И., Белозерова Е.В., Касимов Н.С., Чалов С.Р. Пространственная изменчивость характеристик стока взвешенных наносов в бассейне Селенги в период дождевых паводков // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2013. – Т. 6. – № 3. – С. 60-65.

 Алексеевский Н.И., Магрицкий Д.В., Колтерманн П.К., Торопов П.А., Школьный Д.И., Белякова П.А. Наводнения на черноморском побережье краснодарского края // Водные ресурсы. – 2016. – Т. 43. – № 1. – С. 3-17. https://doi.org/10.7868/S032105961601003X.

9. Ахундов С.А. Интенсивность денудации Азербайджанской части Кавказа // Геоморфология. – 1974. – № 3. – С. 46-52.

 Белозерова Е.В., Чалов С.Р. Определение мутности речных вод оптическими методами // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2013. – Т. 6. – № 5. – С. 39-45.

11. Беляев В.Р., Голосов В.Н., Иванов М.М., Маркелов М.В., Иванова Н.Н., Шамшурина Е.Н., Эврар О., Бондарев В.П., Асеева Е.Н. Влияние климатических изменений и хозяйственной деятельности на темпы заиления малых водохранилищ сельскохозяйственно освоенных областей ЕТР // Эрозия почв и русловые процессы. – 2015. – Т. 19. – С. 57-83.

12. Бондырев И.В., Церетели Э.Д. Катастрофические селевые потоки на юге Кавказа//Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа // Труды Международной научн.-практич. конференции. Владикавказ, 20-22 сентября 2007 г. – Владикавказ: ВНЦ РАН и РСО-А, 2008. – С. 108-115.

13. Брауде И.Д. Борьба с эрозией в горных районах // Агролесомелиорация. – М., 1948.

- C. 329-365.

14. Буланов С.А. Катастрофические геоморфологические процессы во внутриконтинентальных горных системах // Нелинейность рельефообразующих процессов и экстремальные ситуации (регионально-практические аспекты). – М.: РФФИ, 1996. – С. 50-59.

15. Буланов С.А. Особенности антропогенного морфогенеза в горных регионах // Антропогенная геоморфология. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. – С. 161-167.

16. Автоматизированная Информационная Система Обработки Режимной Информации (АИСОРИ) [Электронный ресурс] / Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н., Швец Н.В. – Режим доступа: http://aisori.meteo.ru/ClimateR.

17. Буряк Ж.А. Бассейновая организация природопользования в Белгородском экорегионе: дис. канд. геогр. наук. – БГНИУ, 2015. – 193 с.

18. Васильчук Ю.К., Рец Е.П., Чижова Ю.Н., Токарев И.В., Фролова Н.Л., Буданцева Н.А., Киреева М.Б., Лошакова Н.А. Расчленение гидрографа реки джанкуат, центральный кавказ, с помощью изотопных методов // Водные ресурсы и режим водных объектов. – 2016. – Т. 43. – № 6. – С. 579-594. https://doi.org/10.7868/S0321059616060080.

19. Великанов М.А. Динамика русловых потоков. – М.: Гостехиздат, 1954. – 322 с.

20. Вершинин Д.А., Уйманова В.А., Овсянников С.А. Сток взвешенных наносов р. Актру и особенности его режима за последние 50 лет // Вестник ТГУ. – 2014. – № 381. – С. 226-231.

21. Виноградова Н.Н., Крыленко И.В., Сурков В.В. Некоторые закономерности руслоформирующей деятельности горной реки в ее верховьях (на примере р. Баксан) // Геоморфология. – 2007. – № 2. – С. 49-57.

22. Виноградова Н.Н., Самойлова А.А. Особенности формирования стока взвешенных наносов горных рек при различном режиме выпадения атмосферных осадков // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 1990. – № 3. – С. 68-72.

23. Габриелян Г.К. Интенсивность денудации на Кавказе // Геоморфология. – 1971. – № 1. – С. 22-27.

24. Голосов В.Н., Дела Сета М., Ажигиров А.А., Кузнецова Ю.С., Дель Монте М., Фреди П., Лупия Пальмиери Е., Григорьева Т.М. Влияние антропогенной деятельности на интенсивность экзогенных процессов в низкогорьях субтропического пояса // Геоморфология. – 2012. – № 2. – С. 7-17.

25. Голубев Л.Н., Дюргеров М.Б., Маркин В.А., Берри Л.Б., Суханов Л.А., Золотарев Е.А., Данилина А.В., Арутюнов Ю.Г. Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ). – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1978. – 184 с.

26. Гришанин К.В. Динамика русловых потоков. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1979.

– 311 c.

27. Гришанин К.В. Гидравлическое сопротивление естественных русел. -Гидрометеоиздат, 1992. – 183 с.

28. Гусаров А.В. Тенденции изменения эрозии и стока взвешенных наносов на земле во второй половине XX столетия (посвящается 200-летию Казанского государственного университета) // Геоморфология. – 2004. – Т. 2. – С. 11-22.

29. Дедков А.П., Мозжерин В.И. Эрозия и сток наносов на Земле. – Казань: Издательство Казанского Университета, 1984. – 264 с.

Джабаров И. Влияние растительности на поверхностный сток и эрозию почв в ореховых лесах Центрального Таджикистана (на примере Румидаринского лесничества). – Душанбе, 1968. – 22 с.

31. Догановский А.М. Анализ автокорреляционных функций рядов среднегодовых уровней озер // Вопросы гидрологических расчетов и охрана природных вод. Межвузов-ский сборник научных трудов. – Л.: ЛГМИ, 1986. – С. 87-93.

32. Дюргеров М.Б., Фрейдлин В.С., Чернова Л.П. Сток взвешенных наносов в бассейне ледника Джанкуат летом 1970 года // Материалы гляциологических исследований. – 1972. – Т. 19. – С. 253-254.

33. Евстигнеев В.М. Речной сток и гидрологические расчеты: Учеб. для ун-тов по спец." Гидрология". – Изд-во МГУ, 1990.

34. Ермакова А.С. Русловые процессы на реках Камчатки. – МГУ, 2009. – 25 с.

35. Иванова Н.Н., Голосов В.Н., Цыпленков А.С., Кузнецова Ю.С., Ботавин Д.В.
Источники бассейновой составляющей стока наносов малой реки низкогорно-предгорного пояса
Черноморского побережья Кавказа (на примере р. Цанык) // Инженерные изыскания. – 2018. –
Т. 12. – № 7-8. – С. 62-76. https://doi.org/10.25296/1997-8650-2018-12-7-8-62-74.

36. Караушев А.В. Теория и методы расчета речных наносов. Т. 444. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977.

37. Клименко Д.Е. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ОДНОСТОРОННЕ-УСЕЧЕННОГО ЛОГ-НОРМАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ К РАСЧЕТАМ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ НА МАЛЫХ РЕКАХ // Инженерные изыскания. – 2017. – № 10. – С. 66-71. https://doi.org/10.25296/1997-8650-2017-10-66-71.

38. Клименко Д.Е., Черепанова Е.С., Габова Л.В., Щапова И.В. Сравнительный статистический анализ данных наблюдений осадкомеров и плювиографов для оценки характеристик паводкоформирующих осадков на территории Урала // Метеорология и гидрология. – 2018. – № 8. – С. 91-99.

39. Кочетов Н.И., Дубровин Н.И., Безруков В.Ф. Интенсивность современной

денудации откосов дорожных выемок Сочинского района // Геоморфология. – 1980. – № 2. – С. 31-35.

40. Краснов С.Ф. Изучения смыва почв методом искусственного дождевания // Эрозия
 почв и освоение склоновых земель в субтропической зоне РСФСР : Научн.труды НИГСиЦ. –
 НИИГСиЦ Сочи, 1980. – Т. 27. – С. 97-104.

41. Куксина Л.В. Сток взвешенных наносов рек камчатского края: дис. канд. геогр. наук. – МГУ, 2014.

42. Куксина Л.В., Алексеевский Н.И. ЭРОЗИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ КАМЧАТСКОГО КРАЯ // География И Природные Ресурсы. – 2016. – Т. 2. – С. 132-141.

43. Куксина Л.В., Алексеевский Н.И. ТРАНСФОРМАЦИЯ СТОКА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ РЕК КАМЧАТКИ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ВУЛКАНИЗМА // Вулканология и сейсмология. – 2017. – № 1. – С. 63-74. https://doi.org/10.7868/S0203030617010035.

44. Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. – Москва: Издательство Московского Университета, 1993. – 200 с.

45. Лисецкий Ф.Н., Светличный А.А., Черный С.Г. Современные проблемы эрозиоведения / ред. Светличный А.А. – Белгород: Константа, 2012. – 456 с.

46. Литвин Л.Ф. География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. – Москва: ИКЦ «Академкнига», 2002. – 255 с.

47. Литвин Л.Ф., Голосов В.Н., Добровольская Н.Г., Иванова Н.Н., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф. Стационарные исследования эрозии почв при снеготаянии в центральном Нечерноземье // Эрозия почв и русловые процессы. – 1998. – № 11. – С. 57-76.

48. Магрицкий Д.В. Пространственно-временные характеристики наводнений на Черноморском побережье Российской Федерации // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2014. – Т. 6. – С. 39-47.

49. Магрицкий Д.В. ФАКТОРЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЙ СТОКА ВОДЫ, ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ И ТЕПЛОТЫ НА НИЖНЕЙ ЛЕНЕ И ВИЛЮЕ // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2015. – Т. 6. – С. 85-95.

50. Маккавеев Н.И., Мандыч А.Ф., Чалов Р.С. Влияние восходящего развития рельефа на глубинную эрозию и твёрдый сток рек Западной Грузии // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 1968. – № 4. – С. 52-58.

51. Мамедов Д.Г. Влияние глобального изменения климата на формирование селей // Географический вестник. – 2014. – Т. 3. – № 30. – С. 60-71.

52. Мандыч А.Ф. Величина твердого стока рек Западной Грузии // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 1967. – № 2. – С. 134-137. 53. Мискевич И.В. ОЦЕНКА ЦИКЛИЧНОСТИ КОРОТКОПЕРИОДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ И ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ В МЕЗОПРИЛИВНОМ УСТЬЕ Р. КЯНДЫ В БЕЛОМ МОРЕ В ПЕРИОД ЛЕТНЕЙ МЕЖЕНИ // Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. – Москва: ГЕОС, 2015. – С. 235-239.

54. Мозжерин В.В., Шарифуллин А.Г. Оценка современного денудационного снижения гор по данным о стоке взвешенных наносов рек (на примере Тянь-шаня, Памиро-Алая, Кавказа и Альп) // Геоморфология. – 2014. – Т. 1. – С. 15-23. https://doi.org/10.15356/0435-4281-2014-1-15-23.

55. Молчанов А.А. Влияние леса на среду. Лесное хозяйство и лесная промышленность // Лесная промышленность. – 1972. – С. 143-157.

56. Перов В.Ф. Селеведение. Учебное пособие. – М.: Географический факультет МГУ,
 2012. – 272 с.

57. Поляков Б.В. Гидрологический анализ и расчеты: Учебное пособие. – Л.: Гидрометеоиздат, 1946.

58. Промахова Е.В. Изменчивость мутности речных вод в разные фазы водного режима: дис. канд. геогр. наук. – МГУ им. М.В. Ломоносова. Географический факультет, 2016. – 228 с.

59. Промахова Е.В., Чалов С.Р. Современные технологии определения мутности воды // Маккавеевские чтения – 2014. – М.: Географический факультет МГУ, 2015. – С. 106.

Расулов А.Р. Формирование стока взвешенных наносов и смыв с бассейна р.Угам.
 – 1972. – С. 28.

61. Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповнин В.В. Моделирование таяния поверхности горного ледника // Лёд и снег. – 2011. – Т. 116. – № 4. – С. 24-31.

62. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. – 3-е изд. п. – М.: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. – 416 с.

63. Светличный А.А. Математическое моделирование водной эрозии: проблема классификации // Вісник ОНУ. Сер.: Географічні та геологічні науки. – 2010. – Т. 15. – № 5. – С. 32-39.

64. Светличный А.А. Пространственное геоинформационное моделирование и прогноз водной эрозии почв // Проблеми безперервної географічної освіти і картографії. – 2013.
 – Т. 17. – С. 44-47.

65. Сидорчук А.Ю. Высокочастотная изменчивость выноса агрегатов при водной эрозии хорошо структурированных почв // Почвоведение. – 2009. – № 5. – С. 588-597.

66. Симбатова А.Т., Рязанов С.С., Сахабиев И.А. МОДЕЛИРОВАНИЕ

ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОЧВ: ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ПОДХОДОВ // РОССИЙСКИЙ ЖУРНАЛ ПРИКЛАДНОЙ ЭКОЛОГИИ. – 2016. – Т. 6. – № 2. – С. 48-54.

67. Сирлибаева 3. Сток взвешенных наносов в бассейне Андижанского водохранилища. – 1984. – С. 253.

68. Срибный И.К. Среднегодовой сток воды и смыв почвы со склонов // Водохозяйственное строительство на малых реках.--Киев: Будівельник. – 1977. – С. 145-147.

69. Сухановский Ю.П., Пискунов А.Н. Стохастическая модель с программным обеспечением для прогнозирования смыва почвы с пахотных земель (при весеннем снеготаянии).
– Курск: ВНИИЗиЗ-ПЭ РАСХН, 2006. – 16 с.

70. Тананаев Н.И. ЭФФЕКТ ГИСТЕРЕЗИСА В СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СООТНОШЕНИЯ РАСХОДА И МУТНОСТИ ВОДЫ РЕК КРИОЛИТОЗОНЫ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА // Водные ресурсы. – 2012. – Т. 39. – № 6. – С. 598-607.

71. Ханазаров А.А. Поверхностный сток и эрозия почв в горных районах Средней Азии // Достижения лесной науки в Средней Азии. – Ташкент, 1976. – С. 111-117.

72. Хмаладзе Г.Н. Взвешенные наносы рек Армянской ССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1964.

73. Хмаладзе Г.Н., Войнич-Сяноженцкий Т.Г. Выносы наносов реками Черноморского побережья Кавказа. – Гидрометеоиздат, 1978.

74. Хмелева Н.В., Виноградова Н.Н., Самойлова А.А., Шевченко Б.Ф. Бассейн горной реки и экзогенные процессы в его пределах (результаты стационарных исследований) / ред.
Чалов Р.С. – М.: Географический факультет МГУ, 2000. – 186 с.

75. Хрисанов В.А. Общие масштабы современной денудации восточной части Центрального Кавказа (на примере Северной Осетии) // Материалы конференции по итогам научно-исследовательской работы за 1974 г. – Орджоникидзе, 1975. – С. 43-51.

76. Христофоров А.В. Теория случайных процессов в гидрологии. – М.: МГУ, 1994. – 139 с.

77. Христофоров А.В., Юмина Н.М., Белякова П.А. ПРОГНОЗ ПАВОДКОВОГО СТОКА РЕК ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАВКАЗА С ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ ОДНИ СУТКИ // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2015. – Т. 3. – С. 50-57.

78. Цыпленков А.С., Голосов В.Н., Куксина Л.В. Оценка бассейновой составляющей стока взвешенных наносов в малых речных бассейнах сухих и влажных субтропиков при экстремальном стоке // Инженерные изыскания. – 2017. – № 9. – С. 54-65. https://doi.org/10.25296/1997-8650-2017-9-54-65. 79. Чалов Р.С. Русловые процессы (русловедение) : учебник. – М.: ИНФРА-М, 2016. – 565 с. https://doi.org/10.12737/18759.

80. Чалов С.Р., Цыпленков А.С. Сток наносов малых рек районов современного вулканизма (р. Сухая Елизовская, Камчатка) // Геоморфология. – 2017. – Т. 6. – № 1. – С. 104-116. https://doi.org/10.15356/0435-4281-2017-1-104-116.

81. Чалов С.Р., Школьный Д.И., Промахова Е.В., Куксина Л.В., Романченко А.О., Цыпленков А.С. Формирование стока наносов в районах открытых разработок россыпей // Эрозия почв и русловые процессы. – 2015а. – Т. 19. – С. 236-260.

82. Чалов С.Р., Школьный Д.И., Промахова Е.В., Леман В.Н., Романченко А.О.
Формирование стока наносов в районах разработок россыпных месторождений // География И
Природные Ресурсы. – 2015b. – № 2. – С. 22-30.

83. Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Савернюк Е.А., Смирнов А.М. Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // Криосфера Земли. – 2018. – Т. ХХІІ. – № 2. – С. 70-80.

84. Чижова Ю.Н., Рец Е.П., Васильчук Ю.К., Токарев И.В., Буданцева Н.А., Киреева М.Б. Два подхода к расчёту расчленения гидрографа стока реки с ледниковым питанием с помощью изотопных методов // Лёд и снег. – 2016. – Т. 56. – № 2. – С. 161-168. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-161-168.

85. Шарифуллин А.Г. Современная денудация в горах Кавказа и Средней Азии: территориальные осбенности и факторы, их определяющие: дис. канд. геогр. наук. – КФУ, 2015.

86. Шевченко Б.Ф. Опыт количественной оценки развития осыпей горных склонов (результаты стационарных исследований) // Геоморфология. – 2004. – № 3. – С. 108-115.

87. Шныпарков А.Л., Колтерманн К.П., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Перов В.Ф.
Селевой риск на Черноморском побережье Кавказа // Геориск. – 2012. – № 4. – С. 20-25.

 Щеглова О.П. Формирование стока взвешенных наносов и смыв с горной части Средней Азии // Тр. СреднеазНИГМИ. – 1972. – № 60/75. – С. 228.

89. Щеглова О.П. Генетический анализ и картографирование стока взвешенных наносов рек Средней Азии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 128 с.

90. Система мониторинга [Электронный ресурс] / «Эмерсит». – Режим доступа: http://emercit.ru/map/.

91. Эюбова Ф.А. Исследование многолетних изменений гидрологического режима и стока взвешенных наносов рек северо-восточного склона Большого Кавказа (в пределах Азербайджанской Республики) // Географический вестник. – 2015. – Т. 2. – № 33. – С. 32-38.

92. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России [Электронный

pecypc]. – Режим доступа: http://atlas.mcx.ru/materials/egrpr/content/1sem.html.

93. Расписание погоды [Электронный ресурс]. – Режим доступа: https://rp5.ru/.

94. Ресурсы поверхностных вод СССР. Алтай и Западная Сибирь, Т.15, Вып.1, Ч.1 / ред. Семенов В.А. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 318 с.

95. Ресурсы поверхностных вод СССР. Северный Кавказ, Т.8 / ред. Куприянов В.В. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 448 с.

96. Сток наносов, его изучение и географическое распределение / ред. Караушев А.В.
 – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 240 с.

97. Эрозионные процессы (географическая наука практике) / ред. Чалов Р.С., Маккавеев Н.И. – М.: Мысль, 1984. – 255 с.

98. Методические рекомендации по определению расчетных гидрологических характеристик при наличии данных гидрометрических наблюдений. – С.-Петербург: ГГИ, 2005. – 103 с.

99. Методические рекомендации по определению расчетных гидрологических характеристик при отсутствии данных гидрометрических наблюдений. – С.-Петербург: Нестор-История, 2009. – 193 с.

Закономерности гидрологических процессов / ред. Алексеевский Н.И. – М.: ГЕОС,
 2012. – 736 с.

101. Эрозионно-русловые системы / ред. Чалов Р.С., Голосов В.Н., Сидорчук А.Ю. – М.: ИНФРА-М, 2017. – 702 с.

102. Aalto R., Dunne T., Guyot J.L. Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates // The
 Journal of Geology. – 2006. – Vol. 114. – № 1. – P. 85-99. https://doi.org/10.1086/498101.

103. Achite M., Ouillon S. Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973–1995) // Journal of Hydrology. – 2007. – Vol. 343. – № 3-4. – P. 187-202. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.06.026.

104. Ackert R.P. Ice-Cored Lateral Moraines in Tarfala Valley, Swedish Lapland // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. – 1984. – Vol. 66. – № 1-2. – P. 79-88. https://doi.org/10.1080/04353676.1984.11880100.

105. Ahnert F. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, midlatitude drainage basins // American Journal of Science. – 1970. – Vol. 268. – № 3. – P. 243-263. https://doi.org/10.2475/ajs.268.3.243.

106. Arnold J.G., Moriasi D.N., Gassman P.W., Abbaspour K.C., White M.J., Srinivasan R., Santhi C., Harmel R.D., Griensven A. Van, Liew M.W. Van, Kannan N., Jha M.K. SWAT: Model use, calibration, and validation // Transactions of the ASABE. -2012. -Vol. 55. $-N_{2} 4$. -P. 1491-1508.

107. Arróspide F., Mao L., Escauriaza C. Morphological evolution of the Maipo River in

central Chile: Influence of instream gravel mining // Geomorphology. – 2018. – Vol. 306. – P. 182-197. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.019.

108. Asikoglu O.L., Eris E. Spatial Variability of Sediment Yield in Turkish Basins // Polish Journal of Environmental Studies. – 2019. – Vol. 28. – № 4. – P. 1-7. https://doi.org/10.15244/pjoes/90839.

109. Baldassarre G. Di, Montanari A. Uncertainty in river discharge observations: a quantitative analysis // Hydrol. Earth Syst. Sci. – 2009. – Vol. 13. – P. 913-921. https://doi.org/10.5194/hessd-6-39-2009.

110. Barrera A., Llasat M.C., Barriendos M. Estimation of extreme flash flood evolution in Barcelona County from 1351 to 2005 // Natural Hazards and Earth System Science. $-2006. - Vol. 6. - N_{\text{P}} 4. - P. 505-518.$

111. Bathurst J.C., Moretti G., El-Hames A., Moaven-Hashemi A., Burton A. Scenario modelling of basin-scale, shallow landslide sediment yield, Valsassina, Italian Southern Alps // Natural Hazards and Earth System Science. -2005. - Vol. 5. - N = 2. - P. 189-202.

Baxter R.M. Environmental Effects of Dams and Impoundments // Annual Review of
Ecology and Systematics. – 1977. – Vol. 8. – № 1. – P. 255-283.
https://doi.org/10.1146/annurev.es.08.110177.001351.

113. Belmont P., Gran K.B., Schottler S.P., Wilcock P.R., Day S.S., Jennings C., Lauer J.W., Viparelli E., Willenbring J.K., Engstrom D.R., Parker G. Large Shift in Source of Fine Sediment in the Upper Mississippi River // Environmental Science & Technology. – 2011. – Vol. 45. – № 20. – P. 8804-8810. https://doi.org/10.1021/es2019109.

114. Benavidez R., Jackson B., Maxwell D., Norton K. A review of the (Revised) Universal Soil Loss Equation ((R)USLE): with a view to increasing its global applicability and improving soil loss estimates // Hydrology and Earth System Sciences. – 2018. – Vol. 22. – N 11. – P. 6059-6086. https://doi.org/10.5194/hess-22-6059-2018.

Bennett J.P. Concepts of mathematical modeling of sediment yield // Water Resources
Research. – 1974. – Vol. 10. – № 3. – P. 485-492. https://doi.org/10.1029/WR010i003p00485.

116. Berger C., McArdell B.W., Schlunegger F. Sediment transfer patterns at the Illgraben catchment, Switzerland: Implications for the time scales of debris flow activities // Geomorphology. – 2011. – Vol. 125. – N_{2} 3. – P. 421-432. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.10.019.

117. Beylich A.A., Kneisel C. Sediment Budget and Relief Development in Hrafndalur,
Subarctic Oceanic Eastern Iceland // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. – 2009. – Vol. 41. – № 1.
– P. 3-17. https://doi.org/10.1657/1523-0430-41.1.3.

118. Borga M., Stoffel M., Marchi L., Marra F., Jakob M. Hydrogeomorphic response to extreme rainfall in headwater systems: Flash floods and debris flows // Journal of Hydrology. – 2014. –

Vol. 518. – № PB. – P. 194-205. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.05.022.

119. Bosco C., Rigo D. De, Dewitte O., Poesen J., Panagos P. Modelling soil erosion at European scale: Towards harmonization and reproducibility // Natural Hazards and Earth System Sciences. – 2015. – Vol. 15. – № 2. – P. 225-245. https://doi.org/10.5194/nhess-15-225-2015.

120. Bouilloud L., Delrieu G., Boudevillain B., Zanon F., Borga M. Radar rainfall estimation for the post-event analysis of a Slovenian flash-flood case: application of the mountain reference technique at C-band frequency // Hydrology and Earth System Sciences Discussions. – 2009. – Vol. 6. – $N_{\rm P}$ 1. – P. 667-696. https://doi.org/10.5194/hessd-6-667-2009.

Box G.E.P., Jenkins G.M., Reinsel G.C. Time series analysis: forecasting and control. –
3rd. – New Jersey: Prentice-Hall, Inc., 1994. – 598 p.

122. Bracken L.J., Wainwright J., Ali G.A., Tetzlaff D., Smith M.W., Reaney S.M., Roy A.G. Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, pathways and future agendas // Earth-Science Reviews. – 2013. – Vol. 119. – P. 17-34. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.02.001.

123. Bruijnzeel L.A. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? // Agriculture, Ecosystems & Environment. – 2004. – Vol. 104. – № 1. – P. 185-228. https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.015.

Brune G.M. Trap efficiency of reservoirs // Transactions, American Geophysical Union.
- 1953. - Vol. 34. - № 3. - P. 407. https://doi.org/10.1029/TR034i003p00407.

125. Buffin-Bélanger T., Roy A.G., Kirkbride A.D. On large-scale flow structures in a gravelbed river // Geomorphology. – 2000. – Vol. 32. – № 3-4. – P. 417-435. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00106-3.

Bull L.J., Kirkby M.J. Gully processes and modelling // Progress in Physical Geography.
- 1997. - Vol. 21. - № 3. - P. 485-492.

127. Burnett A.W., Schumm S.A. Alluvial-River Response to Neotectonic Deformation in Louisiana and Mississippi // Science. – 1983. – Vol. 222. – № 4619. – P. 49-50. https://doi.org/10.1126/science.222.4619.49.

128. Caine N. The Rainfall Intensity - Duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. – 1980. – Vol. 62. – № 1-2. – P. 23-27. https://doi.org/10.1080/04353676.1980.11879996.

129. Carrivick J.L., Geilhausen M., Warburton J., Dickson N.E., Carver S.J., Evans A.J., Brown L.E. Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment // Geomorphology. – 2013. – Vol. 188. – P. 83-95. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.03.029.

130. Catalano R., Cicero G. Lo La Sicilia Occidentale // 79 Congresso Nazionale, Societ{à}
 Geologica Italiana, Field trip guide. – 1998. – Vol. 1.

131. Cavalli M., Goldin B., Comiti F., Brardinoni F., Marchi L. Assessment of erosion and deposition in steep mountain basins by differencing sequential digital terrain models // Geomorphology. – 2017. – Vol. 291. – P. 4-16. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.04.009.

132. Cerdan O., Govers G., Bissonnais Y. Le, Oost K. Van, Poesen J., Saby N., Gobin A., Vacca A., Quinton J., Auerswald K., Klik A., Kwaad F.J.P.M., Raclot D., Ionita I., Rejman J., Rousseva S., Muxart T., Roxo M.J., Dostal T. Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: A study based on erosion plot data // Geomorphology. – 2010. – Vol. 122. – № 1-2. – P. 167-177. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.06.011.

Cerdan O., Poesen J., Govers G., Saby N., Bissonnais Y. Le, Gobin A., Vacca A., 133. Quinton J., Auerswald K., Klik A., Kwaad F.F.P.M., Roxo M.J. Sheet and Rill Erosion // Soil Erosion UK: John Wiley & Sons. 2006. Europe. _ Chichester, Ltd. _ P. 501-513. in https://doi.org/10.1002/0470859202.ch38.

134. Chalov S.R., Golosov V.N., Tsyplenkov A.S., Theuring P., Zakerinejad R., Märker M., Samokhin M. A TOOLBOX FOR SEDIMENT BUDGET RESEARCH IN SMALL CATCHMENTS // GEOGRAPHY, ENVIRONMENT, SUSTAINABILITY. – 2017a. – Vol. 10. – № 4. – P. 43-68. https://doi.org/10.24057/2071-9388-2017-10-4-43-68.

135. Chalov S.R., Jarsjö J., Kasimov N.S., Romanchenko A.O., Pietroń J., Thorslund J., Promakhova E.V. Spatio-temporal variation of sediment transport in the Selenga River Basin, Mongolia and Russia // Environmental Earth Sciences. – 2014. – Vol. 73. – № 2. – P. 663-680. https://doi.org/10.1007/s12665-014-3106-z.

136. Chalov S.R., Tsyplenkov A.S. Short-term dynamics of river water turbidity // Geography and tourism. – 2018. – Vol. 6. – № 1. – P. 7-14. https://doi.org/10.5281/zenodo.1314006.

137. Chalov S.R., Tsyplenkov A.S., Pietron J., Chalova A.S., Shkolnyi D.I., Jarsjö J., Maerker M. Sediment transport in headwaters of a volcanic catchment—Kamchatka Peninsula case study // Frontiers of Earth Science. – 2017b. – Vol. 11. – № 3. – P. 565-578. https://doi.org/10.1007/s11707-016-0632-x.

138. Chen S.C., Lai Y.C. Sediment delivery and budgets in reservoir watersheds // Sediment Budgets / eds. Horowitz A.J., Walling D.E. – 2005. – Vol. 2. – P. 324-332.

139. Clifford N.J., Richards K.S., Brown R.A., Lane S.N. Scales of Variation of Suspended Sediment Concentration and Turbidity in a Glacial Meltwater Stream // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. – 1995. – Vol. 77. – № 1-2. – P. 45-65. https://doi.org/10.1080/04353676.1995.11880428.

140. Collins A.L., Walling D.E., Webb L., King P. Apportioning catchment scale sediment sources using a modified composite fingerprinting technique incorporating property weightings and prior information // Geoderma. – 2010. – Vol. 155. – № 3-4. – P. 249-261.

https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.12.008.

141. Conrad O., Bechtel B., Bock M., Dietrich H., Fischer E., Gerlitz L., Wehberg J.,
Wichmann V., Böhner J. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4 // Geoscientific
Model Development. – 2015. – Vol. 8. – № 7. – P. 1991-2007. https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015.

142. Coppus R., Imeson A.C. Extreme events controlling erosion and sediment transport in a semi-arid sub-andean valley // Earth Surface Processes and Landforms. – 2002. – Vol. 27. – № 13. – P. 1365-1375. https://doi.org/10.1002/esp.435.

143. Dadson S.J., Hovius N., Chen H., Dade W.B., Lin J.-C., Hsu M.-L., Lin C.-W., Horng M.-J., Chen T.-C., Milliman J., Stark C.P. Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt // Geology. – 2004. – Vol. 32. – № 8. – P. 733. https://doi.org/10.1130/G20639.1.

144. Dahlke H.E., Lyon S.W., Jansson P., Karlin T., Rosqvist G. Isotopic investigation of runoff generation in a glacierized catchment in northern Sweden // Hydrological Processes. – 2014. – Vol. 28. – № 3. – P. 1383-1398. https://doi.org/10.1002/hyp.9668.

145. Dahlke H.E., Lyon S.W., Stedinger J.R., Rosqvist G., Jansson P. Contrasting trends in floods for two sub-arctic catchments in northern Sweden – does glacier presence matter? // Hydrology and Earth System Sciences. – 2012. – Vol. 16. – № 7. – P. 2123-2141. https://doi.org/10.5194/hess-16-2123-2012.

146. Dedkov A.P., Moszherin V.I. Erosion and Sediment Runoff on the Earth. – Kazan: Izdvo Kazansk. un-ta, 1984. – 264 p.

147. Dedkov A.P., Moszherin V.I. Erosion and sediment yield in mountain regions of the world // Erosion Debris Flows and Environment in Mountain Regions. – 1992. – № 209. – P. 29-36.

148. Delmas M., Pak L.T., Cerdan O., Souchère V., Bissonnais Y. Le, Couturier A., Sorel L.
Erosion and sediment budget across scale: A case study in a catchment of the European loess belt //
Journal of Hydrology. – 2012. – Vols. 420-421. – P. 255-263.
https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.008.

149. Desmet P., Govers G. A GIs procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units // Journal of Soil and Water Conservation. – 1996. – Vol. 51. – N_{0} 5. – P. 427-433.

150. Desmet P.J.J., Govers G. GIS-based simulation of erosion and deposition patterns in an agricultural landscape: a comparison of model results with soil map information // Catena. – 1995. – Vol. $25. - N_{\odot} 1$ -4. – P. 389-401.

151. Douglas I. The impact of land-use changes, especially logging, shifting cultivation, mining and urbanization on sediment yields in humid tropical Southeast Asia: a review with special

reference to Borneo // IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences. – 1996. – Vol. 236. – № 236. – P. 463-472.

152. Dugan H.A., Lamoureux S.F., Lafrenière M.J., Lewis T. Hydrological and sediment yield response to summer rainfall in a small high Arctic watershed // Hydrological Processes. – 2009. – Vol. 23. – № 10. – P. 1514-1526. https://doi.org/10.1002/hyp.7285.

153. Eeckhaut M. Van Den, Hervás J., Jaedicke C., Malet J.-P., Montanarella L., Nadim F.
Statistical modelling of Europe-wide landslide susceptibility using limited landslide inventory data //
Landslides. – 2012. – Vol. 9. – № 3. – P. 357-369. https://doi.org/10.1007/s10346-011-0299-z.

154. Eisenlohr L., Bouzelboudjen M., Király L., Yvan Rossier Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst hydrogeological system // Journal of Hydrology. – 1997. – Vol. 202. – № 1-4. – P. 244-262. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00069-3.

Eusden J.D., Pettinga J.R., Campbell J.K. Structural collapse of a transpressive hanging-155. wall fault wedge, Charwell region of the Hope Fault, South Island, New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. _ 2005. Vol. 48. № 2. _ P. 295-309. _ _ https://doi.org/10.1080/00288306.2005.9515116.

156. Evrard O., Navratil O., Ayrault S., Ahmadi M., Némery J., Legout C., Lefèvre I., Poirel A., Bonté P., Esteves M. Combining suspended sediment monitoring and fingerprinting to determine the spatial origin of fine sediment in a mountainous river catchment // Earth Surface Processes and Landforms. -2011. - Vol. 36. - N 8. - P. 1072-1089. https://doi.org/10.1002/esp.2133.

157. Farnsworth K.L., Milliman J.D. Effects of climatic and anthropogenic change on small mountainous rivers: the Salinas River example // Global and Planetary Change. – 2003. – Vol. 39. – № 1-2. – P. 53-64. https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00017-1.

158.Ferro V., Porto P. Identifying a dominant discharge for natural rivers in southern Italy //Geomorphology.-2012.-Vols. 139-140.-P. 313-321.https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.035.

159. Fryirs K. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem // Earth Surface Processes and Landforms. – 2013. – Vol. 38. – № 1. – P. 30-46. https://doi.org/10.1002/esp.3242.

160. Fu B., Liu Y., Lü Y., He C., Zeng Y., Wu B. Assessing the soil erosion control service of ecosystems change in the Loess Plateau of China // Ecological Complexity. – 2011. – Vol. 8. – № 4. – P. 284-293. https://doi.org/10.1016/j.ecocom.2011.07.003.

161. Gao P., Josefson M. Event-based suspended sediment dynamics in a central New York
watershed // Geomorphology. – 2012. – Vols. 139-140. – P. 425-437.
https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.11.007.

162. Gariano S.L., Guzzetti F. Landslides in a changing climate // Earth-Science Reviews. -
2016. - Vol. 162. - P. 227-252. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.011.

163. Gaspar L., Lizaga I., Blake W.H., Latorre B., Quijano L., Navas A. Fingerprinting changes in source contribution for evaluating soil response during an exceptional rainfall in Spanish prepyrenees // Journal of Environmental Management. – 2019. – Vol. 240. – № November 2018. – P. 136-148. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2019.03.109.

164. Gaume E., Borga M. Post-flood field investigations in upland catchments after major flash floods: proposal of a methodology and illustrations // Journal of Flood Risk Management. – 2008. – Vol. 1. – \mathbb{N} 4. – P. 175-189. https://doi.org/10.1111/j.1753-318X.2008.00023.x.

165. Geilhausen M., Morche D., Otto J.-C., Schrott L. Sediment discharge from the proglacial zone of a retreating Alpine glacier // Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues. – 2013. – Vol. 57. – № 2. – P. 29-53. https://doi.org/10.1127/0372-8854/2012/S-00122.

166. Methods for the Estimation of Erosion, Sediment Transport and Deposition in Steep Mountain Catchments. A contribution to the International Sediment Initiative of UNESCO/International Hydrological Programme. – 2012. – 67 p.

167. Gippel C.J. Potential of turbidity monitoring for measuring the transport of suspended solids in streams // Hydrological Processes. – 1995. – Vol. 9. – № 1. – P. 83-97. https://doi.org/10.1002/hyp.3360090108.

168. Glade T. Landslide occurrence as a response to land use change: a review of evidence from New Zealand // CATENA. -2003. - Vol. 51. - No 3-4. - P. 297-314. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00170-4.

169. Golosov V.N., Walling D.E. Erosion and sediment problems: global hotspots. – Paris: United Nations Educational, Scientifc and Cultural Organization, 2019. – 40 p.

170. Göransson G., Larson M., Bendz D. Variation in turbidity with precipitation and flow in a regulated river system - river Göta Älv, SW Sweden // Hydrology and Earth System Sciences. – 2013.
– Vol. 17. – № 7. – P. 2529-2542. https://doi.org/10.5194/hess-17-2529-2013.

171. Gray J.R., Gartner J.W. Technological advances in suspended-sediment surrogate monitoring // Water Resources Research. – 2009. – Vol. 45. – № 4. https://doi.org/10.1029/2008WR007063.

172. Gurnell A., Hannah D., Lawler D. Suspended sediment yield from glacier basins // IAHS
Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences. – 1996. – Vol. 236.
– P. 97–104.

173. Haan C.T., Barfield B.J., Hayes J.C. Design hydrology and sedimentology for small catchments. – Academic Press, 1994. – 588 p.

174. Hallet B., Hunter L., Bogen J. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications // Global and Planetary Change. – 1996. – Vol. 12. – № 1-4.

- P. 213-235. https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00021-6.

175. Hamshaw S.D., Dewoolkar M.M., Schroth A.W., Wemple B.C., Rizzo D.M. A New Machine-Learning Approach for Classifying Hysteresis in Suspended-Sediment Discharge Relationships Using High-Frequency Monitoring Data // Water Resources Research. – 2018. – P. 1-19. https://doi.org/10.1029/2017WR022238.

176. Hargrove W.W., Hoffman F.M., Hessburg P.F. Mapcurves: A quantitative method for comparing categorical maps // Journal of Geographical Systems. – 2006. – Vol. 8. – № 2. – P. 187-208. https://doi.org/10.1007/s10109-006-0025-x.

177. Hiemstra P.H., Pebesma E.J., Twenhöfel C.J.W., Heuvelink G.B.M. Real-time automatic interpolation of ambient gamma dose rates from the Dutch radioactivity monitoring network // Computers & Geosciences. – 2009. – Vol. 35. – № 8. – P. 1711-1721. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.10.011.

178. Hinderer M. From gullies to mountain belts: A review of sediment budgets at various scales // Sedimentary Geology. – 2012. – Vol. 280. – P. 21-59. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.009.

179. 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. – P. 11-44. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.01.001.

180. Hodgkins R., Cooper R., Wadham J., Tranter M. Suspended sediment fluxes in a high-Arctic glacierised catchment: implications for fluvial sediment storage // Sedimentary Geology. – 2003.
– Vol. 162. – № 1-2. – P. 105-117. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00218-5.

181. Holm S. A Simple Sequentially Rejective Multiple Test Procedure // Scandinavian Journal of Statistics. – 1979. – Vol. 6. – № 2. – P. 65-70.

182. Hooke J.M. Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region // Geomorphology. - 2006. - Vol. 79. - No 3-4. - P. 311-335. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.036.

183. Horowitz A.J., Rinella F.A., Lamothe P., Miller T.L., Edwards T.K., Roche R.L., Rickert D.A. Variations in suspended sediment and associated trace element concentrations in selected riverine cross sections // Environmental Science & Technology. – 1990. – Vol. 24. – № 9. – P. 1313-1320. https://doi.org/10.1021/es00079a003.

184. Hovius N., Meunier P., Lin C.-W., Chen H., Chen Y.-G., Dadson S., Horng M.-J., Lines M. Prolonged seismically induced erosion and the mass balance of a large earthquake // Earth and Planetary Science Letters. $-2011. - Vol. 304. - N \ge 3-4. - P. 347-355.$ https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.005.

185. Howarth J.D., Fitzsimons S.J., Norris R.J., Jacobsen G.E. Lake sediments record cycles

of sediment flux driven by large earthquakes on the Alpine fault, New Zealand // Geology. – 2012. – Vol. 40. – № 12. – P. 1091-1094. https://doi.org/10.1130/G33486.1.

186. Huggett R.J. Fundamentals of geomorphology. – 2nd. – New York: Routledge, 2007. –458 p.

187. Iida T., Kajihara A., Okubo H., Okajima K. Effect of seasonal snow cover on suspended sediment runoff in a mountainous catchment // Journal of Hydrology. – 2012. – Vols. 428-429. – P. 116-128. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.029.

188. Ionita I. Gully development in the Moldavian Plateau of Romania // CATENA. – 2006.
– Vol. 68. – № 2-3. – P. 133-140. https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.04.008.

189. Ismail W.R. The impact of hill land clearance and urbanization on runoff and sediment yield of small catchments in Pulau Pinang, Malaysia // Human Impact on Erosion and Sedimentation. – IAHS Publ, 1997. – P. 91-100.

190. Jahn A. Slow Soil Movement in Tarfala Valley, Kebnekaise Mountains, Swedish Lapland // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. – 1991. – Vol. 73. – № 2. – P. 93-107. https://doi.org/10.1080/04353676.1991.11880334.

191. Jansen I.M.L., Painter R.B. Predicting sediment yield from climate and topography // Journal of Hydrology. – 1974. – Vol. 21. – № 4. – P. 371-380. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(74)80006-5.

192. Jansson P., Rosqvist G., Schneider T. Glacier fluctuations, suspended sediment flux and glacio-lacustrine sediments // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. – 2005. – Vol. 87. – N 1. – P. 37-50.

193. Jaoshvili S. The rivers of the Black Sea // EEA Technical report 71. – 2002. – № 71. –
P. 58.

194. Johnson R.C. Suspended sediment from two small upland drainage basins : using variability as an indicator of change // Variability in Stream Erosion and Sediment Transport (Proceedings of the Canberra Symposium December 1994). – IAHS Publ, 1994. – P. 403-410.

195. Jomier H. Sediment dynamics of the Kebnekaise. – Stockholm University, 2019. – 46 p.

196. Jones J.A.A. Climate change and sustainable water resources: placing the threat of global warming in perspective // Hydrological Sciences Journal. – 1999. – Vol. 44. – № 4. – P. 541-557. https://doi.org/10.1080/02626669909492251.

197. Kämäri M., Tattari S., Lotsari E., Koskiaho J., Lloyd C.E.M. High-frequency monitoring reveals seasonal and event-scale water quality variation in a temporally frozen river // Journal of Hydrology. – 2018. – Vol. 564. – P. 619-639. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.07.037.

198. Keefer D.K. Landslides caused by earthquakes // Geological Society of America Bulletin.
 - 1984. - Vol. 95. - № 4. - P. 406. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<406:LCBE>2.0.CO;2.

199. Klein M. Anti clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms: Holbeck catchment; Yorkshire, England // Catena. – 1984. – Vol. 11. – № 2-3. – P. 251-257. https://doi.org/10.1016/0341-8162(84)90014-6.

200. Koiter A.J., Owens P.N., Petticrew E.L., Lobb D.A. The behavioural characteristics of sediment properties and their implications for sediment fingerprinting as an approach for identifying sediment sources in river basins // Earth-Science Reviews. – 2013. – Vol. 125. – P. 24-42. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.009.

201. Koons P.O., Norris R.J., Craw D., Cooper A.F. Influence of exhumation on the structural evolution of transpressional plate boundaries: An example from the Southern Alps, New Zealand // Geology. -2003. - Vol. 31. - N $_{2}$ 1. - P. 3. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0003:IOEOTS>2.0.CO;2.

202. Korup O., McSaveney M.J., Davies T.R.. Sediment generation and delivery from large historic landslides in the Southern Alps, New Zealand // Geomorphology. – 2004. – Vol. 61. – № 1-2. – P. 189-207. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.01.001.

203. Krajewski W.F., Smith J.A. Radar hydrology: Rainfall estimation // Advances in Water Resources. – 2002. – Vol. 25. – № 8-12. – P. 1387-1394. https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00062-3.

204. Kuhn N.J., Yair A., Grubin M.K. Spatial distribution of surface properties, runoff generation and landscape development in the Zin Valley Badlands, northern Negev, Israel // Earth Surface Processes and Landforms. – 2004. – Vol. 29. – № 11. – P. 1417-1430. https://doi.org/10.1002/esp.1115.

205. Kuznetsova Y., Golosov V., Tsyplenkov A., Ivanova N. Quantifying channel bank erosion of a small mountain river in Russian wet subtropics using erosion pins // Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences. – 2019. – Vol. 381. – P. 79-86. https://doi.org/10.5194/piahs-381-79-2019.

206. Langbein W.B., Schumm S.A. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation // Transactions, American Geophysical Union. – 1958. – Vol. 39. – № 6. – P. 1076. https://doi.org/10.1029/TR039i006p01076.

207. Langlois J.L., Johnson D.W., Mehuys G.R. Suspended sediment dynamics associated with snowmelt runoff in a small mountain stream of Lake Tahoe (Nevada) // Hydrological Processes. – 2005. – Vol. 19. – № 18. – P. 3569-3580. https://doi.org/10.1002/hyp.5844.

208. Lantz B. The impact of sample non-normality on ANOVA and alternative methods // British Journal of Mathematical and Statistical Psychology. – 2013. – Vol. 66. – № 2. – P. 224-244. https://doi.org/10.1111/j.2044-8317.2012.02047.x.

209. Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Petrakov D.A., Popov G.A., Popovnin V. V. Ice thickness,

volume and subglacial relief of Djankuat Glacier (Central Caucasus) // Ice and Snow. -2015. - Vol. 128. $- N_{\odot} 4$. - P. 7. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-4-7-19.

210. Lawler D.M., Petts G.E., Foster I.D.L., Harper S. Turbidity dynamics during spring storm events in an urban headwater river system: The Upper Tame, West Midlands, UK // Science of the Total Environment. – 2006. – Vol. 360. – № 1-3. – P. 109-126. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2005.08.032.

211. Leopold L.B., Bull W.B. Base Level, Aggradation, and Grade // Proceedings of the American Philosophical Society. – 1979. – Vol. 123. – № 3. – P. 168-202.

212. Lewis J. Turbidity-Controlled Suspended Sediment Sampling for Runoff-Event Load Estimation // Water Resources Research. – 1996. – Vol. 32. – № 7. – P. 2299-2310. https://doi.org/10.1029/96WR00991.

213. 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. – P. 477-482. https://doi.org/10.1657/1523-0430(2005)037[0477:AESTEI]2.0.CO;2.

214. Liquete C., Canals M., Ludwig W., Arnau P. Sediment discharge of the rivers of Catalonia, NE Spain, and the influence of human impacts // Journal of Hydrology. – 2009. – Vol. 366. – № 1-4. – P. 76-88. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.013.

215. Lizaga I., Latorre B., Gaspar L., Navas A. fingerPro: An R package for sediment source tracing. – 2018. https://doi.org/10.5281/zenodo.1402029.

216. Lloyd C.E.M., Freer J.E., Johnes P.J., Collins A.L. Using hysteresis analysis of high-resolution water quality monitoring data, including uncertainty, to infer controls on nutrient and sediment transfer in catchments // Science of the Total Environment, The. – 2016. – Vol. 543. – P. 388-404. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.11.028.

217. López-Tarazón J.A., Batalla R.J., Vericat D., Francke T. Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: The River Isábena (Southern Pyrenees) // Geomorphology. – 2009. – Vol. 109. – № 3-4. – P. 210-221. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.03.003.

218. Lu X.X., Zhang S., Xu J. Climate change and sediment flux from the Roof of the World // Earth Surface Processes and Landforms. – 2010. – P. n/a-n/a. https://doi.org/10.1002/esp.1924.

219. Maetens W., Vanmaercke M., Poesen J., Jankauskas B., Jankauskiene G., Ionita I. Effects of land use on annual runoff and soil loss in Europe and the Mediterranean // Progress in Physical Geography. – 2012. – Vol. 36. – № 5. – P. 599-653. https://doi.org/10.1177/0309133312451303.

220. Magritskii D. V. Variations in sediment runoff in the lower reaches and the delta of the Kuban River in the XX–XXI centuries // Water Resources. – 2011. – Vol. 38. – № 6. – P. 709-719. https://doi.org/10.1134/S0097807811060108.

221. Maizels J.K. Proglacial Aggradation and Changes in Braided Channel Patterns During a

Period of Glacier Advance: An Alpine Example // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. – 1979. – Vol. 61. – № 1-2. – P. 87-101. https://doi.org/10.1080/04353676.1979.11879984.

222. Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach P. Landslides, earthquakes, and erosion // Earth and Planetary Science Letters. – 2004. – Vol. 229. – № 1-2. – P. 45-59. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.10.018.

223. Mangin A. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale // Journal of Hydrology. – 1984. – Vol. 67. – № 1-4. – P. 25-43. https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90230-0.

Mano V., Nemery J., Belleudy P., Poirel A. Assessment of suspended sediment transport in four alpine watersheds (France): influence of the climatic regime // Hydrological Processes. – 2009.
Vol. 23. – № 5. – P. 777-792. https://doi.org/10.1002/hyp.7178.

225. Mao L., Carrillo R. Temporal dynamics of suspended sediment transport in a glacierized Andean basin // Geomorphology. – 2017. – Vol. 287. – P. 116-125. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.003.

226. Mao L., Cavalli M., Comiti F., Marchi L., Lenzi M.A., Arattano M. Sediment transfer processes in two Alpine catchments of contrasting morphological settings // Journal of Hydrology. – 2009. – Vol. 364. – № 1-2. – P. 88-98. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.10.021.

227. Marchi L., Borga M., Preciso E., Gaume E. Characterisation of selected extreme flash floods in Europe and implications for flood risk management // Journal of Hydrology. – 2010. – Vol. 394. – № 1-2. – P. 118-133. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.017.

228. Masson-Delmotte V., Zhai P., Pörtner H.-O., Roberts D., Skea J., Shukla P.R., Pirani A., Moufouma-Okia W., Péan C., Pidcock R., Connors S., Matthews J.B.R., Chen Y., Zhou X., Gomis M.I., Lonnoy E., Maycock T., Tignor M., Waterfield T. Global warming of 1.5°C. – 2018.

229. Mayaud C., Wagner T., Benischke R., Birk S. Single event time series analysis in a binary karst catchment evaluated using a groundwater model (Lurbach system, Austria) // Journal of Hydrology. – 2014. – Vol. 511. – P. 628-639. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.024.

230. McCool D.K., Brown L.C., Foster G.R., Mutchler C.K., Meyer L.D. Revised slope steepness factor for the Universal Soil Loss Equation // Trans. ASAE. – 1987. – Vol. 30. – № 5. – P. 1387-1396.

231. Merritt W.S., Letcher R.A., Jakeman A.J. A review of erosion and sediment transport models // Environmental Modelling and Software. – 2003. – Vol. 18. – № 8-9. – P. 761-799. https://doi.org/10.1016/S1364-8152(03)00078-1.

232. Messenzehl 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.

https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.05.033.

233. Metcalfe A. V., Cowpertwait P.S.P. Introductory Time Series with R. – New York, NY: Springer New York, 2009. – 254 p. https://doi.org/10.1007/978-0-387-88698-5.

234. Meybeck M., Green P., Vörösmarty C. A New Typology for Mountains and Other Relief Classes // Mountain Research and Development. – 2001. – Vol. 21. – № 1. – P. 34-45. https://doi.org/10.1659/0276-4741(2001)021[0034:ANTFMA]2.0.CO;2.

235. Milliman J.D. Sediment discharge to the ocean from small mountainous rivers: The New Guinea example // Geo-Marine Letters. – 1995. – Vol. 15. – № 3-4. – P. 127-133. https://doi.org/10.1007/BF01204453.

236. Milliman J.D., Farnsworth K.L. River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis. – Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, 2011. – 384 p.

237. Milliman J.D., Syvitski J.P.M. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers // The Journal of Geology. – 1992. – Vol. 100.
– № 5. – P. 525-544. https://doi.org/10.1086/629606.

238. Mills H.H. Some implications of sediment studies for glacial erosion on Mount Rainier,
Washington // Northwest Sci. – 1979. – Vol. 53. – № 3. – P. 190-199.

239. Molnar P., Anderson R.S., Anderson S.P. Tectonics, fracturing of rock, and erosion // Journal of Geophysical Research. – 2007. – Vol. 112. – № F3. – P. F03014. https://doi.org/10.1029/2005JF000433.

240. Montgomery D.R., Brandon M.T. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges // Earth and Planetary Science Letters. – 2002. – Vol. 201. – № 3-4. – P. 481-489. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00725-2.

241. Montz B.E., Gruntfest E. Flash flood mitigation: recommendations for research and applications // Environmental Hazards. – 2002. – Vol. 4. – № 1. – P. 15-22. https://doi.org/10.3763/ehaz.2002.0402.

242. Moore R.D., Fleming S.W., Menounos B., Wheate R., Fountain A., Stahl K., Holm K., Jakob M. Glacier change in western North America: influences on hydrology, geomorphic hazards and water quality // Hydrological Processes. $-2009. - Vol. 23. - N \ge 1. - P. 42-61.$ https://doi.org/10.1002/hyp.7162.

243. Morehead M.D., Syvitski J.P., Hutton E.W.H., Peckham S.D. Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins // Global and Planetary Change. – 2003. – Vol. 39. – № 1-2. – P. 95-110. https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00019-5.

244. Musgrave G.W. The quantitative evaluation of factors in water erosion, a first approximation // Journal of soil and water conservation. $-1947. - Vol. 2. - N_{\odot} 3. - P. 133-138.$

245. Nadal-Romero E., Martínez-Murillo J.F., Vanmaercke M., Poesen J. Scale-dependency

of sediment yield from badland areas in Mediterranean environments // Progress in Physical Geography. – 2011. – Vol. 35. – № 3. – P. 297-332. https://doi.org/10.1177/0309133311400330.

246. Naipal V., Reick C., Pongratz J., Oost K. Van Improving the global applicability of the RUSLE model - Adjustment of the topographical and rainfall erosivity factors // Geoscientific Model Development. – 2015. – Vol. 8. – № 9. – P. 2893-2913. https://doi.org/10.5194/gmd-8-2893-2015.

247. Nearing M.A. A single, continuous function for slope steepness influence on soil loss // Soil Science Society of America Journal. – 1997. – Vol. 61. – № 3. – P. 917-919.

248. Nelson E.J., Booth D.B. Sediment sources in an urbanizing, mixed land-use watershed // Journal of Hydrology. – 2002. – Vol. 264. – № 1-4. – P. 51-68. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00059-8.

249. Norrbin J. Vattenföring och slamtransport i Tarfala och Ladtjojåkka 1960–1967. – Stockholm University, 1973. – 99 p.

250. O'Farrell C.R., Heimsath A.M., Lawson D.E., Jorgensen L.M., Evenson E.B., Larson G., Denner J. Quantifying periglacial erosion: insights on a glacial sediment budget, Matanuska Glacier, Alaska // Earth Surface Processes and Landforms. – 2009. – Vol. 34. – № 15. – P. 2008-2022. https://doi.org/10.1002/esp.1885.

251. Oeurng C., Sauvage S., Sánchez-Pérez J.-M. Dynamics of suspended sediment transport and yield in a large agricultural catchment, southwest France // Earth Surface Processes and Landforms. – 2010. – Vol. 35. – № 11. – P. 1289-1301. https://doi.org/10.1002/esp.1971.

252. Oliver M.A., Webster R. A tutorial guide to geostatistics: Computing and modelling variograms and kriging // CATENA. – 2014. – Vol. 113. – P. 56-69. https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.09.006.

253. Olley J.M., Murray A.S., Mackenzie D.H., Edwards K. Identifying sediment sources in a gullied catchment using natural and anthropogenic radioactivity // Water Resources Research. – 1993. – Vol. 29. – № 4. – P. 1037-1043. https://doi.org/10.1029/92WR02710.

254. Oswood M.W., Milner A.M., Irons J.G. Climate Change and Alaskan Rivers and Streams
// Global Climate Change and Freshwater Ecosystems. – New York, NY: Springer New York, 1992. –
P. 192-210. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-2814-1_9.

255. Otto J.-C. Proglacial Lakes in High Mountain Environments // Geomorphology of Proglacial Systems / eds. Heckmann T., Morche D. – 2019. – P. 231-247. https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4_14.

256. Ouimet W.B., Whipple K.X., Royden L.H., Sun Z., Chen Z. The influence of large landslides on river incision in a transient landscape: Eastern margin of the Tibetan Plateau (Sichuan, China) // Geological Society of America Bulletin. – 2007. – Vol. 119. – № 11-12. – P. 1462-1476. https://doi.org/10.1130/B26136.1.

257. Owens P.N., Blake W.H., Giles T.R., Williams N.D. Determining the effects of wildfire on sediment sources using 137Cs and unsupported 210Pb: the role of landscape disturbances and driving forces // Journal of Soils and Sediments. – 2012. – Vol. 12. – $N_{\rm D}$ 6. – P. 982-994. https://doi.org/10.1007/s11368-012-0497-x.

258. Panagos P. et al. Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records // Scientific Reports. – 2017. – Vol. 7. – № 1. – P. 4175. https://doi.org/10.1038/s41598-017-04282-8.

259. Panagos P., Ballabio C., Borrelli P., Meusburger K., Klik A., Rousseva S., Tadić M.P., Michaelides S., Hrabalíková M., Olsen P., Aalto J., Lakatos M., Rymszewicz A., Dumitrescu A., Beguería S., Alewell C. Rainfall erosivity in Europe // Science of the Total Environment. – 2015a. – Vol. 511. – P. 801-814. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.01.008.

260. Panagos P., Borrelli P., Meusburger K. A New European Slope Length and Steepness Factor (LS-Factor) for Modeling Soil Erosion by Water // Geosciences. – 2015. – Vol. 5. – P. 117-126. https://doi.org/10.3390/geosciences5020117.

261. 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. – 2015b.
– Vol. 48. – P. 38-50. https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2015.05.021.

262. Panagos P., Meusburger K., Liedekerke M. Van. Alewell C. Hiederer R., Montanarella L. Assessing soil erosion in Europe based on data collected through a European network // Soil Science and Plant Nutrition. _ 2014. _ Vol. 60. _ № 1. P. 15-29. https://doi.org/10.1080/00380768.2013.835701.

263. Peel M.C., Finlayson B.L., Mcmahon T.A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification // Hydrol. Earth Syst. Sci. – 2007. – Vol. 11. – P. 1633-1644.

264. Pelletier J.D. A spatially distributed model for the long-term suspended sediment discharge and delivery ratio of drainage basins // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. – 2012. – Vol. 117. – № 2. – P. 1-15. https://doi.org/10.1029/2011JF002129.

265. Petrović A., Kostadinov S., Dragićević S. The Inventory and Characterization of Torrential Flood Phenomenon in Serbia // Polish Journal of Environmental Studies. – 2014. – Vol. 23. – № 3.

266. Phillips J.D. Fluvial sediment budgets in the North Carolina Piedmont // Geomorphology.
– 1991. – Vol. 4. – № 3-4. – P. 231-241. https://doi.org/10.1016/0169-555X(91)90006-V.

267. Phillips J.M., Russell M.A., Walling D.E. Time-integrated sampling of fluvial suspended sediment: a simple methodology for small catchments // Hydrological Processes. – 2000. – Vol. 14. – № 14. – P. 2589-2602. https://doi.org/10.1002/1099-1085(20001015)14:14<2589::AID-HYP94>3.0.CO;2-D.

268. Phillips L.F., Schumm S.A. Effect of regional slope on drainage networks // Geology. – 1987. – Vol. 15. – № 9. – P. 813. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<813:EORSOD>2.0.CO;2.

269. Piégay H., Walling D.E., Landon N., He Q., Liébault F., Petiot R. Contemporary changes in sediment yield in an alpine mountain basin due to afforestation (the upper Drôme in France) // CATENA. – 2004. – Vol. 55. – № 2. – P. 183-212. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(03)00118-8.

270. Prosser I.P., Rustomji P. Sediment transport capacity relations for overland flow // Progress in Physical Geography. – 2000. – Vol. 24. – № 2. – P. 179-193.

271. Prosser I.P., Young B., Rustomji P., Hughes A., Moran C. A model of river sediment budgets as an element of river health assessment // Proceedings of the International Congress on Modelling and Simulation (MODSIM'2001), December. – 2001. – P. 10-13.

272. Raab G., Scarciglia F., Norton K., Dahms D., Brandová D., Castro Portes R. de, Christl M., Ketterer M.E., Ruppli A., Egli M. Denudation variability of the Sila Massif upland (Italy) from decades to millennia using 10 Be and 239+240 Pu // Land Degradation & Development. – 2018. – Vol. 29. – № 10. – P. 3736-3752. https://doi.org/10.1002/ldr.3120.

273. Rapp A. Avalanche Boulder Tongues in Lappland // Geografiska Annaler. – 1959. –
 Vol. 41. – № 1. – P. 34-48. https://doi.org/10.1080/20014422.1959.11904378.

274. Rapp A., Strömquist L., Stromquist L. Slope Erosion due to Extreme Rainfall in the Scandinavian Mountains // Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography. – 1976. – Vol. 58. – № 3. – P. 193. https://doi.org/10.2307/520932.

275. Rascher E., Rindler R., Habersack H., Sass O. Impacts of gravel mining and renaturation measures on the sediment flux and budget in an alpine catchment (Johnsbach Valley, Austria) // Geomorphology. – 2018. – Vol. 318. – P. 404-420. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.07.009.

276. Rasmussen P.P., Gray J.R., Glysson G.D., Ziegler A.C. Guidelines and procedures for computing time-series suspended-sediment concentrations and loads from in-stream turbidity-sensor and streamflow data: Techniques and Methods 3–C4 // Book 3, Applications of Hydraulics Section C, Sediment and Erosion Techniques. – 2009. – P. 53.

277. Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) // Agricultural Handbook No. 703. – 1997. – P. 404. https://doi.org/DC0-16-048938-5 65–100.

278. Renard K.G., Freimund J.R. Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE // Journal of Hydrology. -1994. - Vol. 157. - No 1-4. - P. 287-306. https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90110-4.

279. Renwick W.H., Smith S. V., Bartley J.D., Buddemeier R.W. The role of impoundments in the sediment budget of the conterminous United States // Geomorphology. – 2005. – Vol. 71. – № 1-

2. – P. 99-111. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.01.010.

280. Restrepo J.., Kjerfve B. Magdalena river: interannual variability (1975–1995) and revised water discharge and sediment load estimates // Journal of Hydrology. -2000. - Vol. 235. - N = 1-2. - P. 137-149. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00269-9.

281. Restrepo J.D., Syvitski J.P.M. Assessing the Effect of Natural Controls and Land Use Change on Sediment Yield in a Major Andean River: The Magdalena Drainage Basin, Colombia // AMBIO: A Journal of the Human Environment. – 2006. – Vol. 35. – № 2. – P. 65-74. https://doi.org/10.1579/0044-7447(2006)35[65:ATEONC]2.0.CO;2.

282. Rets E., Chizhova J.N., Loshakova N., Tokarev I., Kireeva M.B., Budantseva N.A., Vasil'chuk Y.K., Frolova N., Popovnin V., Toropov P., Terskaya E., Smirnov A.M., Belozerov E., Karashova M. Using isotope methods to study alpine headwater regions in the Northern Caucasus and Tien Shan // Frontiers of Earth Science. -2017. - Vol. 11. - No 3. - P. 531-543. https://doi.org/10.1007/s11707-017-0668-6.

283. Rets E., Kireeva M. Hazardous hydrological processes in mountainous areas under the impact of recent climate change: case study of Terek River basin. In: Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources // IAHS Publ. – 2010. – Vol. 340. – P. 126-134.

284. Rets E.P., Popovnin V. V., Toropov P.A., Smirnov A.M., Tokarev I. V., Chizhova J.N., Budantseva N.A., Vasilchuk Y.K., Kireeva M.B., Ekaykin A.A., Veres A.N., Aleynikov A.A., Frolova N.L., Tsyplenkov A.S., Poliukhov A.A., Chalov S.R., Aleshina M.A., Kornilova E.D. Djankuat glacier station in the North Caucasus, Russia: a database of glaciological, hydrological, and meteorological observations and stable isotope sampling results during 2007–2017 // Earth System Science Data. – 2019. – Vol. 11. – No 3. – P. 1463-1481. https://doi.org/10.5194/essd-11-1463-2019.

285. Riebe C.S., Kirchner J.W., Finkel R.C. Erosional and climatic effects on long-term chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes // Earth and Planetary Science Letters. – 2004. – Vol. 224. – № 3-4. – P. 547-562. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.019.

286. Rodda H.J.E., Little M.A. Understanding Mathematical and Statistical Techniques in Hydrology. – Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd, 2015. – 302 p. https://doi.org/10.1002/9781119077985.

287. Roo A.P.J. De, Jetten V.G. Calibrating and validating the LISEM model for two data sets from the Netherlands and South Africa // Catena. – 1999. – Vol. 37. – № 3-4. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(99)00034-X.

288. Rossa A.M., Laudanna Del Guerra F., Borga M., Zanon F., Settin T., Leuenberger D. Radar-driven high-resolution hydro-meteorological forecasts of the 26 September 2007 Venice flash flood // Journal of Hydrology. – 2010. – Vol. 394. – № 1-2. – P. 230-244. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.08.035. 289. Rotigliano E., Agnesi V., Cappadonia C., Conoscenti C. The role of the diagnostic areas in the assessment of landslide susceptibility models: A test in the sicilian chain // Natural Hazards. – 2011. – Vol. 58. – № 3. – P. 981-999. https://doi.org/10.1007/s11069-010-9708-1.

290. Rovira A., Batalla R.J., Sala M. Response of a river sediment budget after historical gravel mining (the lower Tordera, NE Spain) // River Research and Applications. -2005. - Vol. 21. - N 7. - P. 829-847. https://doi.org/10.1002/rra.885.

291. Rybak O.O., Rybak E.A. Model-based calculations of surface mass balance of mountain glaciers for the purpose of water consumption planning: focus on Djankuat Glacier (Central Caucasus) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2018. – Vol. 107. – P. 012041. https://doi.org/10.1088/1755-1315/107/1/012041.

292. Schliep K., Hechenbichler K. kknn: Weighted k-Nearest Neighbors. – 2016.

293. Schneider T., Bronge C. Suspended Sediment Transport in the Storglaciären Drainage Basin // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. – 1996. – Vol. 78. – № 2-3. – P. 155-161. https://doi.org/10.1080/04353676.1996.11880461.

294. Sidorchuk A.Y. High-frequency variability of aggregate transport under water erosion of well-structured soils // Eurasian Soil Science. – 2009. – Vol. 42. – № 5. – P. 543-552. https://doi.org/10.1134/S106422930905010X.

295. Singh P., Haritashya U.K., Ramasastri K.S., Kumar N. Diurnal variations in discharge and suspended sediment concentration, including runoff-delaying characteristics, of the Gangotri Glacier in the Garhwal Himalayas // Hydrological Processes. – 2005. – Vol. 19. – № 7. – P. 1445-1457. https://doi.org/10.1002/hyp.5583.

296. Slaymaker O. A global perspective on denudation data, primarily specific sediment yield in mountainous regions // Landform Analysis. – 2018. – Vol. 36. – P. 19-31. https://doi.org/10.12657/landfana.036.003.

297. Hysep: a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. – 1996.– 46 p.

298. Stokes C.R., Popovnin V., Aleynikov A., Gurney S.D., Shahgedanova M. Recent glacier retreat in the Caucasus Mountains, Russia, and associated increase in supraglacial debris cover and supra-/proglacial lake development // Annals of Glaciology. – 2007. – Vol. 46. – № 5642 m. – P. 195-203. https://doi.org/10.3189/172756407782871468.

299. Stott T.A., Grove J.R. Short-term discharge and suspended sediment fluctuations in the proglacial Skeldal River, north-east Greenland // Hydrological Processes. – 2001. – Vol. 15. – № 3. – P. 407-423. https://doi.org/10.1002/hyp.156.

300. Stott T.A., Mount N.J. The impact of rainstorms on short-term spatial and temporal patterns of suspended sediment transfer over a proglacial zone, Ecrins National Park, France. // Effects

of River Sediments and Channel Processes on Social, Economic and Environmental Safety, Proceedings of the Tenth International Symposium on River Sedimentation. – Moscow, 2007a. – P. 259-266.

301. Stott T.A., Mount N.J. Alpine proglacial suspended sediment dynamics in warm and cool ablation seasons: Implications for global warming // Journal of Hydrology. – 2007b. – Vol. 332. – № 3-4. – P. 259-270. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.07.001.

302. Sun L., Yan M., Cai Q., Fang H. Suspended sediment dynamics at different time scales in the Loushui River, south-central China // CATENA. – 2016. – Vol. 136. – P. 152-161. https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.02.014.

303. Sutula M., Bianchi T.S., McKee B. a. Effect of seasonal sediment storage in the lower Mississippi River on the flux of reactive particulate phosphorus to the Gulf of Mexico // Limnology and Oceanography. -2004. - Vol. 49. - N $_{2}$ 6. - P. 2223-2235. https://doi.org/10.4319/lo.2004.49.6.2223.

304. Syvitski J.P.M. Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean // Science. – 2005. – Vol. 308. – № 5720. – P. 376-380. https://doi.org/10.1126/science.1109454.

305. Syvitski J.P.M., Milliman J.D. Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean // Journal of Geology. $-2007. - N_{\text{P}} 115. - P. 1-19.$

306. Takei A. Interdependence of sediment budget between individual torrents and riversystem // Interpraevent. – Villach, Austria, 1984. – Vol. 2. – P. 35-48.

307. Takken I., Beuselinck L., Nachtergaele J., Govers G., Poesen J., Degraer G. Spatial evaluation of a physically-based distributed erosion model (LISEM) // Catena. – 1999. – Vol. 37. – № 3-4. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(99)00031-4.

308. Tang C., Asch T.W.J. van, Chang M., Chen G.Q., Zhao X.H., Huang X.C. Catastrophic debris flows on 13 August 2010 in the Qingping area, southwestern China: The combined effects of a strong earthquake and subsequent rainstorms // Geomorphology. – 2012. – Vols. 139-140. – P. 559-576. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.021.

309. Toropov P.A., Shestakova A.A., Smirnov A.M. Methodological aspects of heat balance components estimation on mountain glaciers // Russian Journal of Earth Sciences. -2017. - Vol. 17. - No 4. - P. 1-9. https://doi.org/10.2205/2017ES000605.

310. Tsyplenkov A., Vanmaercke M., Golosov V. Contemporary suspended sediment yield of Caucasus mountains // Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences. – 2019. – Vol. 381. – P. 87-93. https://doi.org/10.5194/piahs-381-87-2019.

311. Valdes D., Dupont J.-P., Massei N., Laignel B., Rodet J. Investigation of karst hydrodynamics and organization using autocorrelations and T–ΔC curves // Journal of Hydrology. – 2006. – Vol. 329. – № 3-4. – P. 432-443. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.030.

312. Vanacker V., Blanckenburg F. von, Govers G., Molina A., Poesen J., Deckers J., Kubik P. Restoring dense vegetation can slow mountain erosion to near natural benchmark levels // Geology. $-2007. - Vol. 35. - N \cdot 4. - P. 303.$ https://doi.org/10.1130/G23109A.1.

313. Vanmaercke M., Kettner A.J., Eeckhaut M. Van Den, Poesen J., Mamaliga A., Verstraeten G., Rãdoane M., Obreja F., Upton P., Syvitski J.P.M., Govers G. Moderate seismic activity affects contemporary sediment yields // Progress in Physical Geography. – 2014a. – Vol. 38. – № 2. – P. 145-172. https://doi.org/10.1177/0309133313516160.

314. Vanmaercke M., Poesen J., Broeckx J., Nyssen J. Sediment yield in Africa // Earth-Science Reviews. – 2014b. – Vol. 136. – P. 350-368. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.06.004.

315. Vanmaercke M., Poesen J., Radoane M., Govers G., Ocakoglu F., Arabkhedri M. How long should we measure? An exploration of factors controlling the inter-annual variation of catchment sediment yield // Journal of Soils and Sediments. – 2012. – Vol. 12. – N $ext{ }$ 4. – P. 603-619. https://doi.org/10.1007/s11368-012-0475-3.

316. Vanmaercke M., Poesen J., Verstraeten G., Vente J. de, Ocakoglu F. Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency // Geomorphology. – 2011. – Vol. 130. – № 3-4. – P. 142-161. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.03.010.

317. Vasilchuk Y.K., Rets E.P., Chizhova J.N., Tokarev I.V., Frolova N.L., Budantseva N.A. Hydrograph Separation of the Dzhankuat River, North Caucasus, with the Use of Isotope Methods // Water resources and the regime of water bodies. – 2016. – Vol. 43. – $N_{0.6}$ – P. 847-861. https://doi.org/10.1134/S0097807816060087.

318. Vente J. de, Poesen J. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models // Earth-Science Reviews. – 2005. – Vol. 71. – № 1-2. – P. 95-125. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.002.

319. Vente J. de, Verduyn R., Verstraeten G., Vanmaercke M., Poesen J. Factors controlling sediment yield at the catchment scale in NW Mediterranean geoecosystems // Journal of Soils and Sediments. $-2011. - Vol. 11. - N_{\odot} 4. - P. 690-707$. https://doi.org/10.1007/s11368-011-0346-3.

320. Vercruysse K., Grabowski R.C., Rickson R.J. Suspended sediment transport dynamics in rivers: Multi-scale drivers of temporal variation // Earth-Science Reviews. – 2017. – Vol. 166. – P. 38-52. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.016.

321. 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. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.026.

322. Viney N.R., Sivapalan M. A conceptual model of sediment transport: Application to the Avon River Basin in Western Australia // Hydrological Processes. – 1999. – Vol. 13. – № 5. – P. 727-743. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<727::AID-HYP776>3.0.CO;2-D.

323. Wainwright J. Degrees of separation: Hillslope-channel coupling and the limits of palaeohydrological reconstruction // CATENA. – 2006. – Vol. 66. – № 1-2. – P. 93-106. https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.07.016.

324. Walling D.E. Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin // Water Resources Research. – 1977. – Vol. 13. – № 3. – P. 531-538. https://doi.org/10.1029/WR013i003p00531.

325. Walling D.E. The sediment delivery problem // Journal of Hydrology. – 1983. – Vol. 65.– P. 209-237.

326. Walling D.E. Suspended sediment yields in a changing environment // Changing River Channels. Wiley, Chichester. – 1995. – P. 149-176.

327. Walling D.E. Tracing suspended sediment sources in catchments and river systems // Science of The Total Environment. – 2005. – Vol. 344. – № 1-3. – P. 159-184. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2005.02.011.

328. Walling D.E. Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers // Geomorphology. – 2006. – Vol. 79. – N_{2} 3-4. – P. 192-216. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.019.

329. Walling D.E., Fang D. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers // Global and Planetary Change. – 2003. – Vol. 39. – № 1-2. – P. 111-126. https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00020-1.

330. Walling D.E., Kleo A.H.A. Sediment yields of rivers in areas of low precipitation: a global view // IAHS Publ. – 1979. – № 128. – P. 479-493.

331. Warburton J. An Alpine Proglacial Fluvial Sediment Budget // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. – 1990. – Vol. 72. – № 3-4. – P. 261-272. https://doi.org/10.1080/04353676.1990.11880322.

332. Ward P.J., Balen R.T. van, Verstraeten G., Renssen H., Vandenberghe J. The impact of land use and climate change on late Holocene and future suspended sediment yield of the Meuse catchment // Geomorphology. – 2009. – Vol. 103. – № 3. – P. 389-400. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.07.006.

333. Warrick J.A., Rubin D.M. Suspended-sediment rating curve response to urbanization and wildfire, Santa Ana River, California // Journal of Geophysical Research. – 2007. – Vol. 112. – № F2. –
P. F02018. https://doi.org/10.1029/2006JF000662.

334. Wasserstein R.L., Lazar N.A. The ASA's Statement on p -Values: Context, Process, and Purpose // The American Statistician. -2016. - Vol. 70. - No 2. - P. 129-133. https://doi.org/10.1080/00031305.2016.1154108.

335. Watthanacheewakul L. Comparisons of Power of Parametric and Nonparametric Test for

Testing Means of Several Weibull Populations // Proceedings of the International Multi-Conference of Engineers and Computer Scientist. – Hong Kong, 2011. – Vol. II. – P. 0-4.

336. Wheater H.S., Jakeman A.J., Beven K.J. Progress and directions in rainfall-runoff modelling // Modelling Change in Environmental Systems. – 1993. – P. 101-132.

337. Williams G.P. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers // Journal of Hydrology. – 1989. – Vol. 111. – № 1-4. – P. 89-106. https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90254-0.

338. Williams J.R. Chapter 25: The EPIC model. // Computer models of watershed hydrology / ed. Singh V.P. – Highlands Ranch, Colorado: Water Resources Publications, 1995. – P. 909-1000.

339. Willmott C.J. Some Comments on the Evaluation of Model Performance // Bulletin of the American Meteorological Society. – 1982. – Vol. 63. – № 11. – P. 1309-1313. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1982)063<1309:SCOTEO>2.0.CO;2.

340. Wilson L. Variations in mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation // American Journal of Science. – 1973. – Vol. 273. – № 4. – P. 335-349. https://doi.org/10.2475/ajs.273.4.335.

341. Wischmeier W.H., Smith D.D., Uhland R.E. Evaluation of factors in the soil loss equation // Agricultural Engineering. – 1958. – Vol. 39. – N_{2} 8. – P. 458-462.

342. Zeileis A., Grothendieck G. zoo : S3 Infrastructure for Regular and Irregular Time Series // Journal of Statistical Software. – 2005. – Vol. 14. – № 6. https://doi.org/10.18637/jss.v014.i06.

343. Zhang G., Yao T., Xie H., Wang W., Yang W. An inventory of glacial lakes in the Third Pole region and their changes in response to global warming // Global and Planetary Change. – 2015. – Vol. 131. – P. 148-157. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.05.013.

344. Zhang Q., Manzoni S., Katul G., Porporato A., Yang D. The hysteretic evapotranspiration-Vapor pressure deficit relation // Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. – 2014. – Vol. 119. – № 2. – P. 125-140. https://doi.org/10.1002/2013JG002484.

345. Zingg A.W. Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff // Agric. Engineering. – 1940. – Vol. 21. – P. 59-64.

346. Zuecco G., Penna D., Borga M., Meerveld H.J. van A versatile index to characterize hysteresis between hydrological variables at the runoff event timescale // Hydrological Processes. – 2016. – Vol. $30. - N_{2} 9. - P. 1449-1466$. https://doi.org/10.1002/hyp.10681.

347. Surface chemical analysis — Use of Total Reflection X-ray Fluorescence spectroscopy in biological and environmental analysis. Vol. 2015. – Geneva, CH, 2015. – 33 p.