

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
имени М.В. ЛОМОНОСОВА  
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

*На правах рукописи*

**Безухов Дмитрий Анатольевич**

**Рельеф как фактор эрозионно-аккумулятивных процессов в  
бассейнах малых рек южного мегасклона Русской равнины**

25.00.25 – Геоморфология и эволюционная география

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени  
кандидата географических наук

Научный руководитель:  
Доцент, доктор географических наук  
Голосов Валентин Николаевич

Москва – 2019

## СОДЕРЖАНИЕ

|  |     |
|--|-----|
| <b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....  | 4   |
| <b>ГЛАВА 1 РОЛЬ РЕЛЬЕФА В РАЗВИТИИ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ ОСВОЕННЫХ РАВНИН: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ</b> ..... | 9   |
| 1.1 Роль рельефа в процессах эрозии и аккумуляции.....   | 9   |
| 1.2 Эрозионно-аккумулятивные процессы на южном мегасклоне Русской равнины....  | 16  |
| <b>ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ</b> .....  | 25  |
| 2.1 Радиоцезиевый метод.....   | 26  |
| 2.2 Почвенно-морфологический метод .....   | 33  |
| 2.3 Крупномасштабное геоморфологическое картирование .....   | 35  |
| 2.4 Методы эрозионного моделирования.....  | 37  |
| 2.5 Методы дистанционного зондирования.....  | 39  |
| 2.6 Морфометрический метод.....  | 40  |
| 2.6.1 Вероятностный подход.....  | 42  |
| 2.6.2 Регрессионный анализ .....   | 47  |
| <b>ГЛАВА 3. РЕЛЬЕФ КАК ФАКТОР ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В БАССЕЙНАХ МАЛЫХ РЕК</b> .....   | 52  |
| 3.1 Краткая физико-географическая характеристика объектов исследований .....   | 52  |
| 3.2 Подходы к количественной оценке расчлененности рельефа междуречий.....   | 61  |
| 3.3 Влияние рельефа речных бассейнов на протекание эрозионно-аккумулятивных процессов.....   | 68  |
| <b>ГЛАВА 4. РЕЛЬЕФ КАК ФАКТОР ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ НА МАЛЫХ ВОДОСБОРАХ</b> .....   | 81  |
| 4.1 Оценка вероятности развития ложбин и крупных промоин на распаханых склонах малых водосборов.....   | 81  |
| 4.2 Оценка коэффициента доставки наносов для малых водосборов южного мегасклона Русской равнины .....  | 87  |
| 4.2.1 Оценка баланса наносов водосбора «Святой источник».....  | 87  |
| 4.2.2 Оценка доставки наносов малых водосборов.....  | 107 |

|   |            |
|---|------------|
| <b>ГЛАВА 5. ОПТИМИЗАЦИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ПАХОТНЫХ ЗЕМЕЛЬ НА<br/>ОСНОВЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ОЦЕНОК ПОТЕНЦИАЛЬНОГО СМЫВА<br/>ПОЧВЫ И РАСЧЕТА КОЭФФИЦИЕНТОВ ДОСТАВКИ НАНОСОВ.....</b> | <b>115</b> |
| <b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>   | <b>125</b> |
| <b>ЛИТЕРАТУРА .....</b>   | <b>127</b> |

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность темы.** Эрозионно-аккумулятивные процессы являются ведущим рельефообразующим агентом на освоенных землях умеренного климатического пояса в пределах Европейской части Российской Федерации. На территории южного мегасклона Русской равнины, покрытого мощным чехлом легкоразмываемых лессов и покровных суглинков, особенности протекания эрозионно-аккумулятивных процессов определяют пути и объемы перемещения наносов, а вместе с ними и различного рода загрязняющих веществ в речные системы. Кроме того, эти процессы во многих случаях являются природным фактором, ограничивающим сельскохозяйственное использование земель.

Рельеф является определяющим фактором темпов эрозионно-аккумулятивных процессов на обрабатываемых территориях. Одновременно рельеф наряду с растительным покровом являются важнейшими факторами, определяющими долю смытого с пашни материала, поступающего в днища долин водотоков. Исследуя геоморфологическое строение территории, возможно оценить объемы потенциальной доставки наносов со склонов междуречий в днища долин суходольной сети и постоянных водотоков, спрогнозировать развитие новых эрозионных форм рельефа, оценить эрозионный потенциал рельефа, что позволит разработать оптимальную стратегию землепользования для сохранения плодородия почв и качества поверхностных вод для территорий с высокой долей пахотных земель.

**Цель исследования.** Цель данного исследования – количественная оценка влияния морфометрических свойств рельефа территории на динамику и пространственную структуру эрозионно-аккумулятивных процессов и доставку наносов в днища сухих долин и постоянные водотоки на сельскохозяйственно освоенных территориях в условиях мегасклона Русской равнины, расположенных в пределах юга лесной, лесостепной и степной ландшафтных зон.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Изучение влияния морфологического строения междуречных пространств речных бассейнов малых рек на развитие эрозионно-аккумулятивных процессов и доставку наносов с пахотных земель в днища речных долин.
2. Оценка и прогноз развития линейных эрозионных форм рельефа на

распаханных склонах междуречий.

3. Создание математической модели доставки наносов со склонов в днища долин для малых распахиваемых водосборов южного мегасклона Русской равнины.

**Объект и состав исследования.** Для решения поставленных задач в качестве объектов исследования были выбраны бассейны пяти рек, расположенных в пределах возвышенностей различных ландшафтных зон южного мегасклона Русской равнины: р. Калаус и р. Кума (юг степной зоны, Ставропольская возвышенность), р. Медведица (приток р. Дон) (Приволжская возвышенность, север степной зоны), р. Ведуга (Среднерусская возвышенность, лесостепная зона), р. Иж (Вятско-Камское междуречье, юг лесной зоны), а также малый водосбор «Святой источник» бассейна р. Плава (Среднерусская возвышенность, лесостепная зона).

Исследования проводились в рамках двух различных масштабов организации флювиального рельефа: в качестве среднего масштаба был выбран уровень речных бассейнов, которые по величине занимаемой площади могут считаться бассейнами малых рек; в качестве крупного масштаба рассматривался уровень элементарных склоновых водосборов. В рамках среднемасштабных исследований изучалось морфологическое строение междуречных пространств, которое оценивалось на основе влияния их морфологии на эрозионные процессы и перераспределение наносов. Крупномасштабные исследования участков междуречий в бассейнах рек Ведуги и Медведицы проведены с целью оценки динамики и прогноза развития линейных эрозионных форм на пашне. Изучена связь коэффициентов доставки наносов с морфометрическими характеристиками малых распахиваемых водосборов, расположенных в пределах южного мегасклона Русской равнины.

В качестве источников исходных данных для исследований в среднем масштабе использовались цифровые модели рельефа SRTM версии №3, для крупного масштаба – топографические карты масштаба 1:10 000 конца 1980-х годов и крупномасштабные космические снимки высокого разрешения Bing. Также использовались материалы камеральных и экспедиционных исследований НИЛ эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, в сборе которых принимали участие автор и сотрудники кафедры ландшафтной экологии Казанского (Приволжского) федерального университета.

**Научная новизна.**

1. Разработана методика классификации междуречий по их эрозионному потенциалу рельефа и влиянию их морфологических особенностей на коэффициенты доставки наносов в постоянные водотоки, основанная на количественных показателях.
2. Усовершенствована методика оценки вероятности развития линейных эрозионных форм на распаханых междуречьях бассейнов малых рек с целью уточнения прогноза их линейного прироста.
3. Предложена эмпирическая математическая модель расчета коэффициента доставки наносов малых водосборов на основе их морфометрических характеристик, адаптированная для южного мегасклона Русской равнины.

#### **Защищаемые положения.**

1. Морфологический тип междуречий возвышенностей южного мегасклона Русской равнины не влияет на темпы плоскостного смыва на пашне.
2. Прирост линейных эрозионных форм рельефа на пашне определяется степенью расчлененности междуречных пространств и продолжительностью земледельческого освоения.
3. Коэффициент доставки наносов с пашни в гидрографическую сеть для водосборов южного мегасклона Русской равнины определяется их морфографией.

**Личный вклад автора.** Автором проведена количественная классификация рельефа междуречий речных бассейнов рек Калауса, Кумы, Ведуги, Ижа и Медведицы, дренирующих возвышенности южного мегасклона Русской равнины, расположенных на юге лесной, в лесостепной и степной зонах. Разработаны подходы к прогнозированию вероятности развития линейных эрозионных форм для распахиваемых склонов, которые реализованы для двух ключевых участков в бассейнах рек Ведуга и Медведица. Для малого водосбора «Святой источник» в бассейне р. Плава проведен комплекс полевых и камеральных исследований, позволивший оценить баланс наносов. Автором разработана эмпирико-математическая модель расчета коэффициентов доставки наносов для малых, преимущественно распахиваемых, водосборов южного мегасклона Русской равнины.

**Практическая значимость работы.** Полученные результаты могут

использоваться для оценки эрозионной опасности земель, оптимального выбора почвозащитных и водоохранных мероприятий при сельскохозяйственном использовании земель, а также для разработки стратегии землепользования и регулирования существующих видов землепользования. Разработанные подходы целесообразно применять при проведении экологических исследований, направленных на снижение поступления наносов и транспортируемых совместно с ними загрязняющих веществ в водотоки и водоемы.

**Апробация.** Основные результаты работы докладывались на следующих научных конференциях: Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике. Всероссийская конференция «VII Щукинские чтения» (Москва, 2015), 1st World Conference on Soil and Water Conservation under Global Change (CONSOWA) (Лерида, Испания, 2017), II-я Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием «Проблемы региональной экологии и географии» посвященной Году экологии и 55-летию высшего географического образования в Удмуртской республике (Ижевск, 2017), Национальная картографическая конференция — 2018 (Москва, 2018), «Ломоносовские чтения – 2019». Секция «География» (Москва, 2019), V Всероссийская научная конференции с международным участием «Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях» (Москва, 2019). В рамках подготовки диссертационной работы опубликовано 8 научных работ, в том числе 3 статьи в журналах из списка RSCI Web of Science и 5 тезисов докладов.

**Объем и структура.** Диссертационная работа состоит из 5 глав, введения, заключения (147 страниц текста), списка литературы (196 названий), содержит 49 рисунков и 12 таблиц.

**Благодарности.** Диссертационная работа выполнена в НИЛ лаборатории эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева географического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Автор выражает искреннюю благодарность доктору географических наук В.Н. Голосову за руководство при подготовке диссертационной работы, доктору географических наук В.Н. Панину за ценные советы и рекомендации, сотруднику кафедры картографии и геоинформатики А.Л. Энтину за участие в подготовке совместной публикации и ценные рекомендации, М.Д. Безуховой и Е.А. Безуховой за моральную поддержку, а

также всему коллективу НИЛ эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева  
МГУ им. М.В. Ломоносова.



# ГЛАВА 1. РОЛЬ РЕЛЬЕФА В РАЗВИТИИ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ ОСВОЕННЫХ РАВНИН: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ

## 1.1. Роль рельефа в процессах эрозии и аккумуляции

Рельеф земной поверхности по выражению С.С. Соболева является «вершителем судеб эрозионных процессов и сам в тоже время изменяется под влиянием этих процессов» (Соболев, 1948). От рельефа зависит скорость и направление движения стекающей воды, которая напрямую влияет на характер протекания эрозионно-аккумулятивных процессов. В общих чертах это влияние рельефа можно представить следующей схемой (рис. 1.1).

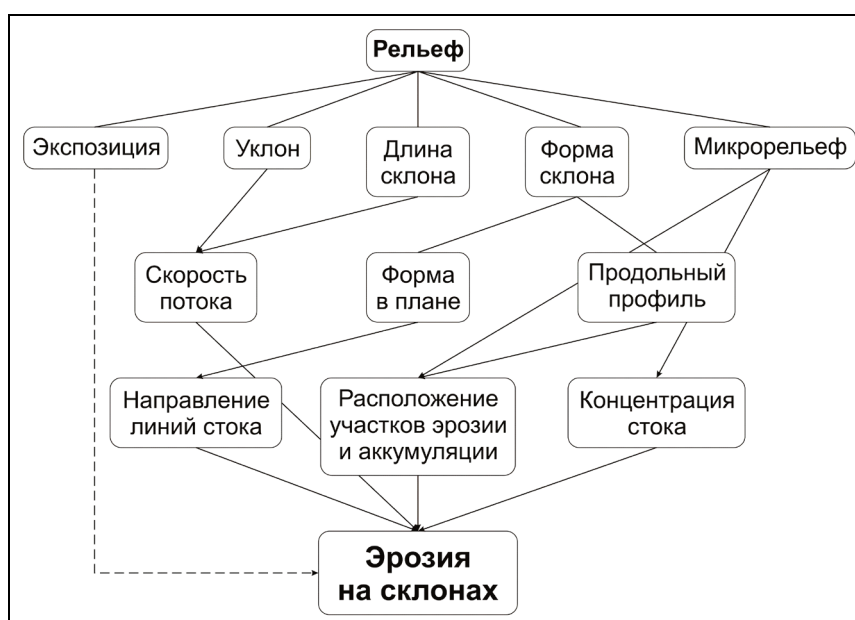


Рисунок 1.1 – Влияние рельефа на процессы склоновой эрозии (по Кузнецовой, 2011)

При дождевой эрозии склоны различной экспозиции оказываются увлажненными по-разному, в связи с чем варьируется густота растительного покрова. Рельеф не менее чем на 58% определяет интенсивность водной эрозии (Половинко, 2010). В горных районах Киргизии с недостаточным количеством осадков смыв со склонов северной экспозиции в 2-3 раза меньше, чем со склонов южной экспозиции (Кузнецов, Глазунов, 2004). В зимний период, вследствие преобладания южных ветров над северными в центральной части России, наветренные склоны южной экспозиции имеют меньшую мощность снежного покрова, чем северные. Такие склоны раньше освобождаются от снега в период весеннего снеготаяния, почва оттаивает раньше и

подвергается размыву талыми водами (Иванов, Кузнецова, 2003). На примере малых водосборов Тульской области установлено, что на склонах южной экспозиции эрозионные процессы протекают более интенсивно (Ермолаев, 2002; Геннадиев и др., 2010). Поэтому смыв со склонов южной экспозиции больше, чем со склонов северной экспозиции (табл. 1.1).

Таблица 1.1 – Доля средне- и сильносмытых дерново-подзолистых почв на склонах, %  
(Лидов, 1981)

| Экспозиция склона    | Крутизна склона, град. |     |     |     |
|----------------------|------------------------|-----|-----|-----|
|                      | 2–3                    | 3–4 | 4–5 | 5–6 |
| Южная и западная     | 2–3                    | 23  | 33  | 55  |
| Северная и восточная | 0                      | 17  | 15  | 14  |

Наиболее изученным фактом влияния рельефа земной поверхности на интенсивность смыва почвы является зависимость смыва от длины и крутизны склонов. Первая работа, посвященная этому аспекту, появилась в 1940 году. Ее автор по наблюдениям за стоковыми площадками в искусственных условиях пришел к выводу об увеличении смыва почвы в 2,6 раза при удвоении крутизны склона и об увеличении смыва в 3 раза при удвоении длины склона. Кроме того, было предложено эмпирическое уравнение (Zingg, 1940):

$$W = CL^{1.4}S^{1.6}, \quad (1.1)$$

где  $W$  – общий смыв почвы (фунт),

$L$  – длина склона (фут),

$S$  – крутизна склона (%),

$C$  – константа, зависящая от физико-географических параметров.

Недостаток этого метода оценки темпов смыва от длины и крутизны склонов – существенное занижение смыва при крутизне от 0 до 4%.

В 1947 году Масгрейвом было предложено альтернативное уравнение для расчета смыва почвы (Musgrave, 1947):

$$W = a + bS^n, \quad (1.2)$$

где  $S$  – крутизна склона,

$a, b, n$  – константы, зависящие от физико-географических условий.

Используя это уравнение, в 1948 году Смит и Уитт, анализируя результаты исследований на стоковых площадках, получили другое соотношение (Smith, Whitt, 1948).

$$W \approx 0.025 + 0.052S^{4/3}, \quad (1.3)$$

Смит и Уишмейер на основе семнадцати лет наблюдений за эрозией на склонах длиной 22,1 м, шириной 4,3 м и крутизной 3%, 8%, 13% и 18% в Висконсине установили параболическую зависимость смыва от крутизны склона (Smith, Wischmeier, 1957).

$$W \approx 0.0650 + 0.0453S + 0.00650S^2, \quad (1.4)$$

Также была получена зависимость вида:

$$W \approx L^m, \quad (1.5)$$

где  $L$  – длина склона,

$m$  – эмпирический коэффициент регрессии, варьирующийся в диапазоне от 0 до 0,9 (Smith, Wischmeier, 1957).

В 1965 году путем объединения этих уравнений теми же авторами предложено уравнение LS-фактора рельефа, которое стало частью универсального уравнения эрозии почвы (USLE) (Wischmeier, Smith, 1965):

$$W \approx L^{0.5} \frac{(0.43 + 0.3S + 0.043S^2)}{6.613}, \quad (1.6)$$

которое окончательно оформилось в виде соотношения:

$$LS = \left( \frac{L}{22.13} \right)^m \left( \frac{\sin \alpha}{\sin 5.143^\circ} \right)^n, \quad (1.7)$$

В дальнейшем предпринимались попытки пересмотреть зависимость крутизны склона выведены два уравнения для склонов с крутизной менее 9% и крутизной более 9%. Данные уравнения были включены в состав RUSLE – пересмотренном уравнении USLE (McCool et al., 1987):

$$S = 10.8 \sin \alpha + 0.03^\circ \text{ для } S < 9\%, \quad (1.8)$$

$$S = 16.8 \sin \alpha - 0.5^\circ \text{ для } S \geq 9\%, \quad (1.9)$$

Зависимость фактора  $S$  от крутизны склона становится линейной при крутизне от 9% до 55%, что было показано на примере исследований нескольких обрабатываемых участков Лёссового плато (Liu et al., 1994).

$$S = 21.91 \sin \alpha - 0.96 \text{ для } 9\% \leq S \leq 55\%, \quad (1.10)$$

В 90-е годы на фоне развития ГИС-технологий появилась возможность рассчитывать такие характеристики склонов, как плановую и профильную кривизну, плановую форму водосбора, а также рисунок речной сети. Поэтому эмпирическое уравнение для вычисления LS-фактора улучшилось в модели RUSLE путем включения факторов влияния выпуклости/вогнутости профиля склона (Renard et al., 1997). Для того, чтобы учесть влияние конвергенции водного потока коэффициент длины склона был заменен водосборной площадью (Moore and Burch, 1986). Модифицированное уравнение для вычисления LS-фактора точки на поверхности склона, с помощью которого решается проблема переоценки LS-фактора в верхних частях склонов и в днищах линейных эрозионных форм, приобрело следующий облик (Mitasova et. al., 1996):

$$LS(r) = (m+1) \left[ \frac{F(r)}{22.13} \right]^m \left[ \frac{\sin S(r)}{\sin 5.143^\circ} \right]^n, \quad (1.11)$$

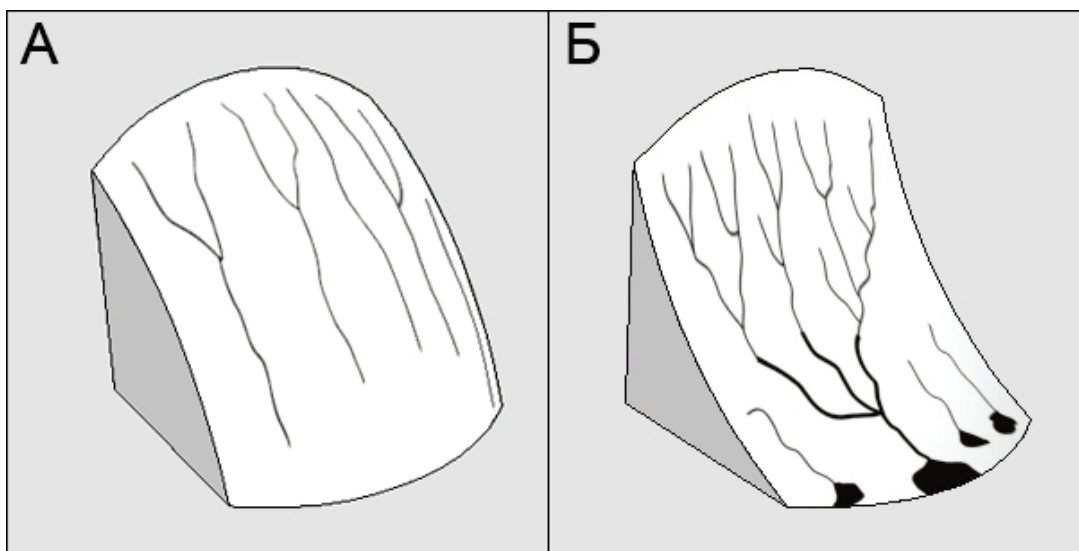
где  $F$  – водосборная площадь, положение устьевого створа которой совпадает с положением изучаемой точки,

$b$  – крутизна склона,

$m, n$  – эмпирические коэффициенты.

На склонах различной морфологии могут существенно различаться темпы смыва почвы. Например, для двух противоположных склонов малого водосбора «Грачева лощина» в Курской области интенсивность эрозии почвы различается в два раза, при этом значения внутрисклоновой аккумуляции могут достигать до 40% (Жидкин и др., 2015). Наиболее интенсивная эрозия наблюдается на выпуклых участках склонов, на вогнутых участках наблюдается наименее интенсивная эрозия, сменяющаяся аккумуляцией смытого материала. На прямых склонах разрушительная сила водного потока нарастает по мере удаления от водораздела, поэтому наибольший смыв происходит в нижних частях прямых склонов (Соболев, 1948). Для склонов продольно-выпуклой формы степень смывости почвы напрямую зависит от уклона склона (Сурмач, 1992). Кроме того, форма продольного профиля определяет

расположение зон эрозии и аккумуляции на склоне (Кузнецова, 2011). Вогнутый склон более предрасположен к развитию промоин на нем в силу большей энергии стекающей воды (Голосов, 2006) (рис. 1.2).



*Рисунок 1.2 – Структура ручейковой сети, возникающая на выпуклом (А) и вогнутом (Б) склонах, при аналогичных условиях стока (Голосов, 2006)*

Влияние плановой формы склона заключается в регулировании структуры микроручейковой сети, а также в увеличении или уменьшении концентрации стока. По этому показателю принято подразделять склоны по рисунку горизонталей на рассеивающие, собирающие и прямые (Литвин, 2002). Собирающие склоны характеризуются преобладанием эрозии в средних и верхних частях и аккумуляцией в нижних частях, где происходит переотложение значительной части наносов и концентрация стока (Walling, Quine, 1992).

Влияние микрорельефа склона выражается в виде перераспределения текущей воды по поверхности склона. Величины смыва увеличиваются на участках концентрации стока в промоинах, ложбинах и уменьшаются на участках внутрисклоновой аккумуляции (Воскресенский, 1971; Ермолаев, 1992, 2002). Согласно проведенным исследованиям (Poesen et al., 1996; Poesen, Hooke, 1997; Martinez-Casasnovas, 2003) количество материала, выносимого по склоновым промоинам, может достигать 44-80% от суммарных потерь почвы с участка пашни. Например, длительные мониторинговые наблюдения за стоком воды и наносов, проводившиеся на склоновых водосборах в бассейне р. Протвы, позволили установить, что среднемноголетний смыв почвы с ложбинных водосборов в период снеготаяния

составил 2,9 т/га в год, тогда как смыв почвы с остальных склонов и склоновых водосборов – всего 0,39 т/га в год (Литвин и др., 1998). При этом не до конца ясным остается вопрос влияния морфологии междуречных пространств на общую интенсивность смыва почвы в пределах распахиваемых междуречий.

Доля наносов, транспортируемая русловыми водными потоками, может быть оценена непосредственно по объемам вынесенного материала в устьевом створе. Однако, основная масса наносов перераспределяется в пределах водосборных бассейнов верхних звеньев флювиальной сети – на склонах, в оврагах и балках. Поэтому прямое определение объемов материала, перемещаемого в пределах речного бассейна, является весьма трудоемкой задачей. Для ее решения существуют различные способы, одним из которых является оценка коэффициента доставки наносов (*sediment delivery ratio coefficient* далее *SDR*), определяемого как соотношение между наносами, доставленными к устью (или любому створу) водосбора (в т/км<sup>2</sup> в год), к суммарной эрозии на водосборе (в т/км<sup>2</sup> в год) (Maner, 1958; Walling, 1983), за любую единицу времени, начиная от эрозионного события и кончая периодом земледельческого освоения. Кроме того, он активно применяется при расчётах баланса наносов. Зная объём наносов, смытых с водосборных склонов в единицу времени, и величину коэффициента доставки представляется возможным определить массу наносов, выносимых за пределы водосбора.

Вычисление *SDR* представляет собой трудность в силу нескольких причин. Одной из проблем является осреднение результатов измерения стока наносов и объёмов эродированного материала по времени. Водосборы различного порядка и размера имеют различные темпы функционирования. Если в пределах малых водосборов процесс перераспределения наносов может быть оценен в пределах годовых циклов, то для крупных бассейнов требуются осреднения за многолетние периоды. Остаётся не до конца определённой роль единичных, но крупных эрозионных событий, которые очень сильно повышают вариабельность значений стока наносов, а, следовательно, и *SDR*, что порождает вопрос о корректности среднегодовых и среднемноголетних показателей (Piest et al., 1975). Кроме того, сезонные показатели коэффициента доставки наносов сильно варьируют по сезонам в течение года, наибольшие различия коэффициентов наблюдаются летом (Duijsings, 1986).

Вторым аспектом является проблема пространственного осреднения, связанная с исключительной неравномерностью процессов сноса и аккумуляции вещества. В особенности это заметно при вычислении SDR для водосборов различных размеров (Walling, Webb, 1983; Van Rompaey et al., 2001). Если рассматривается крупный речной бассейн, то его звенья различных порядков будут поставлять наносы с различной интенсивностью. В таком случае возникает вопрос о целесообразности вычисления SDR для крупных бассейнов в принципе. При этом сам коэффициент доставки может очень сильно варьироваться от водосбора к водосбору даже в пределах одной относительно компактной области (Golosov, Ivanova, 2002). В связи с этим требуется сбор и обобщение большого количества эмпирического материала для каждого конкретного бассейна, и анализ его внутренней структуры.

Многие исследователи в число параметров, определяющих SDR, включали различные морфометрические характеристики исследуемых водосборов, так как представляется возможным только на их основе рассчитать коэффициент доставки наносов. Так, в 1958 году С. Мэнером (Maner, 1958) для природных условий штата Канзас установлена зависимость между коэффициентом доставки наносов и коэффициентом рельефа (отношение средней абсолютной высоты водосбора к амплитуде высот истока и устья главного водотока). Коэффициент рельефа в том или ином виде также использовался в других работах, посвящённых изучению SDR (Roehl, 1962; Williams 1977). Кроме коэффициента рельефа водосбора в расчётах применялись следующие показатели: средняя длина водотоков (Maner, 1958), отношение коэффициента рельефа к средней длине водотоков (Roehl, 1962; Williams, 1977), площадь водосбора (Roehl, 1962; Williams, 1977), коэффициент бифуркации водотоков по Хортону (1945) (Roehl, 1962), кривизна склонов (Williams, 1977). Полученные соотношения основаны на регрессионном анализе статистической совокупности малых водосборов с известными коэффициентами доставки наносов. Некоторые исследователи предпринимали попытки связать коэффициент доставки с гидрологическими параметрами – уклоном главного водотока (Williams 1977; Onyado *et al.*, 2005) и среднегодовым слоем стока (Muthler, Bowie, 1975), а также с густотой овражной сети (Jinze, Qingmei, 1981).

В 80-90-х была установлена обратная зависимость между площадью водосбора и коэффициентом доставки (Walling, 1983; Bagarello *et al.*, 1991; Панин и др., 1997;

GolosoV, Ivanova, 2002). С началом активного использования эмпирико-математических моделей для расчётов среднегодовых темпов смыва почвы появилась идея связать коэффициент доставки наносов с интегральным параметром длины и крутизны склона – LS-фактором (Ларионов, 1993), которая впервые используется в работах В.Ферро (Ferro, Minacapilli, 1995; Ferro, Porto, 1998) на примере водосборов о. Сицилия.

Таким образом, среди указанных характеристик рельефа склонов наиболее малоизученной с количественной точки зрения остается влияние микрорельефа на процессы эрозии и аккумуляции. Кроме того, указанные характеристики могут применяться также к водосборам. В качестве длины может выступать максимальное расстояние от устья до водораздельной линии, а в качестве крутизны – средний уклон водосбора, являющийся отношением длины к ее проекции на горизонтальную плоскость. Точно также плановая форма водосбора, определяющая конфигурацию флювиальной сети, может оказывать влияние на количество наносов, выносимых за его пределы. Форма продольного профиля водосбора, как и форма продольного профиля реки, является отражением стадии развития водосбора и может характеризовать его эрозионный потенциал. Отдельно стоит выделить тот факт, что в процессе совершенствования количественных оценок LS-фактора – показателя рельефа, напрямую влияющего на процессы эрозии, исследователи пришли к связи между водосборной площадью и интенсивностью смыва. Так как площадь водосбора является также характеристикой плановой формы, влияние плановой формы на интенсивность смыва очевидно. Тем не менее, остается неясным непосредственный вклад плановой формы малого водосбора в эрозионно-аккумулятивные процессы и ее количественная оценка.

## **1.2 Эрозионно-аккумулятивные процессы на южном мегасклоне Русской равнины**

Главная особенность геоморфологического строения Русской равнины заключается в том, что реки, текущие на север (Северная Двина, Печора) значительно короче рек, текущих на юг (Дон, Днепр, Волга). Это связано со значительным смещением к северу главного водораздела между ними. Таким образом, Русская равнина условно делится на северный и южный мегасклоны. Н.И. Маккавеев (1974)



находил отражение этого факта с глубоким врезанием речных долин в степной и лесостепной зонах из-за транзитного стока, поступающего в большом количестве из лесной зоны. Также ввиду влияния других факторов – залегания легкоразмываемых покровных отложений и длительного сельскохозяйственного освоения, южный мегасклон Русской равнины превратился в арену широкого развития эрозионно-аккумулятивных процессов.

Степень эродированности почв на склонах определяется с помощью почвенно-морфологического метода при проведении почвенно-эрозионных съёмов, при этом обычно учитывается рельеф территории. В масштабе всего СССР данные таких съёмов впервые были систематизированы С.С. Соболевым (1968). Затем было установлено, что средние модули твёрдого стока рек Русской равнины лесостепной и северной части степной зоны составляют 20-50 т/км<sup>2</sup> для рек с площадями водосбора 25-100 тыс. км<sup>2</sup>, что позволяло судить о максимуме интенсивности почвенной эрозии в этих районах (Бобровицкая, 1972). На этом участке Русской равнины Н.И. Маккавеев (1974) оценивал густоту овражной сети как максимальную, выражающуюся величиной 0,22 км/км<sup>2</sup>, вместе с тем, указывая на невозможность количественной оценки средней интенсивности почвенной эрозии, ввиду зависимости её от условий агротехники, севооборотов, противоэрозионных мероприятий.

Однако он полагал, что объём смыва в верхних флювиальных звеньях на порядок превышает объём материала, перемещаемого реками. И.В. Старостиной (1971) было определено распределение выносимого материала на аккумулятивных позициях в бассейне р. Оки. По её данным около 60% смытого вещества, откладывается в нижних частях склонов, 20% – в логах и балках, 10% – в малых реках, в итоге 10% наносов поступает в средние и большие реки из верхнего звена гидросети.

По современным исследованиям бассейна малой реки Плава в Тульской области установлено, что около 29% наносов, потенциально смываемых с распаханых склонов, попадают временным стоком в днища долин постоянных водотоков (Иванов и др., 2017). Немалый вклад в перераспределение наносов может вносить и овражная эрозия. По данным натурных наблюдений, проведенных на оврагах стационара МГУ им. М.В. Ломоносова в Калужской области, материал, денудированный в результате действия овражной эрозии, распределяется по разным звеньям гидрографической сети, в которую выносятся около 20% его объема (Веретенникова и др., 2003).

После разработки математических моделей почвенной эрозии (Wishmeier, Smith, 1978; Ларионов, 1993) и апробации их для территории Русской равнины с учетом факторов изменения землепользования, площади пахотных земель, количества осадков в летнее и зимнее время, стало возможным оценить закономерности протекания эрозионных процессов и степень эродированности почв на всю территорию Русской равнины. С использованием этих моделей и на основе базы данных о факторах эрозионных процессов была составлена карта эрозионного потенциала для Русской равнины (Белоцерковский и др., 1990). Эта карта послужила основой ретроспективных расчётов интенсивности почвенной эрозии для длительного периода сельскохозяйственного освоения 1696-1980 г.г. (Сидорчук, 1995) (рис. 1.3).

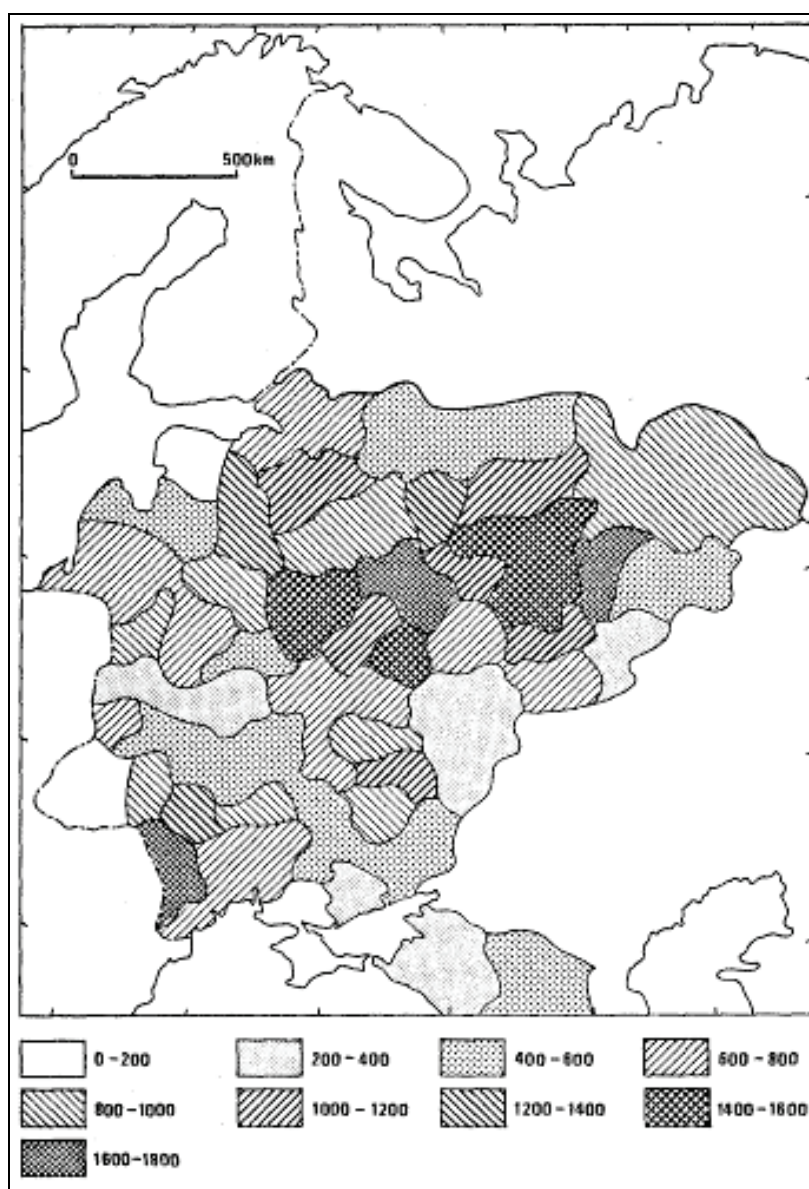


Рисунок 1.3 – Рассчитанная величина смыва почв в т/га за период 1696-1980 гг. на Русской равнине (Сидорчук, 1995)

По этой карте видно, что за указанный исторический промежуток времени средняя интенсивность почвенной эрозии для различных районов колебалась в пределах 2-5 т/га в год или 600-1600 т/га в год за период освоения.

Отдельные участки южного мегасклона Русской равнины такие, как Среднерусская и Приволжская возвышенности характеризуются достаточно высокой почвенно-эрозионной опасностью и отличаются высокой для европейской части России интенсивностью эрозионных процессов (Литвин, 2002). В первую очередь, это связано с высокой степенью расчлененности рельефа и повсеместным активным освоением территории. Большая часть южного мегасклона Русской равнины относится к зоне с преобладанием ливневого смыва, в северной части смыв почв оценивается как тало-ливневой с существенной долей талого (Литвин, 2002). Эрозия почв, главным образом, земледельческая и очагово-пастбищная (Кузнецова, 2011).

Южная часть Русской равнины за исключением низовьев Волги относится к территориям, подверженным овражной эрозии (рис. 1.4).

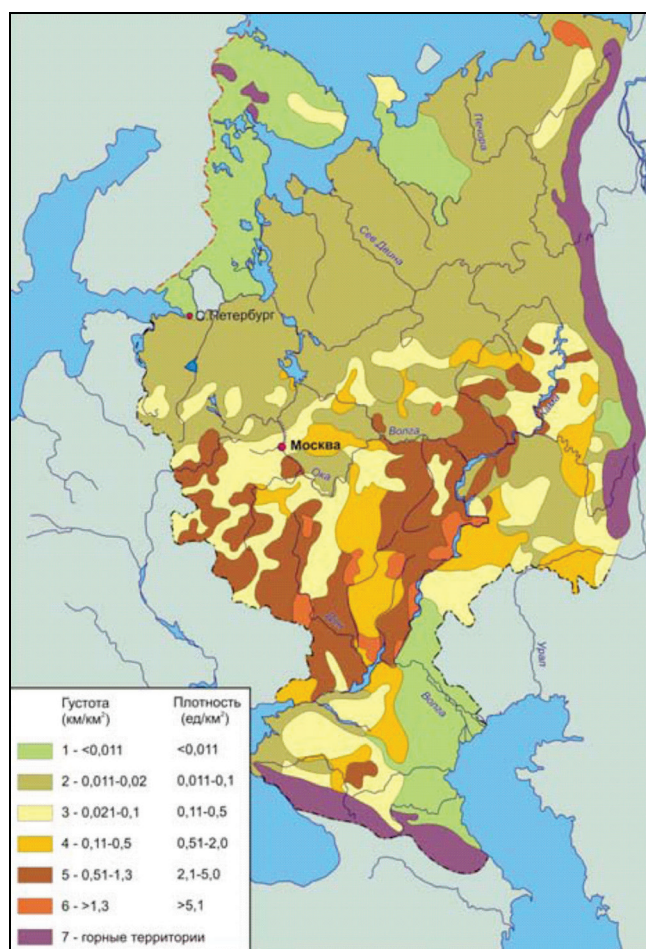


Рисунок 1.4 – Совмещенные характеристики густоты и плотности оврагов на Европейской территории России (Ковалёв, 2011 по География..., 2006)

В её пределах выделяются несколько участков с различной степенью поражённости овражной эрозией. К территориям значительной овражности (средняя густота оврагов  $0,3 \text{ км/км}^2$ ) относятся возвышенные расчлененные интенсивно осваиваемые моренно-холмистые возвышенности такие как Смоленско-Московская и Среднерусская. При этом территории с сильной и очень сильной степенями овражности (средняя густота оврагов  $0,9$  и  $1,3 \text{ км/км}^2$  соответственно) практически целиком сосредоточены именно на южном мегасклоне Русской равнины (рис. 1.4) в пределах Смоленско-Московской, Среднерусской, Приволжской и Ставропольской возвышенностей, Высокого Заволжья, Донской гряды (География..., 2006). Причем на Среднерусской возвышенности овражная эрозия нередко осложняется различными склоновыми и суффозионно-карстовыми процессами, особенно на урбанизированных территориях (Зорина и др., 2010).

В долине реки Волга заовраженность постепенно нарастает от верховий до поворота русла в районе г. Волгограда. Наиболее интенсивная овражная эрозия наблюдается на правом берегу, причем на левом берегу Волги ситуация прямо противоположная. Достаточно сильно заовражен хозяйственно освоенный бассейн р. Кама, а также Ставропольская возвышенность (Любимов и др., 2000).

По результатам исследований, проводившихся на территории республик Марий Эл, Удмуртии, Чувашии, Татарстана и Ульяновской области, более чем для четверти (25.7%) всех бассейнов характерно очаговое развитие овражного расчленения или его отсутствие, около 45% территории занимают участки с сильным и экстремально высоким овражным расчленением. В районах, длительное время подверженных овражной эрозии наблюдается отрицательная динамика оврагообразования (Ермолаев и др., 2017).

В пределах Вятско-Камского междуречья отмечается значительный диапазон скоростей роста оврагов с максимумами 2-3 м/год, единично более 20 м/год (Рысин, 1998). Скорость роста оврагов на некоторых участках хорошо коррелирует с гидрометеорологическими факторами (Рысин и др., 2016). Средний годовой прирост оврагов в республике Татарстан составляет около  $0,7 \text{ м/год}$  (Гафуров и др., 2017), причем плотность оврагов в этом регионе, так же как и в Воронежской и Саратовской областях, снизилась в 3 раза с 1970-х годов по настоящее время (Medvedeva et al., 2017).

Стоит отметить, что оценки густоты оврагов значительно отличаются от величин, полученных Н.И. Маккавеевым в 1974 году, что может быть связано с увеличением точности оценок из-за развития методической базы, либо с интенсификацией оврагообразования на южном мегасклоне.

При этом, несмотря на сильную заовраженность большей части южного мегасклона Русской равнины, значительные районы в его пределах до сих пор обладают высоким потенциалом развития овражной эрозии (География..., 2006). Увеличение овражной сети вызывает сокращение площадей пашни, формирование промоин ухудшает плодородие почв, а в случае переуглубления промоин – образуются овраги (Голосов и др., 1996; Рысин, 1998; Ковалев, 2011). Поэтому прогнозирование развития линейных эрозионных форм на распахиваемых междуречьях является актуальной научной проблемой.

В научной литературе широко распространено утверждение о том, что глобальные изменения климата последних десятилетий оказали значительное влияние на погодные условия (Doge, 2005) и скорости эрозии во всем мире (Nearing et al., 2004). Например, средняя температура почвы увеличилась за период с 1960 по 2006 г. на 8° С в юго-западной части Русской равнины в степной зоне и на 4° С в южной части лесной зоны вблизи Уральских гор (Park et al. 2014). Повышение температуры почвы уменьшило глубину промерзания грунта, в результате чего уменьшились коэффициенты поверхностного стока в период талого стока (Golosov et al., 2017). В период весеннего снеготаяния интенсивность смыва почвы зависит от растительности, морфологии поверхности, глубины промерзания почвы и осенне-зимнего увлажнения почвы, запасов воды в снеге, интенсивности и характера снеготаяния (Голосов, 1988). В это время происходят наиболее активные процессы оврагообразования (Гафуров и др., 2017). Например, в республике Удмуртия 85% линейного прироста оврагов приходится на период снеготаяния в марте-апреле (Рысин, 1998; Rysin et al., 2017). Поэтому глобальные изменения климата неизбежно повлияли на развитие эрозионно-аккумулятивных процессов южного мегасклона Русской равнины.

Следствием этого стало усиление темпов аккумуляции наносов в днищах балочных водосборах, расположенных на возвышенностях степной и лесостепной зон от лесостепи и влажной степи из-за изменения доли ливневого смыва по отношению к талому, а также из-за увеличения площади пахотных земель (Голосов, 1998).

Принимая во внимание тот факт, что эродируемость почвы может меняться в зависимости от продолжительности действия размывающей силы воды (Ларионов и др., 2018), а один ливень со слоем осадков более 20 мм может привести к смыву почвы, превышающему среднегодовую в 5 раз (Голосов и др., 2010), роль ливневой эрозии становится ведущей. При этом, при росте слоя ливневых осадков, тенденция изменения эрозионного индекса осадков не наблюдалась (Канатьева и др., 2010; Голосов и др., 2010).

Кроме того, за последние десятилетия произошло сокращение пашни, связанное с ее переводом в другие виды сельскохозяйственных угодий, либо в другие категории земель. В 1990-2010 годы площадь пашни уменьшилась на более чем на 10%. Вместе с тем, менялась структура посевных площадей с широким распространением залежных земель. По этим причинам произошло двукратное сокращение количества материала, смываемого с распаханых склонов (Литвин и др., 2017). Из-за этого в лесостепной зоне Русской равнины сократилась густота овражного расчленения, овраги стали терять эрозионную активность и переходить в балки (Медведева и др., 2018). По тем же причинам на Вятско-Камском междуречье произошло резкое сокращение темпов роста оврагов: с 1.3 м/год в 1970-1990 г.г. до 0.3 м/год в 1990-2010-х г.г. (Рысин и др., 2018).

Среднегодовые темпы смыва почвы за последнее десятилетие составили 3-4 т/га в год для лесной, лесостепной и степной зон южного мегасклона Русской равнины. В лесной и лесостепной зонах сокращение темпов смыва связано, главным образом, с сокращением талого стока. В степной зоне интенсивность эрозии почв увеличилась. В районах влажной степи Ставропольского края и сухой степи Оренбургской области интенсивность смыва почвы может колебаться от 3 до 18 т/га в год по эрозионно-активным зонам склонов (6-9% площади пашни водосбора), достигая максимума 22 т/га в год по зонам открытого выноса (в водотоки – до 9% площади водосбора). При этом, основная масса эродированного материала (70-80%) переотлагается на распаханых вогнутых склонах (Пацукевич, Козловская, 2000). В Белгородской области площадь участков со сильно смытыми почвами увеличилась за последние 30 лет (Лисецкий, Марциневская, 2009). Вместе с тем, почвенной эрозии подвержено 60% пахотных земель (Белоусова, 2011), причем процессы эрозии постоянно прогрессируют (Жидкин, Чендев, 2014). По сравнению с 1980 годом

суммарные потери почвы уменьшились на 44%, в лесной зоне за счет сокращения площади распахиваемых земель на 75% (Голосов и др., 2011; Голосов, Литвин, 2018). Сток взвешенных наносов в пределах южного мегасклона Русской равнины снизился (Литвин, 2008). В лесостепной зоне темпы аккумуляции наносов на поймах малых рек сократились приблизительно в 3-5 раз из-за сокращения поступления наносов со склонов, вызванного уменьшением глубины промерзания почвы (Канатьева и др., 2010) и сокращением площади пашни (Голосов и др., 2010).

В целом, в пределах южного мегасклона Русской равнины выявлена тенденция к снижению темпов эрозии почвы и осадконакопления в последние десятилетия по сравнению с серединой 20 века. Например, для Республики Татарстан средние темпы седиментации сократились с 0,92–1,81 см/год до 0,17–0,50 см/год (Sharifullin et al., 2017).

Таким образом, в конце XX века произошло уменьшение темпов смыва почвы с распаханых склонов в лесостепной зоне Русской равнины (Жидкин, 2017). Данный факт является региональным трендом, подтвержденным исследованиями на большом количестве ключевых участков (Ivanova et al., 1998; Panin et al., 2001; Голосов и др., 2002; Голосов, 2006; Тишкина и др., 2006; Голосов и др., 2011; Апухтин, Кумани, 2012; Маркелов и др., 2012; Golosov et al., 2016; Голосов и др., 2017; Шарифуллин и др., 2018; Гусаров и др., 2018; Gusarov et al., 2018). Соответственно, в днищах малых водосборов лесостепной зоны Русской равнины происходило сокращение объемов осадконакопления в течение всех последних десятилетий (Ivanova et al., 1998; Panin et al., 2001; Голосов и др., 2002; Голосов, 2006; Тишкина и др., 2006; Шарифуллин и др., 2018).

Кроме того, за последние 200 лет произошло значительное сокращение речной сети в южной части Русской равнины. Это произошло вследствие отмирания постоянных водотоков в верховьях флювиальных систем с превращением в суходолы их речных долин и смещением истоков рек ниже по течению. В этом процессе существенную роль играет антропогенная нагрузка на речные бассейны, в частности, сельское хозяйство (Асеева и др., 2016). Из-за антропогенной нагрузки происходит уменьшение меженного питания рек после сведения древесной растительности, с распаханых водосборов поступает в реки повышенное количество наносов (Панин и др., 1997; Беркович и др., 1999).

В последнее десятилетие наблюдается обратная тенденция к увеличению площадей пахотных земель (Китов, Цапков, 2015; Россия в цифрах..., 2018). Одновременно с этим происходит рост потребления минеральных удобрений и различного рода пестицидов в сельском хозяйстве (Россия в цифрах..., 2018). В результате этого увеличивается потребность в оценке эрозионной опасности пахотных земель и количества наносов, выносимых в днища долин постоянных водотоков. Так как в условиях гумидного климата рельеф играет ведущую роль в перераспределении вещества, совершенствование использования различных характеристик рельефа для оценки эрозионной опасности территорий и доставки наносов с пашни в днища долин постоянных водотоков является весьма важной научной задачей.



## ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве объектов исследования в данной работе выбраны пять бассейнов рек: р. Кума, р. Калаус, р. Ведуга, р. Медведица, р. Иж. Для этих объектов проводилась оценка влияния расчлененности междуречных пространств на развитие эрозионных процессов и потенциальную доставку наносов. Данные ключевые участки выбирались исходя из площади бассейна, которая для каждого бассейна не превышает 3500 км<sup>2</sup>, что сопоставимо с площадью бассейна типичной малой реки. Кроме того, данные речные бассейны располагаются в различных ландшафтных зонах и имеют различные структуры землепользования. В бассейнах рек «Медведица» и «Ведуга» на двух ключевых участках с одноименными названиями проводился прогноз развития линейных эрозионных форм. Данные ключевые участки отличаются друг от друга густотой расчленения эрозионными ложбинами, промоинами и оврагами, при этом оба распаханых практически полностью.

Для выявления зависимости между коэффициентами доставки малых водосборов и их геоморфологическим строением использовались ранее исследованные 27 малых водосборов, находящихся в различных природных зонах, отличающихся друг от друга морфологией и морфометрическими характеристиками. Многие из выбранных водосборов располагаются в зоне загрязнения чернобыльским цезием-137. Для одного из таких малых водосборов, «Святой источник» в бассейне р. Плава Тульской области, рассчитан баланс наносов. Данный водосбор является типичным малым водосбором, связанным с главной рекой бассейна р. Плава.

Для решения поставленных задач, поставленных в данной работе, применялся широкий спектр полевых и камеральных методов. При оценке баланса наносов малого водосбора применялись радиоцезиевый, почвенно-морфологический полевые методы, расчеты по эмпирико-математической модели USLE/ГГИ и метод крупномасштабного геоморфологического картирования. Для выявления закономерностей между геоморфологическим строением малых водосборов и коэффициентом доставки наносов использовался регрессионный анализ морфометрического метода. Такой же анализ применялся и при изучении влияния морфологии междуречных пространств на эрозионные процессы. Прогноз развития линейных эрозионных форм рельефа на распаханых склонах междуречий осуществлялся с помощью вероятностного подхода, который верифицировался с помощью методов дистанционного зондирования.

## 2.1 Радиоцезиевый метод

Радиоцезиевый метод основан на использовании изотопа цезия-137 в качестве трассера для изучения темпов эрозии и аккумуляции в различных звеньях флювиальной сети. Цезий-137 – радиоактивный изотоп искусственного происхождения с периодом полураспада 30,17 лет. Он начал поступать в геосистемы, начиная с середины 50-х годов в результате проведения испытаний ядерного оружия в открытой атмосфере. Другим значительным источником загрязнения окружающей среды этим изотопом для европейской территории России и ряда соседних государств стала авария на Чернобыльской АЭС в 1986 году. Последним крупным событием, связанным с поступлением значительных количеств радиоактивного цезия-137 в окружающую среду, стала авария на АЭС «Фукусима» в Японии после катастрофического землетрясения и цунами в марте 2011 г.

Цезий-137, выпадая из атмосферы, в основном, с жидкими или твердыми осадками (хотя в аридных климатах весьма существенную роль могут играть и сухие выпадения), прочно сорбируется тонкими фракциями практически всех типов почв, за исключением сильноокислых и сильнощелочных обстановок, где изотоп легче переходит в растворы и активнее мигрирует по почвенному профилю. Прочная и необратимая фиксация атомов цезия-137 связана с замещением им атомов других щелочных металлов (калия и натрия) в кристаллических решетках глинистых минералов тонких фракций почв. В связи с поступлением изотопа исключительно из атмосферы и относительно быстрой фиксацией, его наибольшие концентрации наблюдаются в верхних почвенных горизонтах, с максимумом на ненарушенных участках – в верхних 2-3 см. При этом существенную роль в распределении радиоактивных частиц вертикально по профилю играет степень сельскохозяйственного освоения почв (Walling, Quine, 1992).

После прочного сорбирования почвенными частицами, цезий-137 в дальнейшем перемещается в ландшафте только вместе с ними. Другие техногенные радионуклиды (например, стронций) могут активно перемещаться также в растворённом виде, однако цезий-137, как отмечалось выше, переходит в растворы только в сильноокислой (например, в торфах) или сильнощелочной обстановке. Незначительность выноса в растворенном виде позволяет по количеству вынесенного цезия-137 оценивать величины литопотоков вещества. Наиболее мощный процесс, способный перемещать

загрязнённые частицы почвы – эрозия на распаханых территориях, т.е. разрушение, перемещение, отложение частиц почвы и пород под действием стекающих по земной поверхности водных потоков и ветра (Голосов и др., 1996).

Использование цезия-137 в качестве маркера для количественной оценки интенсивности экзогенных процессов предполагает статистически достоверное определение значения суммарной плотности его выпадения на исследуемой территории (опорное значение запаса). Для этого выбираются опорные площадки – геоморфологически стабильные участки, на которых с момента начала выпадения цезия-137 из атмосферы не наблюдалось его потерь с латеральным сносом почвенного материала или его накопления за счёт поступления наносов с прилегающей территории. Предпочтительными являются выровненные приводораздельные залуженные участки. На опорных площадках отсутствие внешних воздействий должно быть определено на основании визуального описания участка, строения почвенного профиля в разрезе и последующего изучения эпюры вертикального распределения цезия-137, подкрепленного описанием морфологии почвенного профиля. Затем определяются направления трансект (профилей) на склонах параллельно линиям стока, выбирается метод отбора проб (по равномерной сетке, по спирали, по случайному полю точек). Далее отбираются колонки грунта до глубины, обычно превышающей глубину проникновения атмосферного радионуклида в почву (Голосов, и др. 2008).

Пробы, отобранные в результате полевых работ, обрабатывают в лабораторных условиях – просушивают, гомогенизируют и отделяют фракцию менее 2 мм, после чего с помощью гамма-спектрометра определяется концентрация радиоизотопов в образцах.

Затем проводятся аналитические расчёты, позволяющие определить скорости эрозионно-аккумулятивных процессов на основе сравнения содержания цезия-137 в образцах почв, взятых на различных элементах рельефа, с эталонными образцами, взятыми на опорных площадках. Для перехода от величин снижения или повышения запаса изотопа в точке относительно опорного значения используются различные калибровочные зависимости. Например, довольно репрезентативной является пропорциональная модель, основанная на предположении, что цезий-137 распределён равномерно по всему пахотному горизонту, а потери почвы прямо пропорциональны его количеству, вынесенному вместе с частицами почвы. Пропорциональная модель

вполне подходит для оценки темпов эрозии и аккумуляции за последние 30 лет.

Формула пропорциональной модели имеет вид:

$$Y = \frac{BdX}{10t}, \quad (2.1)$$

где  $Y$  – удельная масса смытой или намывтой в течение одного года почвы (т·га/год),

$B$  – плотность почвы (кг/м<sup>3</sup>),

$d$  – мощность пахотного горизонта (м),

$X$  – относительное изменение содержания изотопа <sup>137</sup>Cs в исследуемой точке, %,

$t$  – количество времени с начала выпадения изотопа <sup>137</sup>Cs до времени отбора проб (лет) (Маркелов, 2004).

Кроме пропорциональной модели для расчётов может использоваться упрощённая масс-балансовая модель. Она учитывает, в отличие от пропорциональной модели, как поступление, так и расход цезия-137 в профиле в период с начала его поступления. Предполагается, что цезий поступал в ландшафт с 1963 года. Среднегодовые темпы смыва почвы вычисляются по формуле:

$$Y = 10dB \left[ 1 - \left( 1 - \frac{X}{100} \right)^{1/(t-1963)} \right], \quad (2.2)$$

где обозначения аналогичны пропорциональной модели. При этом для аккумулятивных позиций используются значения концентрации цезия-137 для точек, находящихся выше зоны аккумуляции. Расчёты для неё проводятся по интегральной формуле. (Zhang *et al.* 1990)

Стоит отметить, что простая балансовая модель учитывает влияние запашки незагрязненных радионуклидом цезия-137 горизонтов почвы, залегающих ниже плужной подошвы. Вследствие этого явления, потеря запаса изотопа должна происходить по показательной зависимости, причем расхождения с результатами пропорциональной модели становятся более значимыми при большем уменьшении запаса изотопа по сравнению с опорным (рис. 2.1). При небольшом «среднегодовом» слое смыва из-за процессов вертикальной миграции концентрация цезия-137 в небольшой окрестности верхней части подплужного слоя будет стремиться к концентрации цезия-137 в пахотном горизонте.

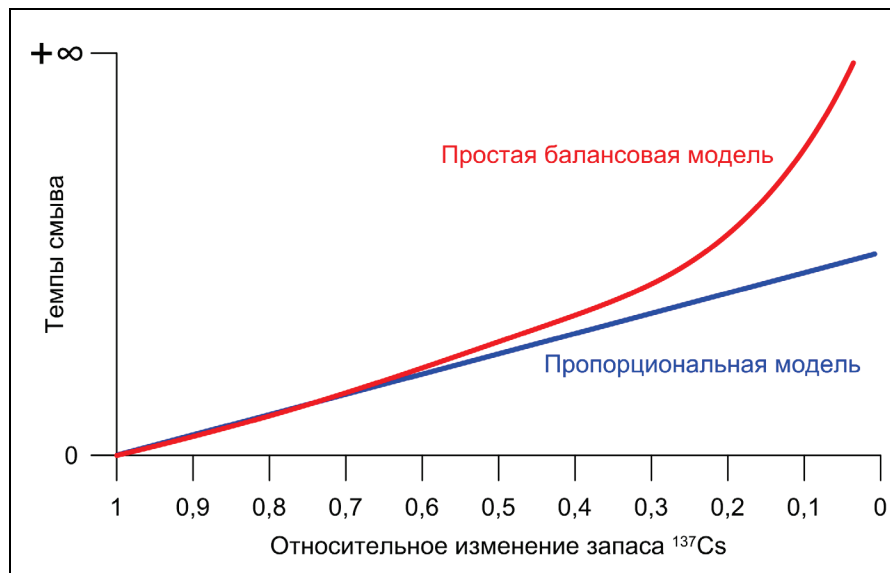


Рисунок 2.1 – Зависимость расхождения оценок темпов эрозии, рассчитываемых по калибровочным моделям, от величины относительного изменения запаса цезия-137 (Маркелов, 2004)

Вследствие этого, если темпы эрозии невелики, то изменение запаса цезия-137 во времени на таких участках должно асимптотически приближаться к пропорциональной зависимости (Маркелов, 2004).

В действительности из-за значительной временной вариабельности эрозионно-аккумулятивных процессов, мощность слоя смытой за год почвы меняется во времени. Поэтому, даже с учетом ежегодного перепахивания и боронования, степень «разбавления» пахотного горизонта незагрязненным цезием-137 подстилающим грунтом не будет постоянна во времени. В этом случае простая балансовая модель будет завышать оценку смыва и намыва почвы. Также завышение будет происходить за счет влияния вариабельности первоначального загрязнения. Вероятно, реальные темпы эрозии и аккумуляции должны находиться в интервале значений, получаемых по двум моделям, причем при небольших темпах значения должны быть ближе к результатам пропорциональной модели, а при больших – к балансовой (Маркелов, 2004).

Увеличение общего запаса цезия-137 по сравнению с ненарушенными участками и форма распределения концентрации изотопа по глубине являются индикатором аккумулятивных процессов в ландшафтах. Форма распределения определяется тремя факторами: вертикальной миграцией радиоактивного вещества вниз по почвенному профилю, горизонтальным перемещением минеральных частиц и локальными

повышениями концентраций радионуклида, обусловленными физико-географическими, в первую очередь, геоморфологическими условиями местности.

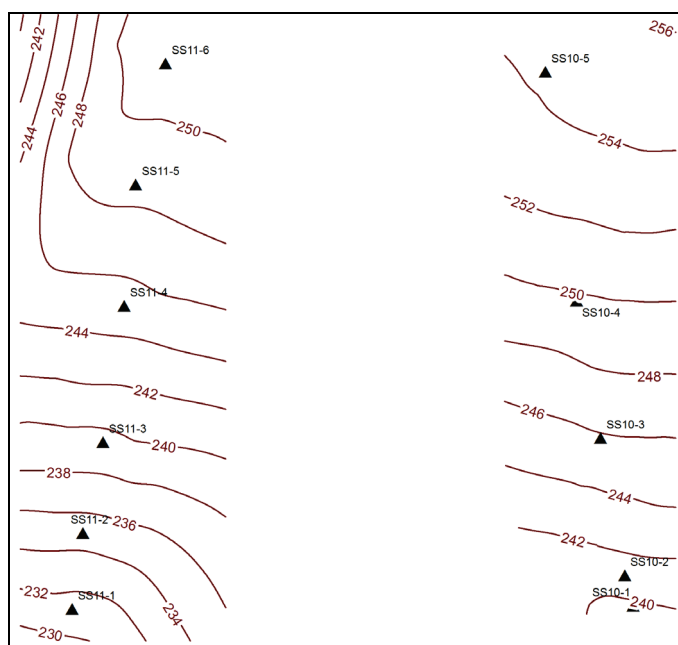
Вертикальная миграция радионуклидов возрастает в более легких по механическому составу почвах, а также в почвах, содержащих меньшее количество органического вещества. Существенную роль в вертикальной миграции радионуклидов играет растительный покров. При густом растительном покрове в верхних горизонтах почв сорбируется около 80% выпавших радионуклидов, а при редком – всего около 40%. В лесу основное количество выпавших радионуклидов задерживается подстилкой, под которую проникает лишь 1/10 доля всех радионуклидов (Перельман, 1961). Вертикальное распределение цезия-137 в намытых почвах может отличаться от классического экспоненциального распределения, характерного для междуречий под естественной растительностью, и показывать захоронение первичного верхнего слоя почвы под более поздними наносами (Голосов, Иванова, 1997).

Суть метода состоит в сравнении содержания цезия-137 в почвенном профиле на опорном участке (который не подвержен воздействию экзогенных процессов и/или аккумуляции) и в интегральных пробах, отобранных на участках потенциального сноса/аккумуляции на пашне или послойно отобранных из разреза, расположенного в зоне аккумуляции (днища сухих долин, поймы рек) почвенных образцах. На основе изучения эпюр вертикального распределения цезия-137 определяется глубина его проникновения и содержание относительно величин, полученных для эталонного участка. При этом повышенное содержание цезия относительно эталона говорит о наличии аккумуляции наносов.

Для определения первоначального выпадения цезия-137 на водосборе «Святой источник» были взяты пробы на опорном участке, находящемся на возвышенной автономной позиции на приводораздельном участке склона, на котором с момента выпадения цезия-137 после аварии на ЧАЭС эрозионно-аккумулятивные процессы практически отсутствовали. Для оценок темпов эрозионно-аккумулятивных процессов в точках, расположенных на характерных участках по длине изученных склонов с использованием радиоцезиевого метода, начальное значение запаса цезия-137 после его выпадения вычислялось для каждой точки. Для этого средний запас цезия на опорной площадке был приведен к значению 1986 года (год выпадения изотопа) с

учетом радиоактивного распада. В идеале для зон с преобладанием чернобыльского радиоцезиевого загрязнения над глобальным оценка содержания изотопа проводится на нескольких опорных участках для определения возможного пространственного тренда начального выпадения изотопа, который затем учитывают при расчёте темпов перераспределения наносов в каждой индивидуальной точке отбора пробы по калибровочным моделям. Однако в данном случае этот тренд учесть невозможно, так как в пределах изучаемой территории отбор образцов к настоящему моменту был выполнен только на одной опорной площадке, что не даёт возможность оценить пространственную вариабельность чернобыльского выпадения цезия. Полученные значения темпов перераспределения наносов, включая вклад эрозионно-аккумулятивных процессов и механической эрозии почв, характеризуют интервал времени, прошедший с 1986 года до момента отбора проб, то есть 25 лет, поскольку пробоотбор проводился в 2011 г.

В пределах исследуемого водосбора были заложены две трансекты (SS-10 и SS-11) на распаханном склоне, вдоль которых были размещены почвенные разрезы и отобраны интегральные пробы для измерения активности цезия-137 в лабораторных условиях. Трансекты были выбраны на склонах с различной морфологией. Разрезы серии SS-10 закладывались на рассеивающем склоне, серии SS-11- на собирающем склоне (рис. 2.2).



*Рисунок 2.2 – Морфология склонов, на которых производился пробоотбор, построенный по данным тахеометрической съёмки*

Кроме того, для плано-высотного обоснования точек пробоотбора была произведена тахеометрическая съёмка вдоль изучаемых трансект. Для более обоснованной количественной оценки интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов на водосборе, их темпы были рассчитаны тремя независимыми методами: радиоцезиевым, почвенно-морфологическим, и по эмпирико-математической модели USLE/ГГИ.

Расчёты по радиоцезиевому методу проводились с использованием величины плотности почвы, полученной в лабораторных условиях и глубины пахотного слоя, определённого в результате полевых наблюдений. Так как отбор образцов производился со свежесборованного пара, плотность грунта может быть ниже реального значения в результате разрыхления верхнего слоя почвы пахотными орудиями. Кроме того, мощность горизонта  $A_{\text{пах}}$ , которая тоже легла в основу вычислений, в ряде случаев была трудноустановима. Мощность пахотного горизонта и плотность почвы прямо пропорциональны темпам эрозионного смыва в пропорциональной и простой масс-балансовой моделях.

Поэтому полученные значения среднегодового смыва почвы со склонов могут быть значительно занижены. Если вместо величин плотности и мощности горизонта  $A_{\text{пах}}$ , полученных в лабораторных условиях, подставить расчётные допустимые показатели в  $1100 \text{ кг/м}^3$  и  $0,2 \text{ м}$  соответственно, которые ближе к реальным, чем средние величины  $1057 \text{ кг/м}^3$  и  $0,16 \text{ м}$ , то в некоторых точках темпы эрозии почв могут вырасти в 2-3 раза, причем рост эрозионных показателей уменьшает вклад аккумулятивных составляющих баланса наносов малого водосбора. Из-за преобладания выпуклых приводораздельных склонов в геоморфологическом строении водосбора при небольшой площади днища балки процессы эрозии будут преобладать над процессами аккумуляции. Поэтому представляется возможным использовать полученные величины, основанные на результатах лабораторных исследований и полевых наблюдений в неизменённом виде.

Для оценки аккумулятивных процессов на исследуемом водосборе проводился отбор проб на радиоцезиевый анализ в разрезах, расположенных в днищах балки и её отвершков. Всего было заложено 13 разрезов. При этом серии разрезов SS-1,2,3,4 находятся в верховьях балки, где при полевых исследованиях обнаружено аккумулятивное тело значительной мощности, а серии SS-5,6 – в средней части балки



(рис. 2.3).

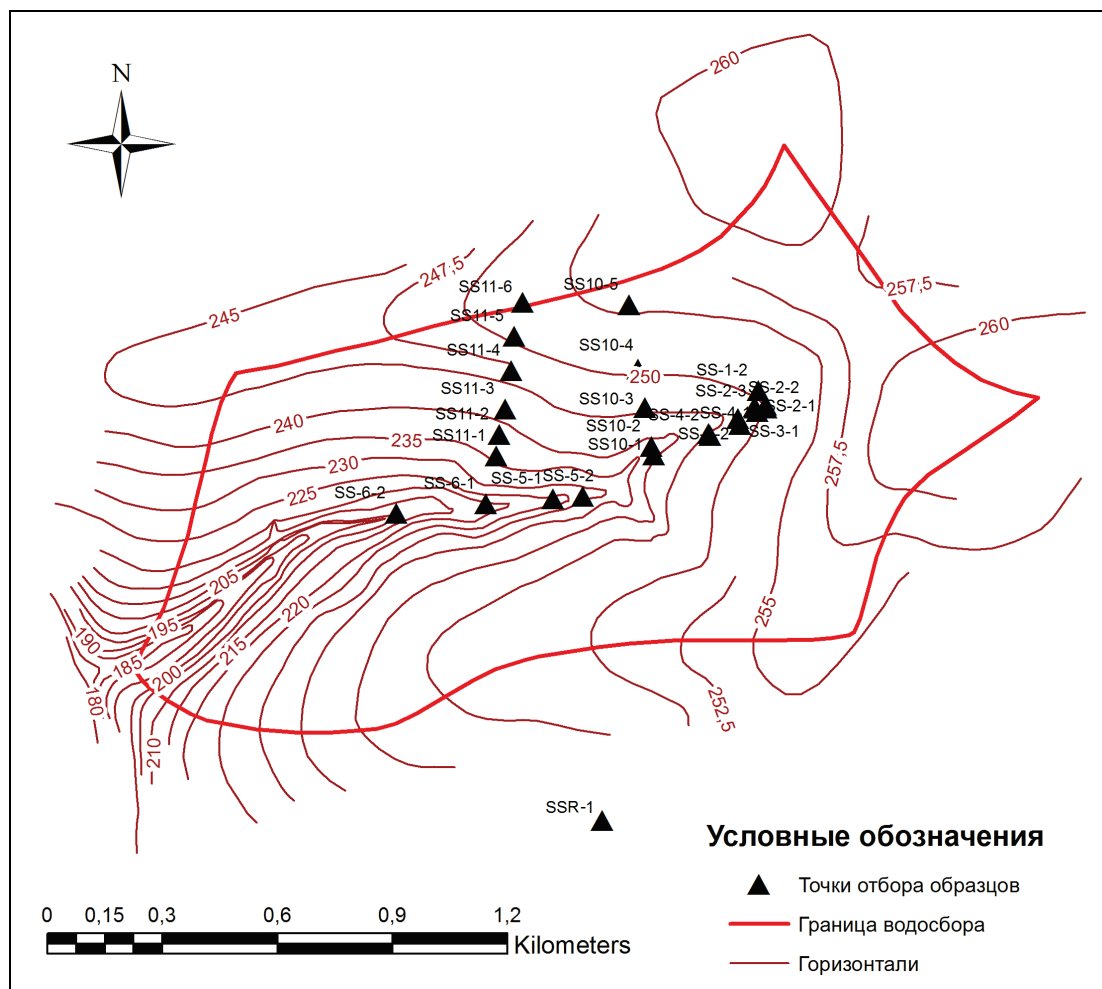


Рисунок 2.3 – Карта фактического материала водосбора «Святой источник»

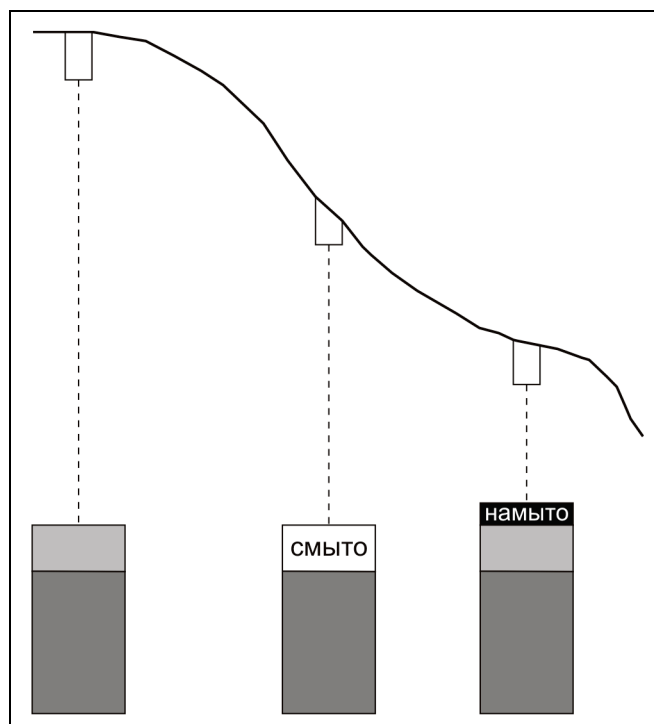
В каждом разрезе через 5 см отбирались послонные образцы почвы для лабораторного анализа. Кроме того, на водосборе был заложен опорный разрез SS-1/1-8 для определения запасов цезия, выпавших после аварии на ЧАЭС, с которыми сравнивались запасы цезия-137 в днище балки.

## 2.2 Почвенно-морфологический метод

Почвенно-морфологический метод применяется для оценки изменений мощности верхних почвенных горизонтов. Он основан на сравнении описаний разрезов, расположенных от водораздела до подножия склона вдоль линии стока. Этот метод составляет основу почвенно-эрозионных съёмок (Литвин, 2002).

Принципиальная основа метода – гипотеза о закономерном изменении мощности перегнойно-аккумулятивных (гумусовых) горизонтов на ненарушенных,

эродированных и подверженных аккумуляции участках склона (рис. 2.4).



*Рисунок 2.4 – Общая закономерность распределения смытых и намывных почв на поверхности склона (Кузнецова, 2011)*

Он основан на следующих допущениях (Кузнецова, 2011):

1) до сельскохозяйственного освоения склона мощность верхних горизонтов почвы по всей длине склона была постоянной, либо известно изменение мощности горизонтов вдоль склона в агрикультурный период;

2) с начала антропогенного освоения остались участки поверхности с исходной мощностью горизонтов. Это либо участки целины, либо приводораздельные области с минимальными уклонами.

Почвенно-морфологический метод можно использовать для общей оценки интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов и в зонах с малой мощностью гумусового горизонта. Индикатором процесса эрозии в верхних частях склонов могут служить намывные почвы пахотных склонов и аккумуляция наносов на расположенных ниже по склону участках. Кроме того, данный метод можно использовать в комплексе с другими методами, например радиоцезиевым, если имеются достоверные сведения приемлемого качества о сельскохозяйственном освоении изучаемой территории, а также с методом определения модуля стока взвешенных наносов (Шарифуллин, 2015). После выполнения почвенно-эрозионной съёмки появляется возможность построения

карт эродированности почв, по которым возможно провести оценку суммарной интенсивности смыва за весь период сельскохозяйственного освоения земель (Литвин, 2002).

Однако данный метод имеет некоторые недостатки (Литвин, 2002):

- необходим учёт естественной вариабельности мощности верхних почвенных горизонтов из-за различий в литологическом составе, увлажнении и других почвообразующих факторов;
- точность результатов зависит от морфологии почвенного профиля, а именно от общей мощности перегнойно-аккумулятивных горизонтов почв различных генетических типов.

При оценке темпов перераспределения наносов в пределах водосбора «Святой источник» на основе использования почвенно-морфологического метода за опорную мощность почвенных горизонтов брались значения суммарной мощности гумусово-аккумулятивных горизонтов (А+АВ) в разрезах, расположенных на относительно выположенных приводораздельных участках склонов. Осреднённые темпы перераспределения наносов, полученные при использовании данного метода, характеризуют весь период сельскохозяйственного освоения (360 лет). Производилось сравнение мощностей горизонтов в конкретном разрезе со средней мощностью, установленной для опорных разрезов. По разнице оценивались слой смыва или намыва почвы за последние 360 лет, затем вычислялись среднегодовые темпы смыва.

### **2.3 Крупномасштабное геоморфологическое картирование**

Картографический метод исследования – это метод использования карт для познания изображённых на них явлений. Он служит средством для принятия практических решений, связанных с планированием и освоением территорий, размещением населения, охраной окружающей среды и многими другими хозяйственными проблемами (Берлянт, 2002).

Картографический метод состоит из двух тесно сопряжённых между собой методов (Берлянт, 2002):

1. Картографирование, или картографический метод отображения, цель которого состоит в переходе от реальной действительности к карте (модели).

## 2. Картографический метод исследования, использующий готовые карты (модели) для познания действительности.

Основой для изучения эрозионно-аккумулятивных процессов и связанных с ними различных прикладных задач являются карты эрозионной опасности земель. Они составляются на основе совокупности нескольких факторов, влияющих на развитие эрозии почв, которые вычисляются по эмпирико-математическим зависимостям. По таким картам можно на качественном уровне оценить степень подверженности сельскохозяйственных земель почвенной эрозии. Количественной оценкой в данном случае является некое осреднённое значение среднегодового смыва почвы, привязанной к какой-либо административно-территориальной единице. Таким образом, карта эрозионной опасности земель является примером картографического метода отображения.

Картографический метод исследования может успешно применяться при анализе карты среднегодовых значений смыва почвы, рассчитанных по эмпирико-математической модели. В этом случае карта, как результат отображения модели, при анализе может дать представление о наличии эрозионноопасных участков и среднегодовых темпов склоновой эрозии на них.

Построение различных вспомогательных карт иногда необходимо для количественных оценок эрозионно-аккумулятивных процессов. Так картографирование участков, подверженных эрозии либо аккумуляции материала, даёт информацию о площади этих территорий, которая, в свою очередь, используется при расчётах баланса наносов на водосборе.

При крупномасштабных исследованиях на отдельных склонах, в пределах склоновых водосборов или бассейнов долин первых порядков проводится детальное крупномасштабное геоморфологическое картирование с выделением стабильных участков рельефа в историческом масштабе времени и участков с различной направленностью экзогенных процессов. Для этого учитываются типы землепользования, размещение транспортных коммуникаций и селитебных территорий. Дополнительно составляются карты длин, крутизны и морфологических типов склонов, которые служат основой для размещения точек пробоотбора (Жукова, 2010).

С помощью вышеописанного метода построена геоморфологическая схема

водосбора «Святой источник», которая использовалась в дальнейшем при оценке баланса наносов этого водосбора.

## 2.4 Методы эрозионного моделирования

Среди эрозионных моделей выделяются две большие группы: теоретические модели эрозии, основанные исключительно на физических закономерностях и аналитических зависимостях, и эмпирические, в основу которых ложатся данные экспериментальных наблюдений. Существуют так же и модели, занимающие промежуточное положение, т.е. основанные на закономерностях формирования склонового стока и смыва, но с включением некоторых блоков, построенных на базе экспериментальных данных.

Пространственное моделирование эрозии динамично развивается в последнее время, что обусловлено широким распространением ГИС. Совместное использование математических моделей и геоинформационных систем позволяет получать пространственно-распределённые данные о темпах смыва и аккумуляции при различных сочетаниях факторов эрозии, что даёт возможность прогнозировать развитие процесса в зависимости от климатических изменений и применяемых типов землепользования (Добровольская и др., 2005; Кузнецова, 2011; Бастраков, Ларионов, 1996).

Наиболее известная эмпирическая модель смыва была создана в США на основе статистической обработки большого объема экспериментальных данных. В результате получилось универсальное уравнение смыва, не имеющее территориальных ограничений (Ларионов, 1993):

$$A = RKLSCP, \quad (2.3)$$

где  $A$  – модуль смыва (т/га в год),

$R$  – фактор осадков (среднегодовое значение потенциала осадков, характеризующее эрозионную способность дождей),

$K$  – фактор эродированности почвы (численно равен модулю смыва с площадки длиной 22,1 м и уклоном  $9^0$ , содержащейся на бесменном пару, отнесенному к величине  $R$ ),

$L$  – фактор длины склона (отношение смыва со склона длины 1 к смыву со

склона длиной 22,1 м при прочих равных условиях, возведенное в степень, показатель степени зависит от уклона),

$S$  – фактор уклона (отношение смыва со склона данной крутизны к смыву со склона крутизной  $9^0$  при прочих равных условиях, определяется по зависимости:  $S=0,065 + 4,56\sin\alpha + 65,41\sin^2 \alpha$ ),

$C$  – хозяйственно-агрономический фактор (отношение среднего смыва с поля за ротацию севооборота к смыву с поля, содержащегося по бессменному пару при прочих равных условиях),

$P$  – фактор противоэрозионных мер (отношение смыва с поля, на котором применяются противоэрозионные меры к смыву с поля, на котором противоэрозионные меры не применяются, а обработка почвы и посев ведутся вдоль склона).

Существуют также и отечественные эмпирические модели эрозии, наиболее экспериментально обоснованной из них является модель ГГИ уравнение смыва от стока талых вод Н.Н. Бобровицкой (Бобровицкая, 1977):

$$W_{sp\%} = h_{p\%}^n abk_i, \quad (2.4)$$

где  $W_s$  – модуль смыва заданной ( $p\%$ ) вероятностью превышения за период весеннего снеготаяния, т/га,

$h$  – слой стока заданной ( $p\%$ ) вероятностью превышения за половодье,

$a$  и  $n$  – параметры, зависящие от типа ручейковой сети на склоне, агротехнического фона и типа почв,

$b$  – коэффициент, учитывающий влияние агрофона на смыв,

$k_I$  – коэффициент, учитывающий влияние уклона.

В НИЛ эрозии почв и русловых процессов на основе двух вышеназванных моделей разработана методика оценки эрозионной опасности пахотных земель при выпадении ливневых осадков и при талом стоке (Маркелов, 2004). Расчет смыва производится для линий тока, которые разбиваются на отрезки равной длины. Результаты расчета смыва по модели USLE/ГГИ представлены в виде двух типов выходных данных: средние значения интенсивности смыва на склоне и изменения темпов смыва вдоль линий тока (Кузнецова, 2011).

По эмпирико-математической модели USLE/ГГИ рассчитаны среднегодовые темпы эрозии почв для малого водосбора «Святой источник» для трех различных

севооборотов (в севообороте №1 преобладает кукуруза и свекла, в севообороте №2 – зерновые, в севообороте №3 – кукуруза и зерновые), на основе которых построены соответствующие тематические карты. Эти результаты характеризуют средний смыв за 40 лет, так как базируются на входных данных, собранных за данный период. Очевидно, что возделывание зерновых культур уменьшает среднегодовые темпы смыва почвы по сравнению с более эрозионноопасными пропашными.

Следует учитывать, что используемая в данной работе версия эмпирико-математической модели не позволяет учитывать темпы аккумуляции наносов внутри склона, что приводит к определённому завышению величин. Визуально сравнивая результаты расчётов по модели USLE/ГГИ можно заметить, что для различных севооборотов различия несущественные, поэтому для сравнения с данными, полученными по радиоцезиевому и почвенно-морфологическому методам использованы расчёты для более универсального севооборота №2.

## **2.5 Методы дистанционного зондирования**

В настоящее время, благодаря улучшению разрешающей способности снимающей аппаратуры, возникает возможность выявлять зоны с различной интенсивностью смыва, которые устанавливаются по изменению цвета оголенной почвы при разной степени её смывости (Кравцова, 2005). Использование данных аэро- и космосъёмки позволяет выявить динамику развития эрозионных процессов (Кравцова, 2005). По изменению границ пашни и эрозионных форм можно количественно оценивать площадь земель, выведенных из сельскохозяйственного землепользования в течении длительного промежутка времени. Также космические снимки непосредственно позволяют уточнить наличие и стадии развития эрозионных форм рельефа изучаемой территории (Кравцова, 2005). Наконец, при дистанционном зондировании возможно следить за сменой типов землепользования, от которых напрямую зависят темпы эрозионных процессов (Кравцова, 2005). Кроме того, данные дистанционного зондирования могут использоваться для мониторинга развития эрозионных форм при исследовании неотектонических движений (Нугманов и др., 2013), дешифрирования почв и почвенного картографирования (Кравцова, Николаева, 1979), дешифрирования свойств растительности (De Jong et al., 1999).

Оценку эрозионных процессов на определенной территории целесообразно

проводить по цветным, спектрональным и синтезированным снимкам, поскольку они дают значительную дополнительную информацию о местности. Преимуществами применения данного метода являются малая трудоемкость, единовременный охват больших территорий, возможность мониторинга, объективность оценки дешифровочных признаков, точность контуровки и т.д.

Для оценки развития эрозионной сети на ключевых участках «Медведица» и «Ведуга» применялся набор летних космических снимков, находящихся в открытом доступе в браузере «Bing» разрешением около 1 метра за 2017 год. По этим снимкам, с помощью визуального дешифрирования оцифровывались тальвеги ложбин и оврагов, появившиеся за последние десятилетия после проведения топографических съемок 1988 года, которые сравнивались между собой. Таким образом производился анализ изменений структуры эрозионной сети ключевых участков, произошедшие в течение последних 30 лет.

## **2.6 Морфометрический метод**

До 1990-х гг. топографические карты являлись основным источником информации для количественных исследований рельефа при этом использовались традиционные методы морфометрии (Ченцов, 1948; Философов, 1960; Берлянт, 1966; Девдариани, 1967; Спиридонов, 1975; Ласточкин, 1987). Морфометрический анализ рельефа речного бассейна при этом, как правило, сводится к выделению элементарных водосборов, разработке топологии порядков рек, вычислению и статистическому анализу основных морфометрических характеристик (Kuznetsova, Golosov, 2008; Бондарев и др., 2012; Никитенков и др., 2013; Vaidya et al., 2013; Скрипко, 2012; Mustafa et al., 2016).

Ситуация начала постепенно меняться с начала 60-х годов с развитием электронно-вычислительной техники и геоинформационных технологий. Концепция цифровой модели рельефа (ЦМР) впервые была описана сотрудниками Массачусетского технологического института в 1958 году (Miller, Laflamme, 1958). Согласно ней ЦМР представляет собой ортогональное растровое изображение, каждая ячейка (или пиксель) которого содержит в себе информацию об абсолютной высоте и координатах. Таким образом, цифровая модель рельефа является непрерывной совокупностью элементарных площадок, расположенных в географической системе



координат и является аппроксимированным отображением реального рельефа. Это дало широкие возможности для морфометрических исследований, снимая ограничения, связанные с использованием топографических карт.

По мере усложнения научно-исследовательских и практических задач возникла необходимость снижения субъективности морфометрических исследований, а также развитие средств автоматизации привело к смене традиционных морфометрических подходов на цифровое моделирование рельефа (Evans, 1972; Кошкарев, 1982; Сербенюк, Мусин, 1989; Шарый и др., 1991; Klinkenberg, 1992; Outcalt et al., 1994; Smith et al., 1999; Lee, 2004; Geomorphometry... 2009, Buccolini, Coco, 2010; Чупина, Зольников, 2016, и др.), являющееся наиболее применимым направлением морфометрического анализа на сегодняшний день.

Поэтому для решения задач, поставленных в данной работе, применялись методы морфометрического анализа, связанные с цифровым моделированием рельефа. Например, при прогнозе развития линейных эрозионных форм на распаханых склонах междуречий ключевых участков «Медведица» и «Ведуга» применялся вероятностный подход, основанный на классификации цифровой модели рельефа по нескольким морфометрическим параметрам. Для выявления зависимости между морфологическим строением малых водосборов степной и лесостепной зон Русской равнины использовался метод регрессионного анализа морфометрических параметров малых водосборов, полученных по их цифровым моделям рельефа. Регрессионный анализ использовался также при изучении влияния морфологии междуречных пространств на протекание эрозионных процессов.

При сравнении различных морфометрических параметров изучаемой территории и выявлении пространственных закономерностей их распределения может пригодиться метод нормирования морфометрических параметров. Нормирование осуществляется путем расчета относительного индекса по формуле, применяющейся при расчете индекса человеческого развития (ИЧР) (Stanton, 2007):

$$X_{ind} = \frac{X - X_{min}}{X_{max} - X_{min}}, \quad (2.5)$$

где  $X_{min}$  и  $X_{max}$  – минимальное и максимальное значения всей совокупностей значений  $X$ . Получающиеся при этом значения распределяются в интервале от 0 до 1 включительно. Использование этого индекса позволяет сравнивать распределение

совершенно различных показателей в пределах какой-либо территории по принципу «больше-меньше». При этом тип статистического распределения изучаемой величины остается неизменным. Такие нормализованные данные пригодны для сравнения территорий, выявления региональных географических закономерностей. С помощью данного способа были нормализованы морфометрические параметры междуречных пространств бассейнов рек Кума, Калауса, Ведуги, Медведицы, Ижа.

### **2.6.1 Вероятностный подход**

Существуют методы, позволяющие исследователю оценить риск развития эрозионных процессов в различных масштабах, определяя статистические отношения между набором неких переменных и пространственным распределением форм рельефа, связанных с процессами водной эрозии. Эти методы, в отличие от физических моделей, не дают в качестве конечного результата объем или массу выносимого материала, однако позволяют оценить пространственную вероятность возникновения эрозионных форм рельефа (Conoscenti et al., 2013).

Для оценки вероятности развития промоин на ключевых участках «Ведуга» и «Медведица» использовалась усовершенствованная методика, разработанная на примере изучения линейных форм склоновой эрозии на острове Сицилия (Conoscenti et al., 2013). В качестве исследуемых объектов выступают тальвеги ложбин, построенные по цифровым моделям рельефа. При построении ЦМР использовались оцифрованные листы топографической карты масштаба 1:10000 с состоянием местности на 1988 год для территорий, расположенных в бассейне рек Медведица и Ведуга. С топографических карт снимались горизонтали (основные, вспомогательные и дополнительные), отметки высот и урезов воды, водотоки и водоёмы, обрывы, овраги и обозначенные рытвины.

Цифровые модели рельефа строились путем выполнения интерполяции по алгоритму ANUDEM (модуль Topo to Raster системы ArcGIS (Hutchinson, 1989; Hutchinson et al., 2011)).

Для определения допустимых размеров ячейки использовался метод, включающий расчёт «плотности» горизонталей и определение минимальных расстояний до них на «частой» сетке (Hengl, 2006). Максимальный приемлемый размер ячейки, в соответствии с этим методом, равен половине среднего расстояния

между горизонталями; минимальный приемлемый размер ячейки определяется распределением этих расстояний (95 % расстояний должны быть больше выбранного шага). Исходя из этих критериев, интервал допустимых значений размера ячейки для Медведицы составил 5,8 — 22,0 м, для Ведуги 3,4 — 10,0 м. В итоге использовались модели с размером ячейки 10 м для каждого изучаемого участка. Краевые части моделей (около 100 м на местности, отсчитывая от рамок карты) были исключены из итогового набора после интерполяции для минимизации краевых эффектов.

В вышеупомянутой работе в качестве морфометрических параметров, с которыми связана вероятность развития промоин на исследуемых участках, использовались следующие: крутизна (град.), экспозиция (град.), горизонтальная кривизна ( $m^{-1}$ ), вертикальная кривизна ( $m^{-1}$ ), общая кривизна ( $m^{-1}$ ), тангенциальная кривизна, ( $m^{-1}$ ), индекс мощности потока, топографический индекс влажности, LS-фактор, используемый в универсальном уравнении эрозии почв (Wischmeier, Smith, 1965).

Такое количество факторов представляется избыточным. Во-первых, использование экспозиции склона как морфометрического параметра при крупномасштабном исследовании представляется сомнительным, ввиду того, в силу крупного масштаба исследования, значения экспозиции распределяются неравномерно. Склоны некоторых румбов практически не представлены параметром экспозиции, поэтому при расчетах вероятности эта морфометрическая характеристика не используется. Во-вторых, горизонтальная и тангенциальная кривизна функционально взаимосвязаны (Флоринский, 2010; Кошель, 2010); а «общая» кривизна является комбинацией плановой и профильной кривизны. В-третьих, индекс мощности потока и топографический индекс влажности функционально связаны с крутизной склона и общей водосборной площадью, расположенной выше по склону от каждой из ячеек. Индекс мощности потока представляет собой натуральный логарифм произведения этих величин, топографический индекс влажности — логарифм их отношения. Вследствие этого, из рассмотрения был исключен индекс мощности потоков и топографический индекс влажности, а вместо них применялся десятичный логарифм общей водосборной площади. Также был исключен из анализа LS-фактор, т.к. он связан с общей водосборной площадью и крутизной. Вместо него использовалась крутизна и десятичный логарифм общей площади водосбора.

Для более полного описания рельефа дополнительно привлекались следующие

морфометрические характеристики:

- Максимальная длина линии тока;
- Глубина расчленения (Valley depth).

Под длиной линии тока подразумевалась длина линии, построенной от ячейки ЦМР вниз по склону по направлениям стока до границы ЦМР или до другой точки, из которой не определено направление стока. Глубина расчленения вычислялась как разность между интерполированными междуречными поверхностями.

Таким образом, полный список использованных морфометрических параметров выглядит следующим образом:

- 1) Крутизна;
- 2) Плановая кривизна;
- 3) Профильная кривизна;
- 4) Десятичный логарифм общей площади водосбора;
- 5) Максимальная длина линии тока;
- 6) Глубина расчленения.

Диапазон значений параметров рельефа является весьма широким для проведения вероятностных оценок, поэтому полученные растры морфометрических характеристик необходимо переклассифицировать в некий набор классов, содержащие значения в различных диапазонах. Переклассификация осуществляется путем деления совокупности значений растров на промежутки, равные одному среднеквадратичному отклонению. Для того, чтобы соотнести полученные наборы классов морфометрических параметров рельефа непосредственно с эрозионными явлениями использовалась концепция «уникальной условной единицы» (далее UCU), введенной при исследованиях оползневых процессов в Южной Италии (Carrara et al., 1995). UCU представляет собой числовое значение, составленное из номеров классов параметров рельефа, вычисленное для каждой ячейки растра, соответствующей ячейке ЦМР (рис. 2.5).

Таким образом, UCU является интегральной характеристикой рельефа и может быть сопоставлена с проявлениями линейной эрозии на склонах междуречий.

Рассмотрим вероятность развития линейной эрозии (gully) при развитии рельефа, результатом которого является значение UCU. Искомая вероятность является условной и находится по теореме Байеса (Conoscenti et al., 2013):

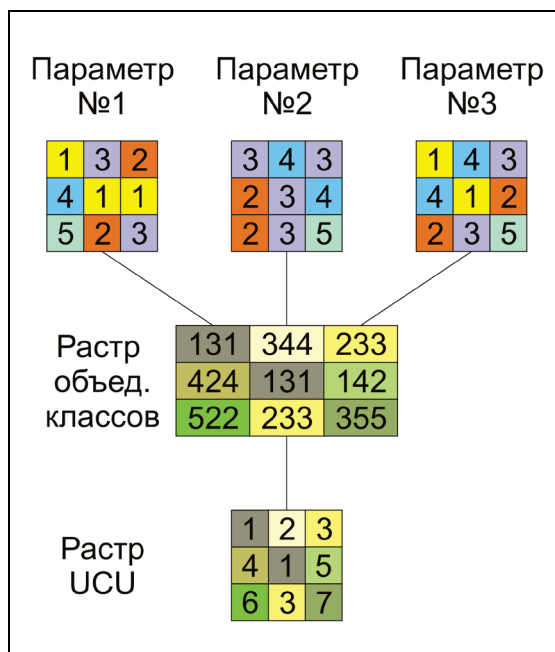


Рисунок 2.5 – Схема построения растра UCU

$$P_{\left(\frac{\text{gully}}{\text{UCU}}\right)} = \left( P_{\text{gully}} * P_{\left(\frac{\text{UCU}}{\text{gully}}\right)} \right) / P_{\text{UCU}}, \quad (2.6)$$

где  $P_{\text{gully}}$  – вероятность эрозионного события,

$P_{\text{UCU/gully}}$  – вероятность формирования рельефа с определенной UCU в условиях развития эрозионных процессов,

$P_{\text{UCU}}$  – вероятность определенной UCU.

$$P_{\text{gully}} = N_{\text{erosion}} / N, \quad (2.7)$$

$$P_{\left(\frac{\text{UCU}}{\text{gully}}\right)} = N_{\text{UCU in erosion}} / N_{\text{erosion}}, \quad (2.8)$$

$$P_{\text{UCU}} = N_{\text{UCU}} / N, \quad (2.9)$$

где  $N$  – общее количество ячеек цифровой модели рельефа,

$N_{\text{erosion}}$  – количество ячеек растра эрозии,

$N_{\text{ucu in erosion}}$  – количество ячеек определенного номера UCU, пересекающихся с растром эрозии,

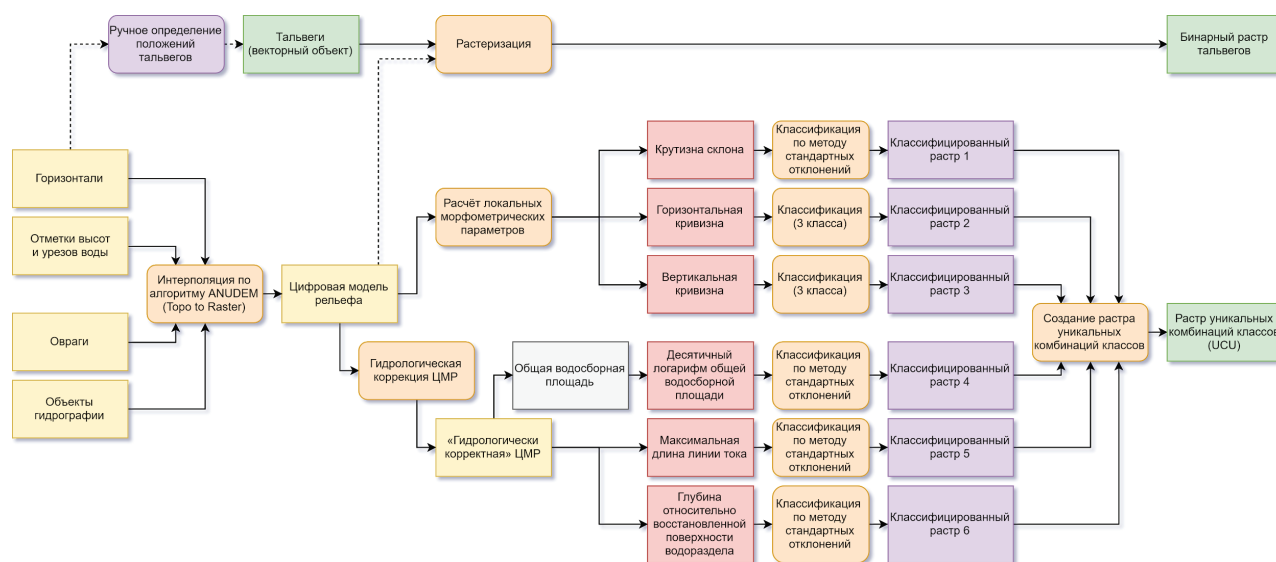
$N_{\text{ucu}}$  – количество всех ячеек UCU с определенным номером.

Следовательно:

$$P_{\left(\frac{\text{UCU}}{\text{gully}}\right)} = \frac{N_{\text{erosion}}}{N} * \frac{N_{\text{UCU in erosion}}}{N_{\text{erosion}}} / \frac{N_{\text{UCU}}}{N}, \quad (2.10)$$

$$P_{\left(\frac{\text{gully}}{\text{UCU}}\right)} = N_{\text{UCU in erosion}} / N_{\text{UCU}}, \quad (2.11)$$

Таким образом, на основе цифровых моделей рельефа, построенных для каждого ключевого участка, создан ряд производных растров: крутизна склона, горизонтальная (плановая) кривизна, вертикальная (профильная) кривизна, общая водосборная площадь, максимальная длина линии тока, «глубина» относительно восстановленной поверхности водораздела. Растры крутизны и кривизны построены непосредственно по ЦМР, для расчёта остальных растров была построена вспомогательная («гидрологически корректная») ЦМР. Эта модель была получена из исходной ЦМР путём заполнения замкнутых локальных понижений. Расчёт морфометрических параметров производились в SAGA GIS (Conrad et al., 2015) с использованием следующих инструментов: *Slope*, *Aspect*, *Curvature* для вычисления крутизны склона, горизонтальной и вертикальной кривизны; *Flow Accumulation (Top-Down)* для вычисления общей водосборной площади; *Maximum Flow Path Length* для вычисления максимальной длины линии тока; *Valley Depth* для вычисления глубины эрозионного расчленения рельефа. Результаты расчётов были импортированы в ArcGIS, где морфометрические параметры были переклассифицированы. Крутизна склона, максимальная длина линии тока и глубина расчленения рельефа были переклассифицированы по методу стандартных отклонений. Общая водосборная площадь нормализована путём вычисления её десятичного логарифма, а затем уже нормализованный растр был подвергнут переклассификации, также по методу стандартных отклонений. Растры кривизны были переклассифицированы с применением «ручного» разбиения на три класса: отрицательных, нулевых и положительных значений. В итоге получено шесть целочисленных растров, представляющих собой классифицированные морфометрические показатели, по нашему мнению, в совокупности оказывающих наибольшее влияние на формирование промоин. Эти шесть растров были наложены друг на друга с определением уникальных комбинаций классов UCU. Каждая уникальная комбинация в дальнейшем трактовалась как самостоятельный класс. Помимо перечисленных растров, на основе оцифрованных тальвегов ложбин создавался так называемый «растр эрозии» – бинарный растр, состоящий из тех ячеек (или пикселей) цифровой модели рельефа, которые включали отрезки тальвегов ложбин, совпадающий по охвату и размеру ячейки с растрами морфометрии (рис. 2.6).



*Рисунок 2.6 – Схема создания растров для составления карты вероятности развития промоин*

Путем сопоставления бинарного растра сети тальвегов с полученными классами UCSU, по вышеприведенным формулам для каждой ячейки ЦМР рассчитаны значения вероятности развития промоин. Полученная конфигурация вероятности развития линейных эрозионных форм рельефа верифицировались с помощью методов дистанционного зондирования (гл. 2.4).

### 2.6.2 Регрессионный анализ

Для каждого малого водосбора степной и лесостепной зоны Русской равнины в системе ESRI ArcGIS 10.0 по цифровым моделям рельефа (ЦМР), построенным либо в результате векторизации топографических карт, либо по данным SRTM, вычислены основные морфометрические характеристики, которые потенциально могут влиять на SDR, а именно: площадь, периметр, абсолютная высота, крутизна, экспозиция, кривизна продольного и поперечного профилей, уклон днища, плановая форма водосбора, а также LS-фактор рельефа (Ларионов, 1993). Для расчетов морфометрических параметров рельефа выбрана ЦМР SRTM, т.к. на территории Русской равнины данная ЦМР является наиболее приближенной к цифровой модели рельефа, построенной по крупномасштабным топографическим картам, поэтому может использоваться для моделирования темпов эрозии почв (Мальцев и др., 2018). Морфометрические параметры выбирались по следующим принципам:

- локальные морфометрические характеристики (Флоринский, 2010): абсолютная высота, крутизна, экспозиция, кривизна продольного и поперечного профилей, уклон днища, LS-фактор – рассчитываются в пределах окрестности ячейки ЦМР (Speight, 1980);
- региональные морфометрические характеристики (Флоринский, 2010): площадь, периметр – описывают положение природного объекта в ландшафте (Speight, 1980);
- характеристика плановой формы водосбора: коэффициент округлости (Miller, 1953).

Совокупность элементарных ячеек ЦМР, попавших в пределы каждого изучаемого водосбора, послужила основой для вычисления максимальных, минимальных и средних значений вышеперечисленных параметров. Например, средняя экспозиция водосбора рассчитывалась как среднее значение экспозиции определенное для каждой из ячеек ЦМР малого водосбора.

В качестве одной из морфометрических характеристик использовалась плановая форма водосбора, оцениваемая помощью коэффициента округлости (Miller, 1953) – *circularity ratio* ( $k_c$ ). Он равен отношению между площадью водосбора ( $F$ , км<sup>2</sup>) и площадью круга ( $S_o$ , км<sup>2</sup>), который имеет периметр, равный периметру исходного водосбора ( $P$ , км):

$$k_c = F / S_o \quad (2.12)$$

Физический смысл коэффициента округлости – соотношение площади водосбора с максимальной возможной площадью при том же периметре. Так как по законам евклидовой геометрии любая плоская фигура при неизменном периметре не может иметь площадь больше, чем площадь круга,  $k_c$  всегда будет меньше единицы. Это соотношение можно преобразовать через площадь и периметр водосбора в соотношение:

$$k_c = 4\pi F / P^2 \quad (2.13)$$

Чем больше коэффициент округлости, тем ближе плановая форма водосбора приближается к окружности, а чем меньше, тем более вытянутую форму имеет водосбор (рис. 2.7).



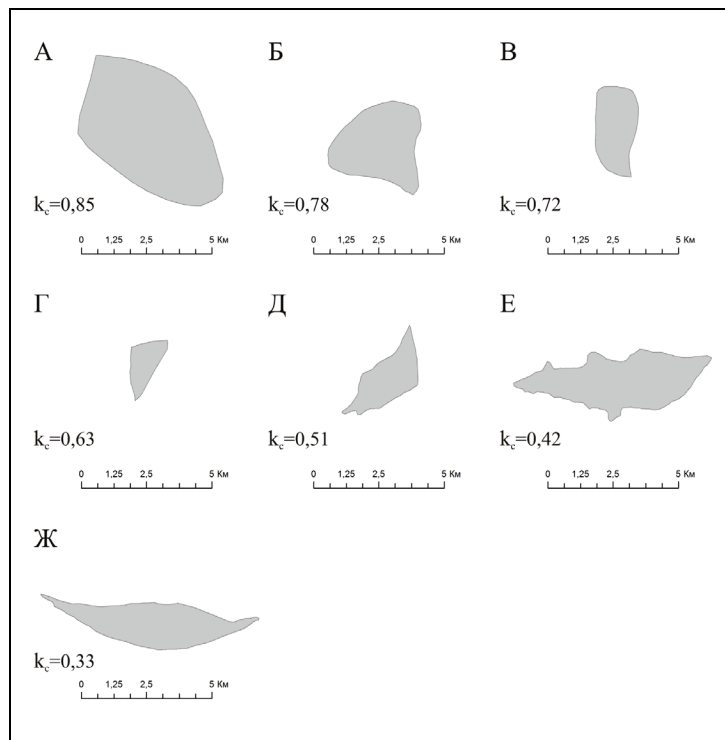


Рисунок 2.7 – Коэффициент округлости как характеристика плановой формы водосбора. Буквами обозначены малые водосборы: А – Сухой Яр-I, Б – Крутой Яр, В – Стёпин рукав, Г – Приток Берестовой, Д – Глубокий, Е – Сухой Яр-II, Ж – Терновая

Для количественной оценки влияния рельефа водосбора на долю выносимого через устьевой створ материала было необходимо определить степень линейной связи между морфометрическими характеристиками водосбора и коэффициентом доставки наносов. Это осуществлялось с помощью построения регрессионных уравнений вида  $SDR=f(x)$ , где  $x$  – значение какого-либо параметра, для каждого морфометрического показателя в отдельности, и вычисления коэффициента корреляции (в среде Microsoft Excel). Таким образом, определялись морфометрические характеристики, имеющие наибольшее влияние на коэффициент доставки наносов (табл. 2.1).

Самое высокое значение коэффициента корреляции между коэффициентом доставки наносов, получены полевыми методами и показателем рельефа малого водосбора получено для средней крутизны водосбора ( $r=0.520$ ). Этот факт дает основания утверждать о крайне низкой степени прямой линейной связи между рассмотренными морфометрическими параметрами и коэффициентами доставки наносов. Исходя из этого, представляется возможным из нескольких базовых морфометрических характеристик составить выражение, имеющее более тесную связь с коэффициентом доставки наносов, чем эти характеристики по отдельности.

Очевидно, что локальные морфометрические характеристики (Флоринский, 2010), основанные на анализе дискретных ячеек ЦМР такие, как средняя крутизна, не подходят для составления искомого выражения.

*Таблица 2.1 – Коэффициенты линейной корреляции морфометрических характеристик водосборов и коэффициента доставки наносов.*

| <b>Морфометрическая характеристика водосбора</b> | <b>Коэффициент корреляции, r</b> |
|--|----------------------------------|
| Площадь  | - 0,444                          |
| Максимальная абсолютная высота                   | 0,445                            |
| Минимальная абсолютная высота                    | 0,420                            |
| Средняя абсолютная высота                        | 0,455                            |
| Максимальная крутизна                            | 0,187                            |
| Средняя крутизна                                 | 0,520                            |
| Средняя экспозиция                               | - 0,095                          |
| Периметр   | 0,467                            |
| Максимальная кривизна продольного профиля        | 0,071                            |
| Минимальная кривизна продольного профиля         | - 0,089                          |
| Средняя кривизна продольного профиля             | 0,371                            |
| Максимальная кривизна поперечного профиля        | - 0,077                          |
| Минимальная кривизна поперечного профиля         | 0,077                            |
| Средняя кривизна поперечного профиля             | 0,484                            |
| Коэффициент округлости                           | - 0,084                          |
| Средний уклон днища                              | 0,281                            |
| Средний LS-фактор                                | 0,360                            |

Искомое соотношение является функцией вида  $f(F,P,H)$ , где  $F$  – площадь водосбора ( $\text{км}^2$ ),  $P$  – его периметр (км),  $H$  – абсолютная высота (м). Эти параметры выбраны как одни из наиболее сильно связанных с коэффициентом доставки наносов по отдельности (табл. 2.1). Кроме того, выдвинуто предположение, что при прочих равных условиях средний уклон водосбора оказывает наибольшее влияние на количество выносимых наносов за пределы водосбора. Средний уклон водосбора

определяется как отношение амплитуды абсолютных высот к длине (прямая линия, соединяющая исток и устье) водосбора. На основе этого предположения можно заключить, что средний уклон водосбора можно выразить через площадные характеристики.

Пусть  $a$  – длина водосбора (км), тогда:

$$F=f(a), \text{ или } F\sim a \quad (2.14)$$

Поэтому для водосбора идеально круглой формы:

$$S_o\sim a_o, \quad (2.15)$$

где  $a_o$  – диаметр круга,

$S_o$  – площадь круга ( $\text{км}^2$ ), который имеет периметр, равный периметру исходного водосбора ( $P$ , км). В таком случае  $a_o=2R$  ( $R$  – радиус окружности).

Как установлено ранее,  $F=k_c S_o$ , где  $k_c$  – коэффициент округлости. Из этого следует, что  $a\sim k_c(a_o)$ , или:

$$a = k_c a_o \quad (2.16)$$

Так как  $a_o=2R$ , а  $P_o=P=2\pi R$ ,  $a_o=P/\pi$ , а с учётом вышеприведённого соотношения, получим:

$$a = k_c P/\pi \quad (2.17)$$

Принимая коэффициент округлости равным  $k_c=4\pi F/P^2$ , получим соотношение для длины водосбора:

$$a = 4F/P \quad (2.18)$$

Таким образом, отношение площади водосбора к его периметру количественно характеризует плановую форму водосбора и может использоваться для выявления зависимости коэффициента доставки наносов от морфометрических параметров малого водосбора.

## ГЛАВА 3. РЕЛЬЕФ КАК ФАКТОР ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В БАССЕЙНАХ МАЛЫХ РЕК

### 3.1 Краткая физико-географическая характеристика объектов исследований

Объектом исследования являются бассейны пяти малых рек южного мегасклона Русской равнины – р. Калаус, р. Кума, р. Медведица, р. Иж, р. Ведуга (рис. 3.1).



*Рисунок 3.1 – Расположение речных бассейнов в пределах южного мегасклона Восточно-Европейской равнины*

Бассейны данных рек имеют достаточно большую и различную площади, однако для детального анализа выбраны верхние части бассейнов, площадь каждой из них не превышает 3 тысяч квадратных километров, что сопоставимо с площадью типичной малой реки.

Бассейн реки Калаус находится в центральной части Ставропольской возвышенности с абсолютными высотами от 200 до 690 метров. Рельеф речного бассейна представляет собой сочетание структурно-денудационных и абразионных платообразных возвышенностей (Спиридонов, 1978), сложенных миоценовыми глинами, алевролитами, песками, известняками и мергелями (ГИС-атлас «Недра России». URL: [www.vsegei.ru](http://www.vsegei.ru)). Соседний с р. Калаус бассейн р. Кумы расположен в

южной части Ставропольской возвышенности, небольшая его юго-западная часть находится на предгорьях и низкогорьях Скалистого хребта Северного Кавказа. Абсолютных высоты варьируются от 250 до 1400 метров. В структуре рельефа бассейна Кумы преобладают возвышенные эрозионно-денудационные равнины, расчлененные широкими плоскодонными ложбинами, переходящими в глубокие балки (Спиридонов, 1978), врезанные в палеогеновые и неогеновые глины, мергели и известняки, в юго-западной части – низкогорья, расчлененные густой сетью балок и оврагов на известняках, алевролитах, меловых песчаниках (ГИС-атлас «Недра России». URL: [www.vsegei.ru](http://www.vsegei.ru)). Мощность лессовых отложений, перекрывающих коренные породы, в пределах бассейнов р. Калауса и Кумы небольшая, ввиду широкого распространения дефляции и эрозионных процессов в данном регионе (Макунина, 1985) (рис. 3.2).

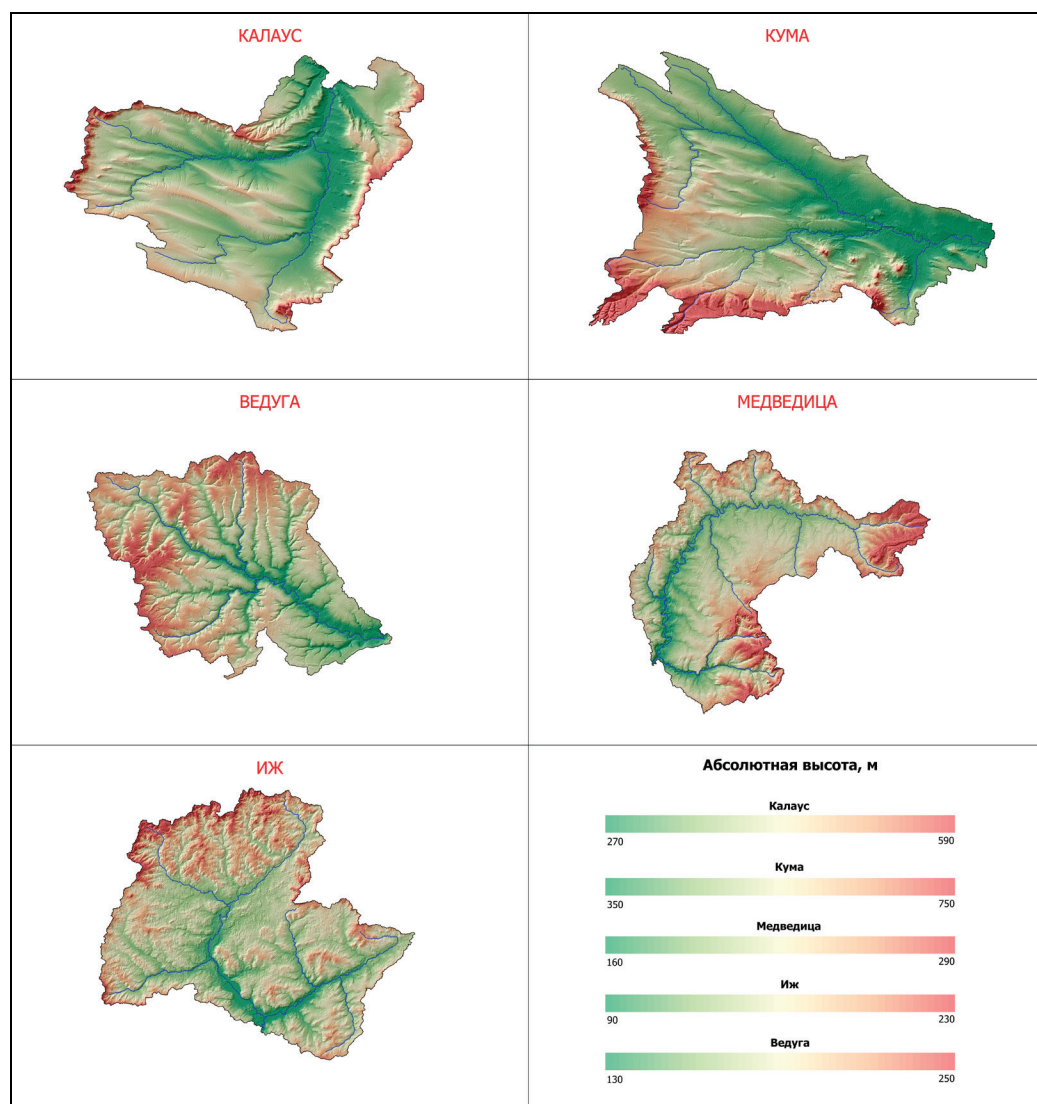


Рисунок 3.2 – Гипсометрическое строение объектов исследования

Бассейн реки Ведуги расположен на восточном склоне Среднерусской возвышенности в пределах Воронежской антеклизы. Абсолютные высоты бассейна колеблются в пределах 100–270 метров. Рельеф изучаемой территории представляет собой денудационную равнину с густым эрозионным расчленением, сложенную пясчым мелом, пясками, мергелями мелового возраста (Карандеева, 1957). Среди четвертичных отложений бассейна р. Ведуги преобладают лессы, мощность которых составляет 2–3 метра, в некоторых местах она достигает 10–12 метров (Мильков, Гвоздецкий, 1986).

Бассейн р. Медведицы расположен в центральной части Приволжской возвышенности в пределах структурно-денудационной Доно-Медведицкой гряды (Спиридонов, 1978) с абсолютными высотами 150–340 метров. Большая часть данной территории сложена палеогеновыми глинами, пясками, пясчаниками, мергелями, юго-восточная возвышенная часть бассейна сложена пясчаниками и опоками мелового возраста (ГИС-атлас «Недра России». URL: [www.vsegei.ru](http://www.vsegei.ru)).

Бассейн реки Иж в основном находится в пределах Центрально-Удмуртской низменности, его северная часть расположена на южных отрогах денудационной Красногорской возвышенности (Илларионов, 2000). Размах абсолютных высот достигает 200 метров (80–280 м). В геологическом отношении данная территория отличается преобладанием глин, алевролитов, пясчаников, мергелей, доломитов пермского возраста (ГИС-атлас «Недра России». URL: [www.vsegei.ru](http://www.vsegei.ru)).

Климатические показатели изучаемых водосборов различаются согласно принципу широтной зональности. Например, среднегодовые температуры варьируют в диапазоне 1°–4°С в бассейнах р. Иж, 2°–6°С в бассейне р. Медведицы, 4°–8°С в бассейне р. Ведуги, 8°–11°С в бассейнах рек Калауса и Кумы (Автоматизированная Информационная Система Обработки Режимной Информации (АИСОРИ) ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» Росгидромета. URL: [aisori.meteo.ru](http://aisori.meteo.ru)). При этом, по данным многолетних наблюдений на метеостанциях №28411 «Ижевск», №34123 «Воронеж», №34163 «Октябрьский городок» (бассейн р. Медведица), №34949 «Ставрополь», №37054 «Минеральные Воды» в течение периода от 80 до 100 лет обнаруживается устойчивый тренд постепенного поступательного увеличения среднегодовой температуры (рис. 3.3), начиная с 1980-х годов, который для более обширных территорий подтверждается другими исследователями (Переведенцев и др., 2005).

Среднегодовая сумма атмосферных осадков по данным метеонаблюдений варьируется в приблизительно одинаковом диапазоне 350–750 мм в год. В бассейне р. Иж выпадает 350–650 мм в год, р. Медведица – 300–600 мм в год, р. Ведуга – 400–700 мм в год, р. Калаус – 450–650 мм в год, р. Кума – 400–600 мм в год. Стоит отметить, что среди перечисленных природных объектов, бассейн р. Ведуга является территорией с наиболее влажным климатом, на которой зафиксировано несколько случаев выпадения более 750 мм осадков в год (Автоматизированная Информационная Система Обработки Режимной Информации (АИСОРИ) ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» Росгидромета. URL: [aisori.meteo.ru](http://aisori.meteo.ru)). Характеристики снежного покрова исследуемых водосборов также четко дифференцируются с широтой с севера на юг: бассейн Ижа – 100–150 мм снежного покрова 150–175 дней в году, бассейны Медведицы и Ведуги – 50–100 мм снежного покрова 125–150 дней в году, бассейны Калауса и Кумы – 25–50 мм снежного покрова 50–75 дней в году (География России. URL: [geographyofrussia.com](http://geographyofrussia.com)). В связи с ростом зимних температур в последние десятилетия устойчивый снежный покров на юге Европейской территории России, включая бассейны рек Калауса и равнинной части бассейна р. Кумы, не формируется.

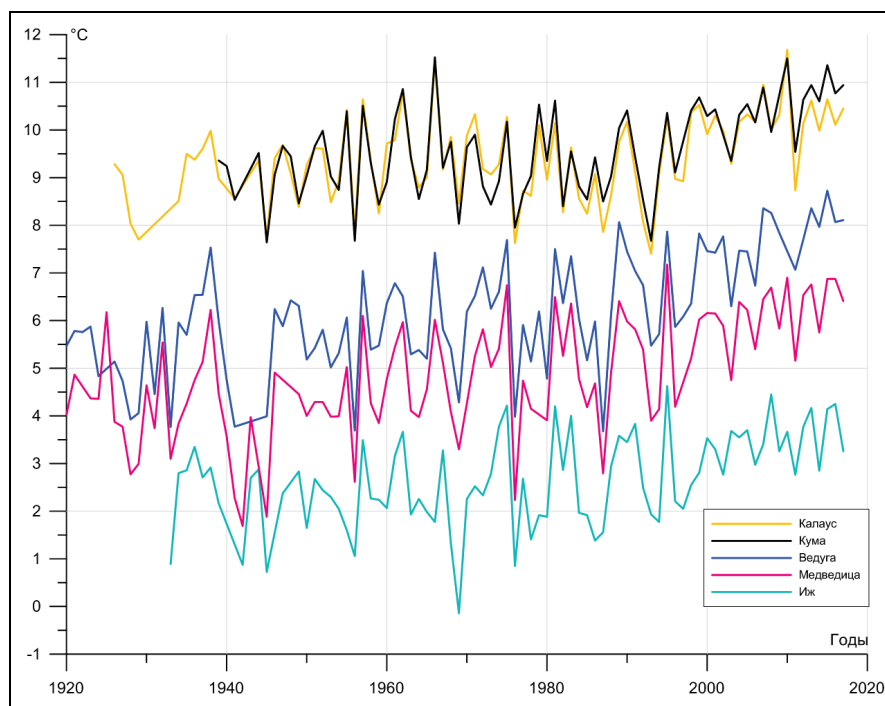


Рисунок 3.3 – График изменений среднегодовой температуры воздуха за период метеонаблюдений в районах исследования (Автоматизированная Информационная Система Обработки Режимной Информации (АИСОРИ) ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» Росгидромета. URL: [aisori.meteo.ru](http://aisori.meteo.ru))

Таким образом, на данных речных бассейнах малых рек южного мегасклона Русской равнины за последние 40 лет произошло увеличение среднегодовой температуры воздуха в основном за счёт повышения среднесуточных температур в зимние месяцы. При относительно стабильном выпадении атмосферных осадков это привело к сокращению половодного стока, обусловленного сокращением поверхностного стока в период весеннего снеготаяния на всем южном мегасклоне Русской равнины (Фролова и др., 2015).

Среди почвообразующих пород для всех бассейнов, кроме бассейна р. Иж, преобладают глинистые и тяжелосуглинистые (рис. 3.4).

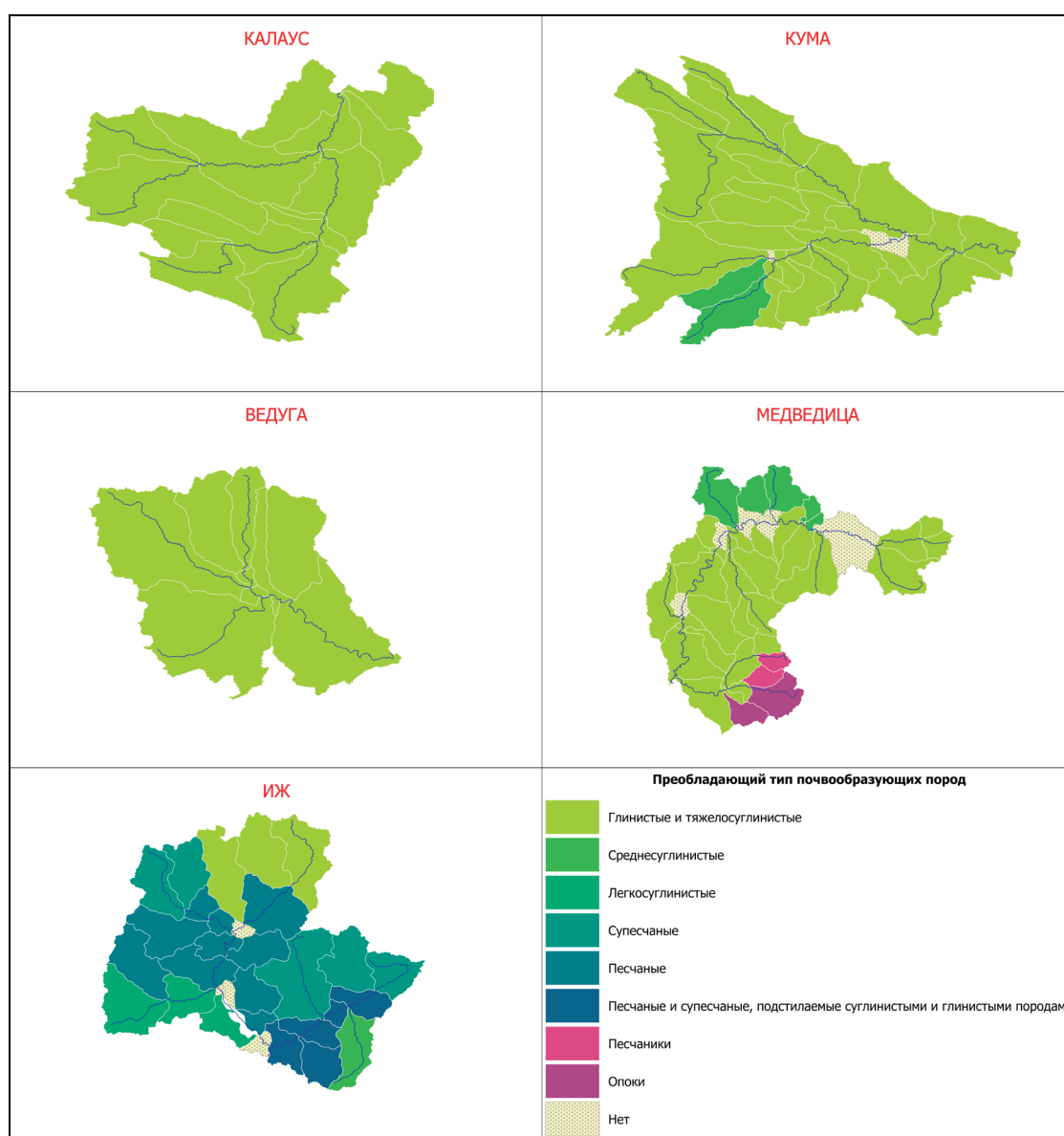


Рисунок 3.4 – Преобладающие типы почвообразующих пород исследуемых участков (Геопортал «Речные бассейны Европейской России». URL: [bassepr.kpfu.ru](http://bassepr.kpfu.ru); Ermolaev et al., 2014; Ermolaev et al., 2017)



В бассейне реки Иж в большинстве своем распространены породы песчаного и супесчаного состава, которые приурочены к центральной низменной части, тогда как глинистые и тяжелосуглинистые породы преобладают в северной возвышенной части бассейна. В бассейне р. Медведицы отмечается широкое распространение песчаников и опок в его возвышенной юго-восточной части, что связано с выходами коренных пород мелового возраста в этом районе.

В бассейнах всех пяти рек, кроме реки Иж, основным видом почв являются различные виды черноземов: выщелоченные, обыкновенные, оподзоленные, солонцеватые, южные (рис. 3.5).

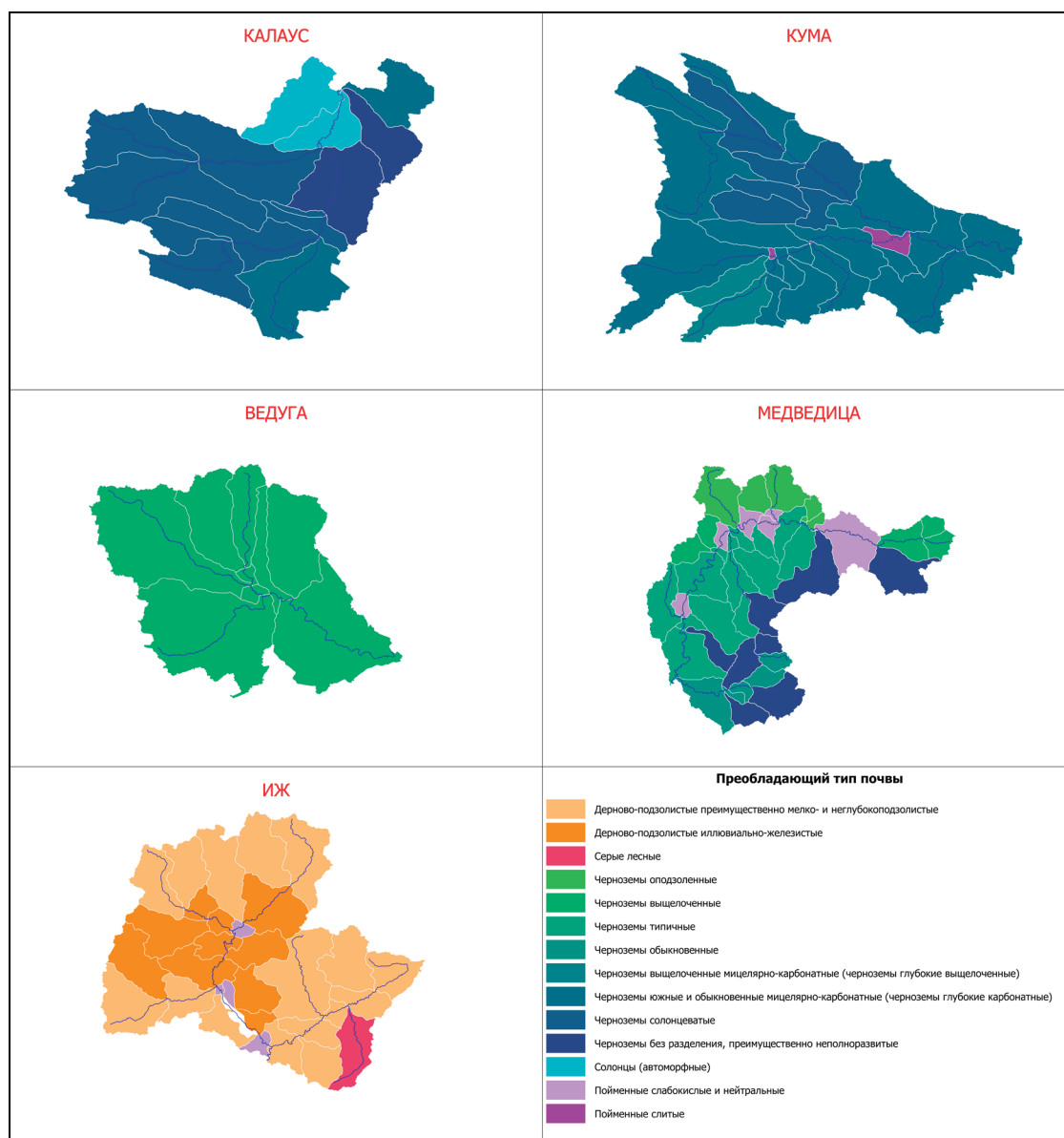


Рисунок 3.5 – Преобладающие типы почв в исследуемых речных бассейнах (Геопортал «Речные бассейны Европейской России», [bassepr.kpfu.ru](http://bassepr.kpfu.ru); Ermolaev et al., 2014; Ermolaev et al., 2017)

Для северной части бассейна р. Калауса характерно распространение солонцов. В бассейне р. Ижа преобладают дерново-подзолистые почвы на песчаных и супесчаных подстилающих породах, в юго-восточной части – серые лесные почвы на средних суглинках.

Рассматриваемые речные бассейны отличаются друг от друга по структуре землепользования (Иванов, 2016) (рис. 3.6). Для всех пяти бассейнов, кроме бассейна реки Иж, характерно преобладание пахотных земель над селитебными и залесенными территориями. В бассейне реки Иж наибольшую площадь занимают залесенные территории в центральной части бассейна, земли населенных пунктов также имеют значительную площадь из-за расположения г. Ижевск в анализируемой верхней части бассейна. Пашня в бассейне р. Иж преимущественно занимает его северную, восточную и юго-восточную части.

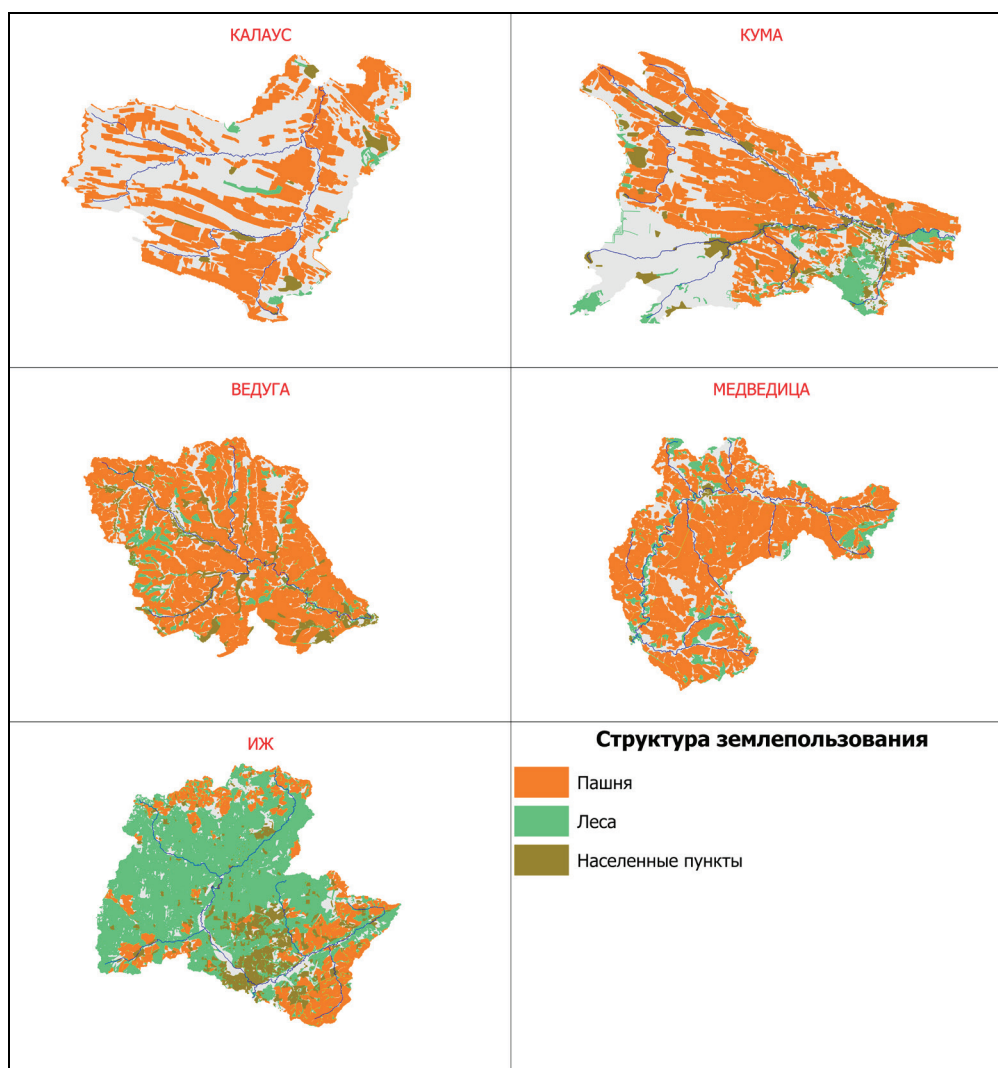


Рисунок 3.6 – Структура землепользования объектов исследования

В бассейнах рек Ведуги и Медведицы пахотные земли распространены повсеместно по всей территории, причем в бассейне Медведицы леса имеют очаговое распространение на приводораздельных территориях и в долине главной реки, а в бассейне Ведуги леса и населенные пункты концентрируются вдоль речных долин притоков главной реки, что может быть связано с практически полной распашкой междуречий, обусловленной структурой эрозионного расчленения.

Конфигурация пахотных земель бассейна реки Калаус приблизительно повторяет (особенно в центральной и западной частях) рисунок междуречий – чередование параллельных субширотных гряд, лесные массивы и населенные пункты расположены очагово и тяготеют к границе бассейна. Структура землепользования бассейна р. Кумы является довольно сложной. Пахотные угодья плотно сконцентрированы в центральной, северной, северо-западной и восточной частях. Населенные пункты сконцентрированы вдоль русла Кумы и к югу от нее, а также очагово расположены на северо-северо-западе бассейна. Наиболее обширные лесные массивы находятся в южной-юго-восточной части бассейна р. Кумы, а также в юго-западной части в предгорьях Северного Кавказа.

Таким образом, объекты исследования по структуре землепользования можно разделить на три группы, которые коррелируют с их широтным положением. В первую группу входит бассейн реки Иж – наименее распаханый и наиболее залесенный бассейн с самой большой долей земель населенных пунктов среди остальных (табл. 3.1).

*Таблица 3.1 – Распределение видов землепользования на объектах исследования*

| <b>Название бассейна</b> | <b>Площадь, кв. км.</b> | <b>Пашня, %</b> | <b>Лес, %</b> | <b>Селитебные земли, %</b> | <b>Прочее, %</b> |
|--------------------------|-------------------------|-----------------|---------------|----------------------------|------------------|
| Калаус                   | 1773                    | 40              | 2             | 2                          | 56               |
| Кума                     | 3103                    | 41              | 6             | 7                          | 46               |
| Медведица                | 3622                    | 62              | 9             | 1                          | 28               |
| Иж                       | 2520                    | 16              | 55            | 10                         | 19               |
| Ведуга                   | 1197                    | 63              | 7             | 7                          | 23               |

Ко второй группе относятся бассейны рек Калауса и Кумы, распаханность которых составляет около 40%. При этом, бассейн р. Кумы является более залесенным и заселенным, чем бассейн р. Калауса. Третья группа включает в себя бассейны рек Ведуга и Медведица. Процент распашки на них превышает 60%, залесенность составляет 7–9%, однако в бассейне Медведицы доля селитебных земель минимальна.

Сопоставляя физико-географические условия изучаемых речных бассейнов, можно сделать определенные предположения о темпах эрозионно-аккумулятивных процессов на их территории. По данным о преобладающих типах почв и почвообразующих породах можно оценить смываемость почв (Кирюхина, Пацукевич, 2001). Согласно этой классификации почвы всех пяти бассейнов относятся к категории минимально эродируемых (<1,0) или слабо эродируемых (1,1–1,5) (табл. 3.2).

*Таблица 3.2 – Сравнительная характеристика ведущих (помимо рельефа) факторов почвенной эрозии объектов исследования*

| <b>Фактор почвенной эрозии</b>                  | <b>Калаус</b> | <b>Кума</b> | <b>Медведица</b> | <b>Иж</b> | <b>Ведуга</b> |
|---|---------------|-------------|------------------|-----------|---------------|
| Смываемость почв                                | 1,1-1,5       | 1,1-1,5     | <1,0             | 1,1-1,5   | <1,0          |
| Эрозионный потенциал дождевых осадков, $R_{30}$ | 10-15         | 15-20       | 6-8              | 4-6       | 8-10          |
| Процент распашки, %                             | 40            | 41          | 62               | 16        | 63            |

В связи с незначительным разбросом среднегодовых сумм атмосферных осадков и уменьшением влияние запасов снега на эрозионные процессы из-за глобальных изменений климата (см. выше) в качестве сравнительной характеристики климатических условий развития эрозионных процессов использовался показатель эрозионного индекса осадков,  $R_{30}$  (Wischmeier, Smith, 1978, Ларионов, 1993).

Эрозионный индекс осадков является «средним из годовых сумм произведений энергии отдельных ливней (функция интенсивности и слоя осадков) на максимальную 30-минутную интенсивность (учитываются дожди со слоем свыше 10 мм)» (Литвин, 2002). Наибольшие значения этого показателя наблюдаются в бассейнах Кумы и Калауса, наименьшие – в бассейне р. Иж.

Учитывая показатели смываемости почв, эрозионного потенциала дождевых осадков и процента распаханых земель, можно сделать предположение о темпах эрозионных процессов изучаемых речных бассейнов. Исходя из этого, можно выделить три группы речных бассейнов: бассейны Кумы и Калауса с наиболее высоким потенциальным смывом почвы (высокий  $R_{30}$  и относительно высокий процент пахотных земель), бассейны Ведуги и Медведицы – со средним потенциальным смывом почвы (высокая доля пахотных земель, средний  $R_{30}$ ), бассейн Ижа – с низким потенциальным смывом почвы (относительно низкий  $R_{30}$ , низкий процент пахотных земель, высокий процент лесных угодий и земель населенных пунктов).

### 3.2 Подходы к количественной оценки расчлененности рельефа междуречий

Эрозионно-аккумулятивные процессы, развивающиеся на склонах междуречий, непосредственно формируют рисунок и структуру эрозионного расчленения междуречных пространств. Система рельеф–эрозионно-аккумулятивный процесс является системой с обратной связью, в которой рельеф междуречий может определять интенсивность протекания процессов эрозии и аккумуляции. Качественной характеристикой, которая может описывать степень влияния рельефа междуречий на процессы эрозии и аккумуляции, является расчлененность рельефа (Соболев, 1948). В данном случае расчлененность является общей характеристикой рельефа, которая может оцениваться величиной горизонтального расчленения, величиной вертикального расчленения или учитывать оба этих морфометрических параметра.

При количественной оценке степени расчлененности водораздельных пространств на предмет взаимосвязи с процессами эрозии и аккумуляции возникает проблема выделения элементарных территориальных единиц (ввиду трудностей с выявлением границ в пространстве). Кроме того, неясно по каким критериям и какими параметрами следует оценивать расчлененность рельефа. Поэтому была произведена оценка степени расчленения элементарных водосборов бассейнов рек Калауса, Кумы, Медведицы, Ведуги и Ижа (выделены К.А. Мальцевым). Для оценки были выбраны и затем сравнивались четыре показателя:

1) Густота овражно-балочной сети (Спиридонов, 1975; Мальцев, Шарифуллин, 2017):

$$G = \frac{\sum l_b}{F}, \quad (3.1)$$

где  $\sum l_b$  – сумма длин тальвегов временных и постоянных водотоков в пределах элементарного водосбора (м),

$F$  – площадь элементарного водосбора (км<sup>2</sup>).

2) Среднеквадратичное отклонение абсолютной высоты –  $H_{std}$  (Якименко, Дмитриев, 1990).

3) Индекс расчлененности, dissection index (Singh, Dubey, 1994):

$$D_{is} = (H_{max} - H_{min}) : ((H_{max} + H_{min})/2), \quad (3.2)$$

где  $H_{max}$  – максимальная высота водосбора (м),

$H_{min}$  – минимальная высота водосбора.

4) Коэффициент объема,  $V_r$  (Beg, 2015):

$$V_r = \frac{V_1}{V_2}, \quad (3.3)$$

где  $V_1$  – объем водосбора между поверхностью водосбора и ее проекцией на горизонтальную плоскость,

$V_2$  – объем, равный произведению проекции поверхности водосбора на горизонтальную плоскость на амплитуду абсолютных высот водосбора (рис. 3.7).  $V_r$  может принимать значения только в пределах от 0 до 1. Чем ближе  $V_r$  к единице, тем менее денудирован водосбор. Вышеуказанные морфометрические показатели выбирались по принципу различия во входных наборах геопространственных данных. Например, густота овражно-балочной сети вычислялась через линейные объекты и площадь, среднеквадратичное отклонение – по ячейкам цифровой модели рельефа, индекс расчлененности – по двум значениям отметок высот, коэффициент объема – по ячейкам ЦМР.

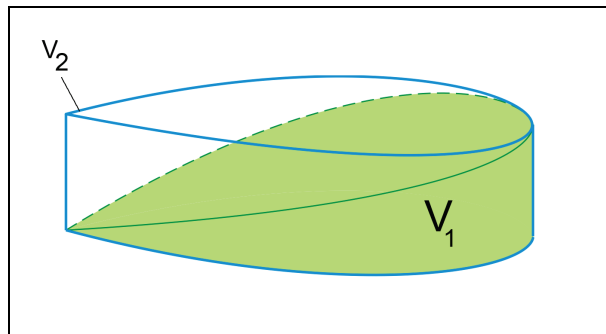


Рисунок 3.7 – Наглядное изображение аргументов в формуле коэффициента объема

Для всех элементарных водосборов исследуемых речных бассейнов рассчитывался коэффициент объема. Кроме того, строились продольные профили главных тальвегов водосборов. Водосборы с высоким  $V_r$  имеют выпуклый продольный профиль, с низким – вогнутый (рис. 3.8).

Полученные значения коэффициента объема могут использоваться для автоматизированного разделения элементарных водосборов на водосборы с выпуклым, вогнутым и прямым продольным профилем.

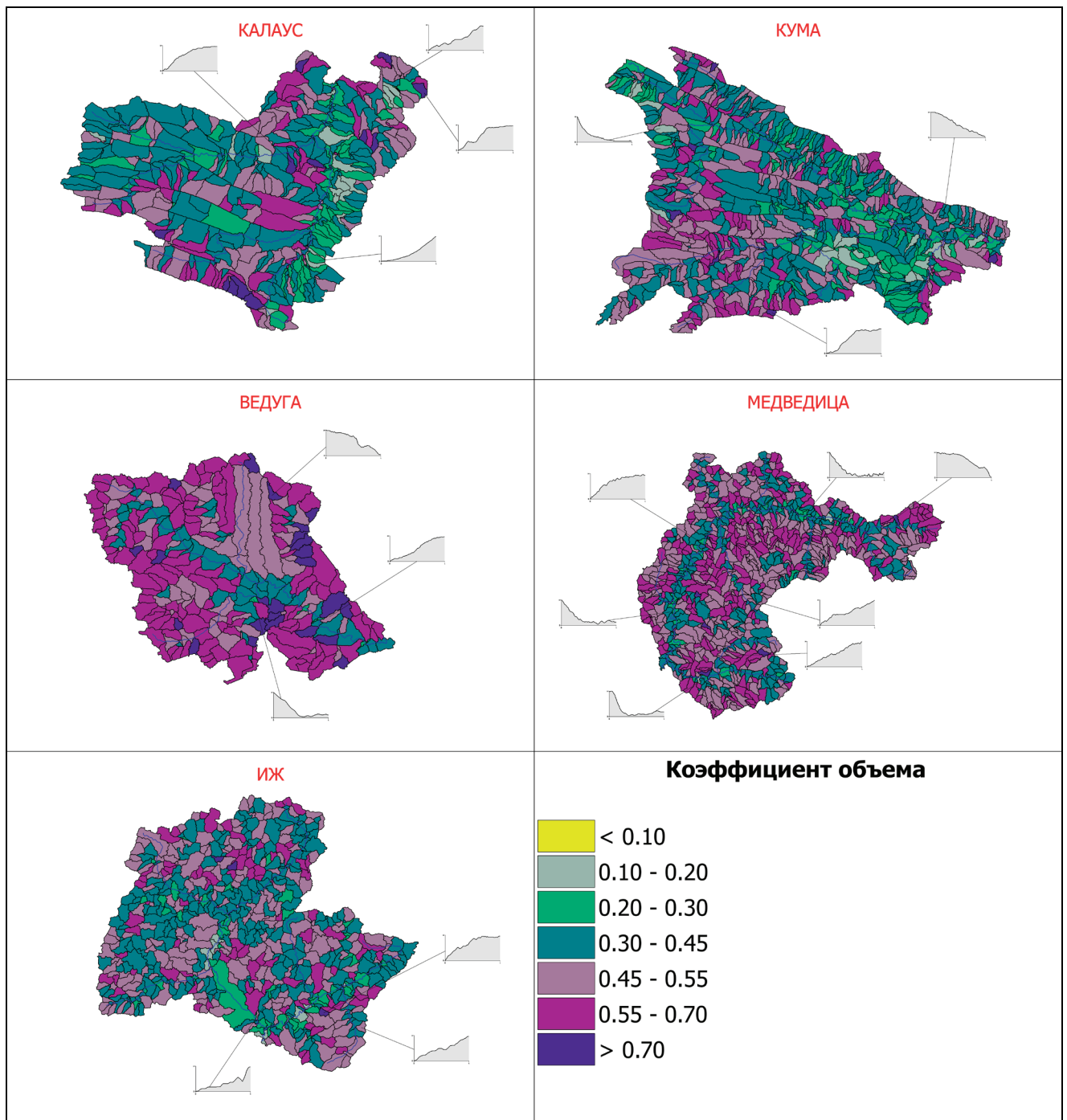


Рисунок 3.8 – Распределение коэффициента объема на малых водосборах исследуемых участков (графиками обозначены продольные профили водосборов)

Следовательно, представляется возможным выделить морфологические типы водосборов, влияющим на интенсивность смыва – концентрирующие сток, рассеивающие сток и прямые (Литвин, 2002). Водосборы, рассеивающие сток, имеют значение  $V_r > 0.55$ , прямые –  $0.45 < V_r < 0.55$ , концентрирующие сток –  $V_r < 0.45$ .

Распределение величин коэффициента объема на исследуемых речных бассейнах имеет определенные особенности. В бассейне реки Калаус преобладают вогнутые

водосборы, которые доминируют на правом берегу р. Калаус и в большинстве своем приурочены к долине главной реки. Выпуклые водосборы тяготеют к южным и северным границам бассейна р. Калауса. В бассейне р. Кумы также доминируют вогнутые склоны, занимающие центральную, северную и юго-восточную часть бассейна.

Наибольшие скопления вогнутых водосборов отмечаются на обширном участке лесного массива на юго-востоке бассейна. Выпуклые и прямые водосборы концентрируются в нераспаханной предгорной юго-западной части бассейна Кумы. Наиболее ярким образом распределение величины коэффициента объема проявляет себя в бассейне р. Ведуга. В отличие от остальных бассейнов, в нем доминирующую роль играют водосборы с выпуклым продольным профилем. Немногочисленные вогнутые водосборы концентрируются практически полностью вдоль долины р. Ведуга. Таким образом, в отличие от бассейнов Калауса и Кумы, где распаханности являются в основном вогнутые водосборы, в бассейне Ведуги распаханности выпуклые.

В бассейне р. Медведица соотношение вогнутых и выпуклых водосборов примерно равное, преобладающий тип – водосборы с прямым продольным профилем. Значительная часть вогнутых водосборов приурочена к долине р. Медведица, а также к возвышенной юго-восточной части бассейна, отличающейся от остальных по геологическому строению (см. выше).

Конфигурация выпуклых водосборов не содержит какой-либо закономерности, кроме концентрации выпуклых водосборов в возвышенной восточной части бассейна реки. В бассейне р. Иж наиболее многочисленны вогнутые и прямые водосборы. Вогнутые водосборы с минимальным  $V_r$  приурочены к долине реки Иж и к долине ее крупного левого притока – р. Позимь. Выпуклые водосборы хаотично разбросаны по всей территории и не имеют каких-либо географических закономерностей распределения.

Таким образом, во всех пяти изучаемых бассейнах, как правило, преобладают вогнутые или прямые водосборы, причем вогнутые концентрируются по долинам крупных рек и по долинам их крупных притоков. Между тем, в бассейне р. Ведуга распределение величины коэффициента объема обнаруживает весьма четкие географические закономерности.

Путем сравнения четырех вышеупомянутых показателей расчлененности не



обнаружена прямая линейная зависимость между одним из малоиспользуемых параметров ( $H_{std}$ ,  $D_{is}$ ,  $V_r$ ) и хорошо известным и апробированным показателем густоты овражно-балочной сети (Спиридонов, 1975; Мальцев, Шарифуллин, 2017), так как коэффициенты корреляции между ними не превышают 0.1, а значит они не могут использоваться вместо этого параметра.

При нормировании густоты овражно-балочной сети (гл. 2) выяснилось, что данный показатель не имеет каких-либо ярко выраженных географических распределений в пространстве (рис. 3.9).

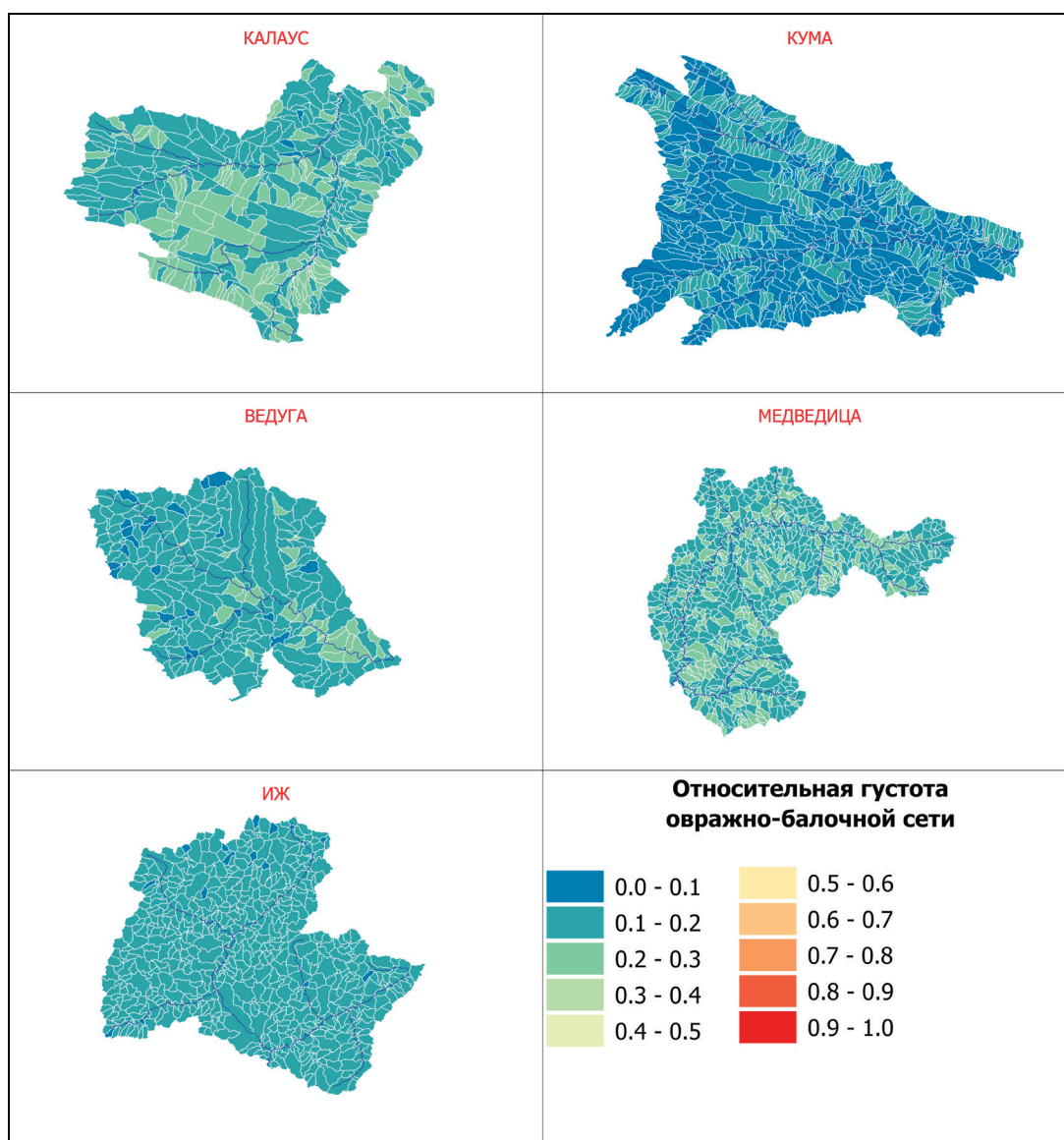


Рисунок 3.9 – Распределение относительных величин густоты овражно-балочной сети объектов исследования

На всех водосборах подавляющее большинство составляют водосборы с индексом менее 0,3. В бассейне р. Иж относительное распределение густоты овражно-

балочной сети представляет собой весьма однородную картину. Практически на всех малых водосборах величина густоты варьируется в одном диапазоне 0,1–0,2. В бассейне р. Кума также наблюдается весьма однородное распределение данного показателя.

Среднеквадратическое отклонение абсолютной высоты (СКО) является показателем контрастности рельефа, которое согласно гипотезе Э.Л. Якименко и А.Н. Дмитриева (1990), может использоваться для оценки расчленения рельефа. Распределение нормированных величин СКО на пяти бассейнах обнаруживает некие географические закономерности распределения (рис. 3.10).

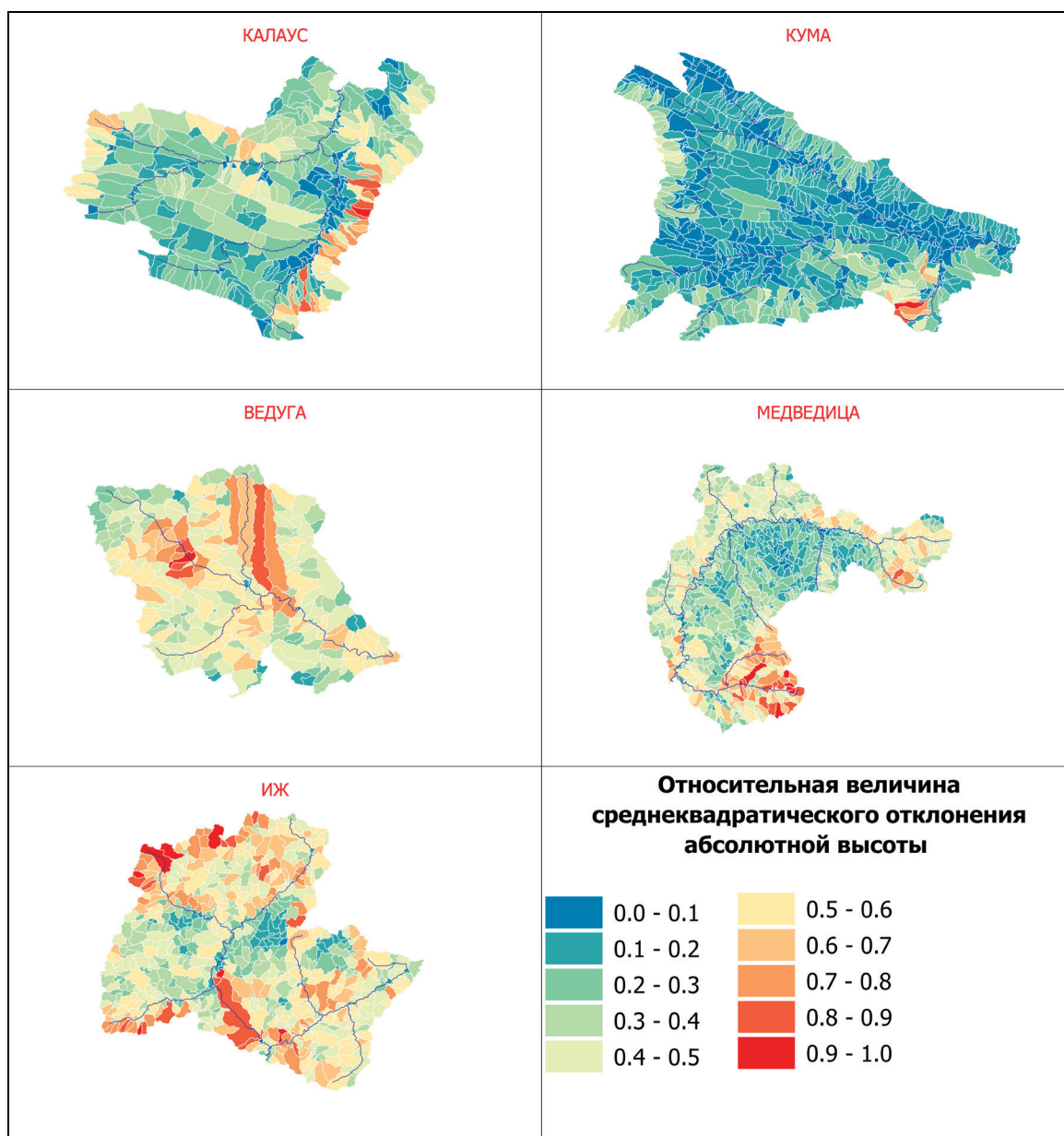


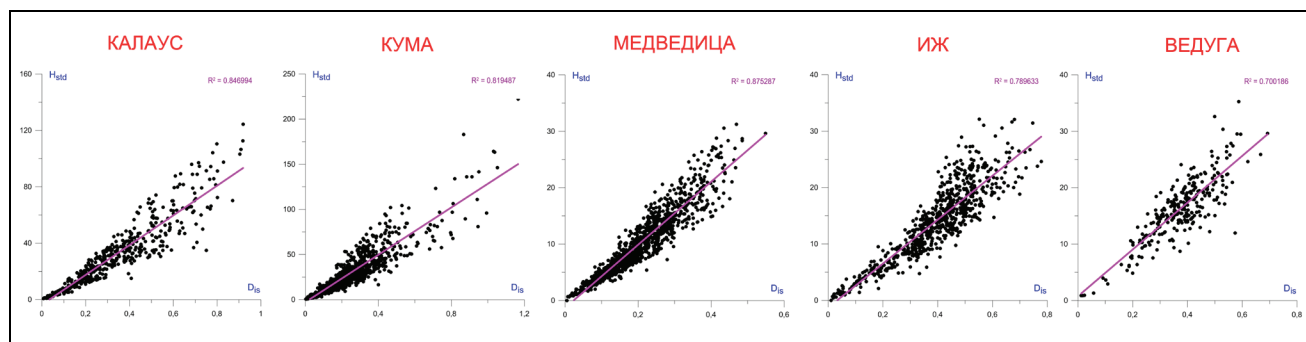
Рисунок 3.10 – Распределение относительных величин среднеквадратического отклонения абсолютной высоты для исследуемых речных бассейнов

Например, на всех бассейнах водосборы с высоким СКО тяготеют к приводораздельным пространствам. В бассейне р. Калаус по распределению СКО абсолютной высоты можно выделить несколько геоморфологических районов: правобережье реки Калаус с резким переходом с возвышенного водораздела на склон долины р. Калаус – высокие значения СКО, средняя пологая часть долины р. Калаус с низким СКО, западная и северо-западная возвышенные части бассейна со средними значениями СКО.

В бассейне р. Кумы практически на всей территории доминируют элементарные водосборы с низкими величинами СКО. При этом, в западной части бассейна низкие показатели СКО не обнаруживают корреляции со значительным эрозионным расчленением в этом районе. Можно заметить, что конфигурация малых водосборов с низкими СКО приблизительно напоминает рисунок распаханых площадей бассейна р. Кума (рис. 3.6), в то время как участки с высокими СКО в юго-восточной части бассейна находятся на возвышенной залесенной территории. При этом, в значительно расчлененных предгорных юго-западных районах нет водосборов с высоким СКО абсолютной высоты. В бассейне р. Ведуги преобладают водосборы с величинами СКО, близкими к средним по бассейну (0,3–0,6). Малые водосборы с высокими СКО наблюдаются для субперпендикулярных левых притоков р. Ведуга, судя по перистому рисунку речной сети, отличающихся близким к поверхности залеганием коренных пород мелового возраста, а также в западной части в зоне резкого перепада абсолютных высот (рис. 3.2). Для бассейна р. Медведица характерно доминирование водосборов с низким СКО (0–0,4), особенно на слабонаклонной относительно слаборасчлененной левобережной центральной части бассейна. Высокие значения СКО отмечаются на возвышенной восточной части бассейна и на его юго-восточном участке, отличающимся геологическим строением (см. выше) и являющегося наиболее расчлененным среди остальных районов бассейна р. Медведица. В бассейне р. Иж наибольшее количество водосборов имеет средние величины СКО (0,4–0,6), при этом на залесенной выровненной центральной части находится самое крупное скопление элементарных водосборов с низким СКО. Водосборы с высоким СКО тяготеют по большей части к приводораздельным северным и южным пространствам.

Распределение коэффициента расчленения по распределению сильно похоже на распределение СКО абсолютной высоты, что объясняется взаимной корреляцией этих

параметров рельефа (рис. 3.11).



*Рисунок 3.11 – Графики корреляции между коэффициентом расчленения и СКО абсолютной высоты*

При этом, морфологические районы, выделенные по показателю СКО для бассейнов рек Калауса и Кумы, подчеркиваются увеличением доли элементарных водосборов с высоким СКО на этих участках.

Таким образом, среднеквадратическое отклонение абсолютной высоты и коэффициент объема являются наиболее информативными параметрами с точки зрения их географического распределения, которые могут использоваться для количественного и качественного анализа рельефа разнородных речных бассейнов.

### **3.3 Влияние рельефа речных бассейнов на протекание эрозионно-аккумулятивных процессов**

В 1948 году С.С. Соболев в результате анализа эрозионного рельефа в пределах ЕТР выделил 10 типов междуречных пространств (рис. 3.12).

Данная классификация является эволюционной (Кузнецова, 2011) – типы водоразделов с I по VIII представляют собой стадии их постепенной пенеппенизации. Типы водоразделов IX и X со ступенчатыми склонами – частные случаи, распространенные преимущественно в областях развития поверхностей выравнивания. Таким образом, данную качественную классификацию представляется возможным перевести в количественную, исходя из степени пенеппенизованности как базового признака классификации. В качестве количественной характеристики этого признака может выступать отношение объема денудированного материала к объему горных пород, слагающих междуречное пространство. Такое соотношения является ничем иным, как коэффициентом объема (гл. 3.2).

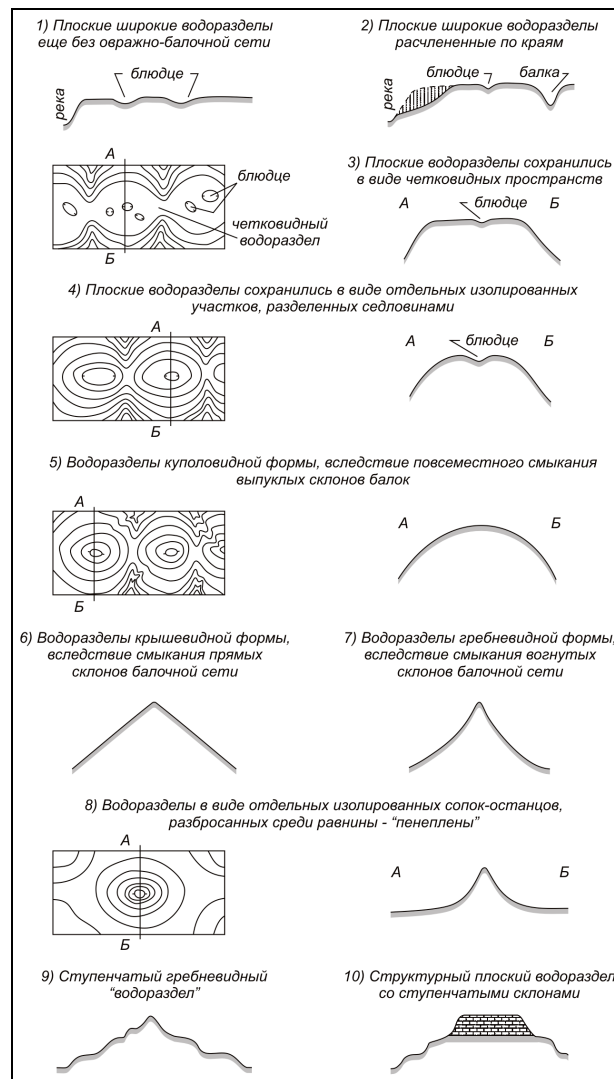


Рисунок 3.12 – Типы междуречных пространств (Соболев, 1948)

Для определения зависимости между типом эрозионного расчленения и коэффициентом объема были смоделированы все морфологические типы междуречий. Путем оцифровки иллюстрации из монографии С.С. Соболева (1948) получены точные поперечные профили выделенных типов междуречий. В трехмерном редакторе из этих профилей получены поверхности, которые затем были преобразованы в объемные тела с одинаковыми размерами: 3 м по высоте, 3 м по ширине и 10 м по длине (рис. 3.13).

Для каждого типа междуречий рассчитан объемный коэффициент ( $V_r$ ). Путем сопоставления значений объемного коэффициента с типами водосбора с I по VIII, обнаружена закономерность – чем больше объемный коэффициент, тем менее пенепленизирован водораздел, тем меньше номер типа водораздела. Так как отличительным признаком IX типа является ступенчатость склонов, поэтому логично предположить, что такие водоразделы при прочих равных условиях имеют более

контрастный, отличающийся большим разнообразием уклонов рельеф по сравнению с междуречьями остальных типов.

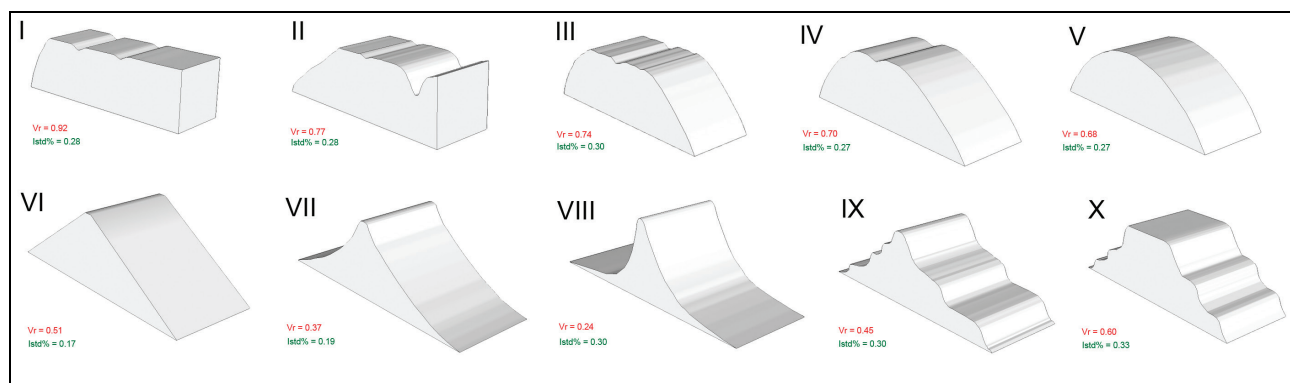


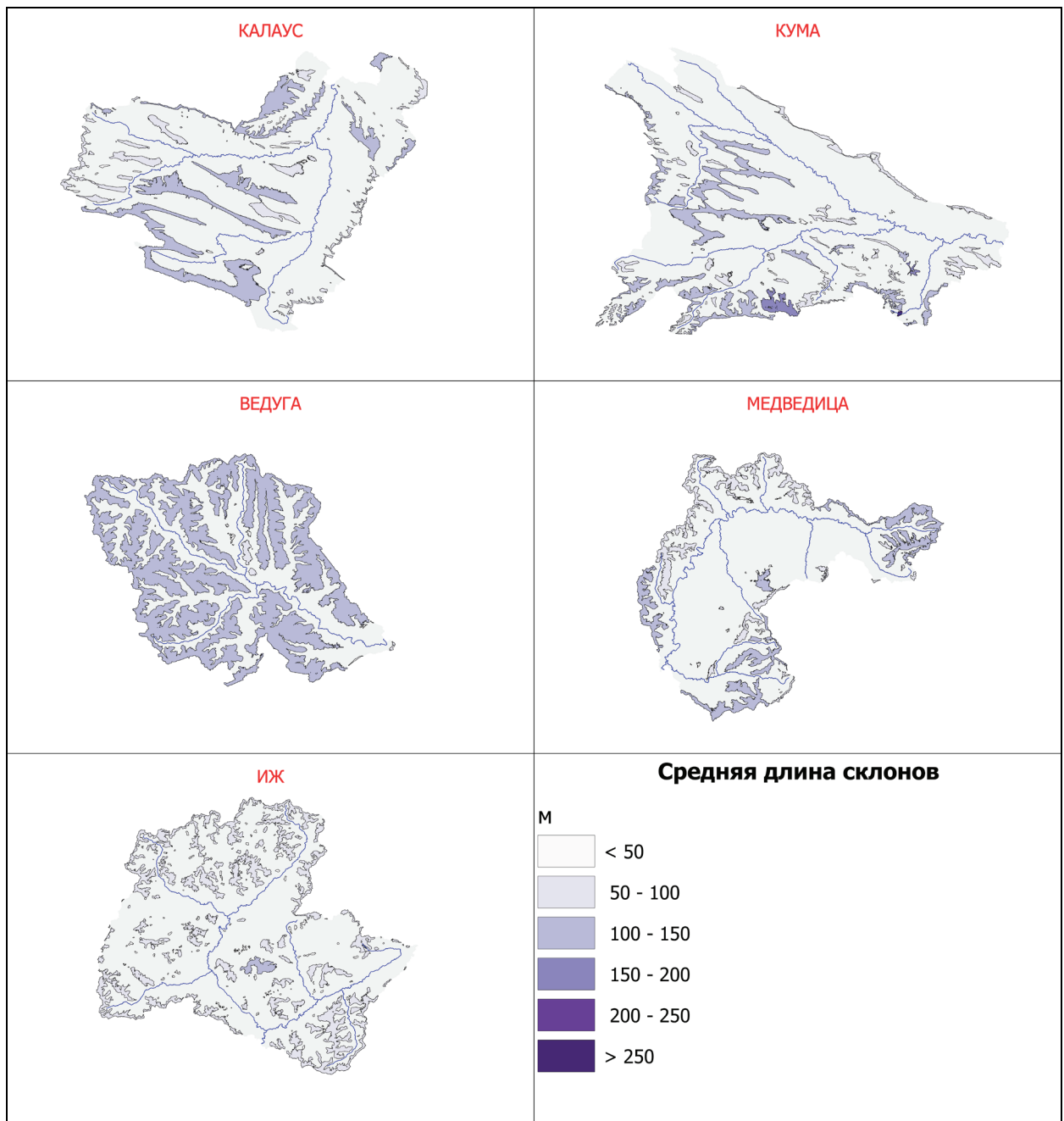
Рисунок 3.13 – Трехмерные модели морфологических типов междуречных пространств по классификации С.С. Соболева

Исходя из этого для всех типов междуречий рассчитана величина среднего квадратического отклонения уклона, которая была отнесена к амплитуде уклонов ( $I_{std}\%$ ). Полученное процентное отношение СКО уклона к амплитуде уклонов имеет наибольшее значение для междуречья IX типа, что позволяет отличить его от остальных водоразделов. Так, согласно приведенным расчетам, максимальное значение  $I_{std}\%$  (0,30 и 0,33) характерно для IX и X типов междуречий, при том, что  $V_r$  для IX типа близок по значению VI типу, а  $V_r$  для X типа представляет собой промежуточное значение между V и VI типами. В целом, можно отметить, что значения  $V_r$  последовательно убывают для типов с I по VIII. Некоторые типы водоразделов, такие как II, III, IV, V имеют весьма незначительные отличия по коэффициенту объема – четыре типа укладываются в диапазоне от 0,68 до 0,77. Следовательно, типы водоразделов из данной классификации нельзя однозначно ассоциировать с количественным признаком классификации ввиду сравнительной схожести ее отдельных типов.

Морфологические типы междуречных пространств являются качественной характеристикой, которую можно описать с помощью количественного морфометрического параметра – коэффициента объема. Для каждого из пяти изучаемых бассейнов малых рек с помощью инструмента Valley Depth пакета SAGA GIS были выделены поверхности междуречий. Междуречные пространства выделялись по геоморфологическим границам, в таком случае становится принципиально невозможным оценивать их с количественной точки зрения по

классификации Соболева, основанной на построении их поперечных профилей. Кроме того, количество таких поверхностей для каждого из бассейнов становится статистически незначительным. При другом подходе данные сплошные поверхности разделялись водораздельными линиями. Однако, связь между морфологическими типами выделенных таким образом участков и интенсивностью смыва почвы не обнаружилась. Точно такой же результат получился для разделенных вручную поверхностей междуречий. Поэтому в данной работе для всех разнородных бассейнов выделялся пояс капельно-дождевой деструкции, предложенный О.П. Ермолаевым (Ермолаев, 1992), который располагается по некоторой высоте относительно максимальных отметок в привершинных частях междуречных пространств междуречий. Именно в пределах этого пояса, в котором ещё отсутствуют линейные формы эрозионного рельефа, в основном происходит делювиальный смыв, интенсивность которого с точки зрения морфологии склонов определяется в основном их длиной и крутизной. Применительно к этим этому поверхностям поясу внутри междуречий рассчитывались величины коэффициента объема, а также среднеквадратические отклонения уклонов склонов. Эти расчеты показали полное отсутствие ступенчатых склонов междуречий на каждом из рассматриваемых речных бассейнов.

Выделенные пояса капельно-дождевой деструкции в пределах междуречий отличаются друг от друга сложностью морфологического строения и процентом занимаемой площади. В бассейнах рек Калауса и Кумы преобладают пояса капельно-дождевой деструкции в форме узких вытянутых субпараллельных гряд. Лишь в краевых возвышенных и предгорных частях речных бассейнов их форма усложняется и переходит в лепестковидную (рис. 3.14). Средние длины склонов поясов капельно-дождевой деструкции изучаемых речных бассейнов варьируются в диапазоне от 50 до 250 метров (рис. 3.14). Участки с относительно короткими склонами длиной 50–100 метров преобладают в бассейне р. Иж, кроме того, такие фрагменты занимают около 50% площади междуречий бассейна р. Медведица. Склоны междуречий в пределах поясов капельно-дождевой деструкции длиной 200–250 метров на рассматриваемых территориях практически отсутствуют, формируя только небольшие участки в южной части бассейна р. Кума.

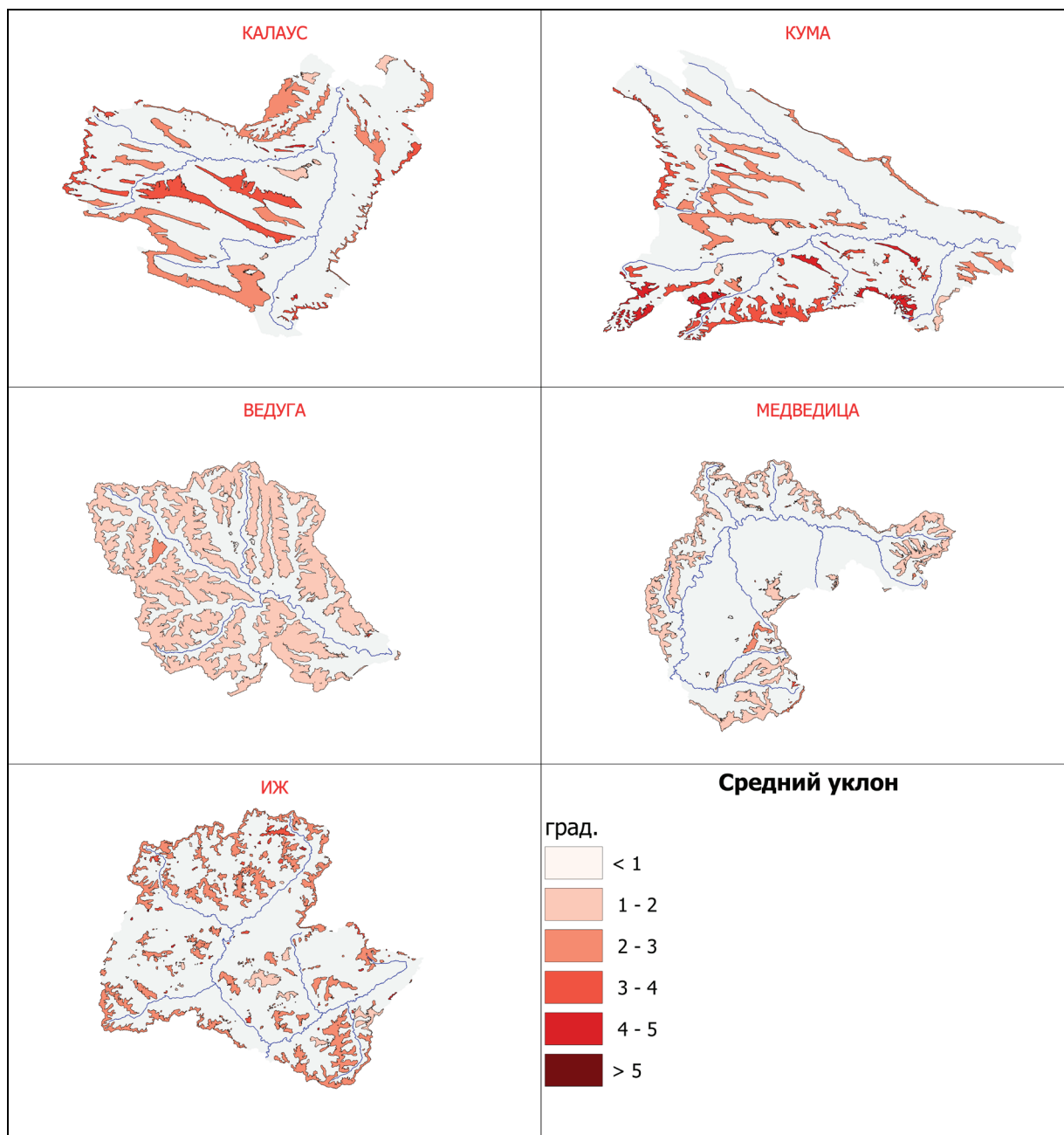


*Рисунок 3.14 – Средние длины склонов пояса капельно-дождевой деструкции речных бассейнов*

Средние значения уклонов пояса капельно-дождевой деструкции междуречий распределяются согласно другим закономерностям (рис. 3.15). Относительно пологие склоны крутизной  $1^{\circ}$ – $2^{\circ}$  практически целиком составляют пояса капельно-дождевой деструкции междуречных пространств бассейнов рек Ведуга и Медведица. Склоны, крутизной более  $3^{\circ}$  локализованы в западной части бассейна Ведуги и в юго-восточной части бассейна Медведицы. При этом, бассейн р. Иж, уступающий по абсолютным высотам бассейнам р. Ведуга и р. Медведица имеет более крутые склоны междуречий



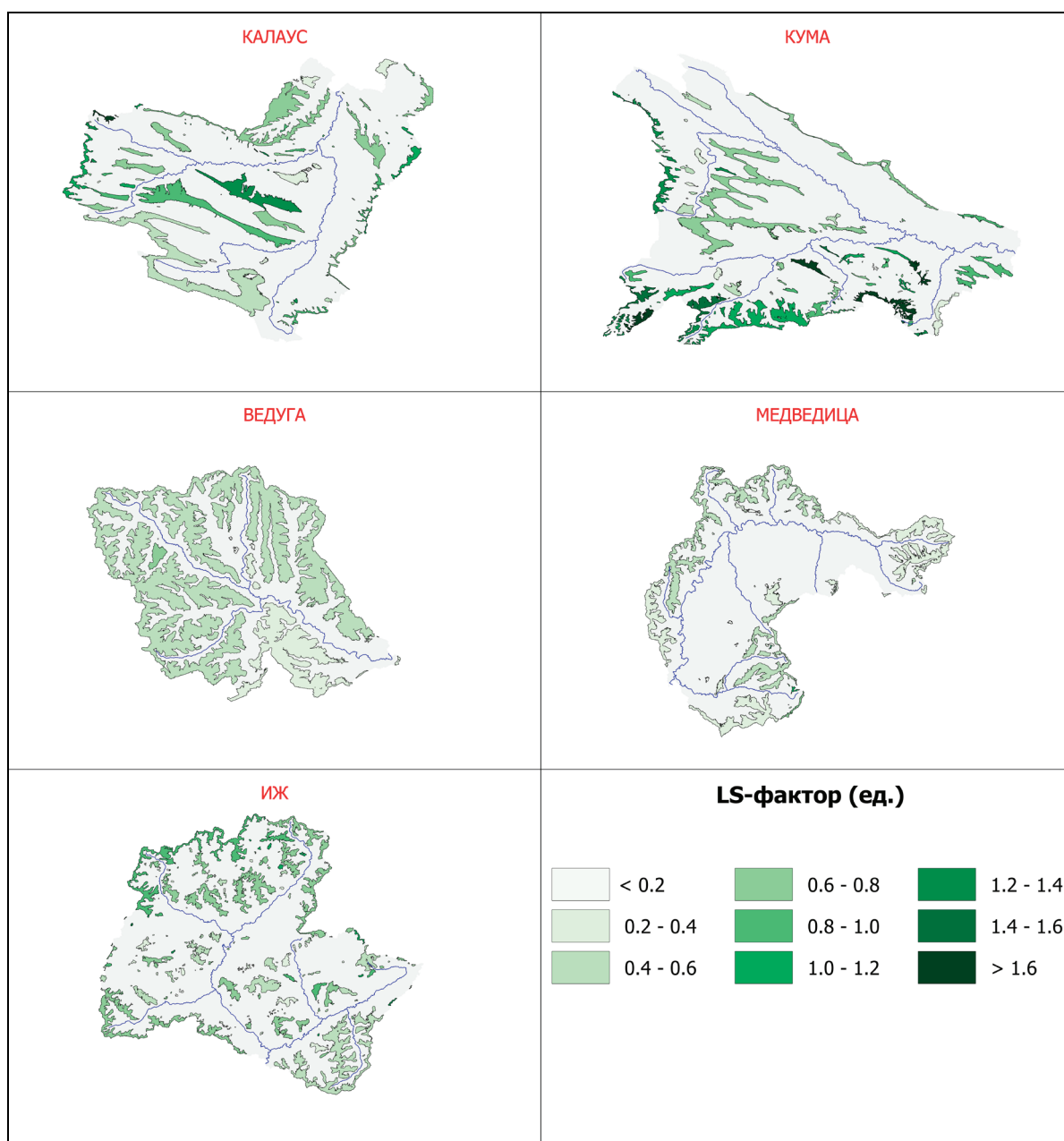
в пределах поясов капельно-дождевой деструкции крутизной от 3-х до 4-х градусов.



*Рисунок 3.15 – Средние уклоны склонов пояса капельно-дождевой деструкции междуречий речных бассейнов*

Склоны пояса капельно-дождевой деструкции междуречий крутизной более 3° преобладают в бассейнах Калауса и Кумы, при этом для этих ключевых участков характерна высокая доля междуречий крутизной более 5°, сконцентрированных в центральной и восточной частях бассейна р. Калаус, а также в южной предгорной части бассейн р. Кума. Основанные на величинах длины и уклона склонов средние показатели эрозионного фактора рельефа (LS-фактора) имеют особенности распределения, схожие с особенностями распределения среднего уклона, что

обусловлено прямой функциональной зависимостью и высокой корреляцией между LS-фактором и уклоном ( $R^2=0.78-0.89$  для всех пяти речных бассейнов) (рис. 3.16).



*Рисунок 3.16 – Средние величины LS-фактора пояса капельно-дождевой деструкции междуречий речных бассейнов*

Величины LS-фактора пояса капельно-дождевой деструкции междуречных пространств составляют в среднем 0–0.4 в бассейнах Ведуги и Медведицы, 0.4–0.8 в бассейне р. Иж, >0.8 в бассейнах Калауса и Кумы.

Распределение величин коэффициента объема на изучаемых речных бассейнах не обнаруживает каких-либо географических закономерностей, позволявших бы выявить связь формы междуречных пространств с эрозионным фактором рельефа. Так как на

всех рассматриваемых бассейнах рек преобладают прямые ( $V_r \sim 0.5$ ) или выпуклые междуречья ( $V_r \sim 0.7$ ), конфигурация которых никак не связана ни с длинами, ни с уклонами склонов (рис. 3.17).

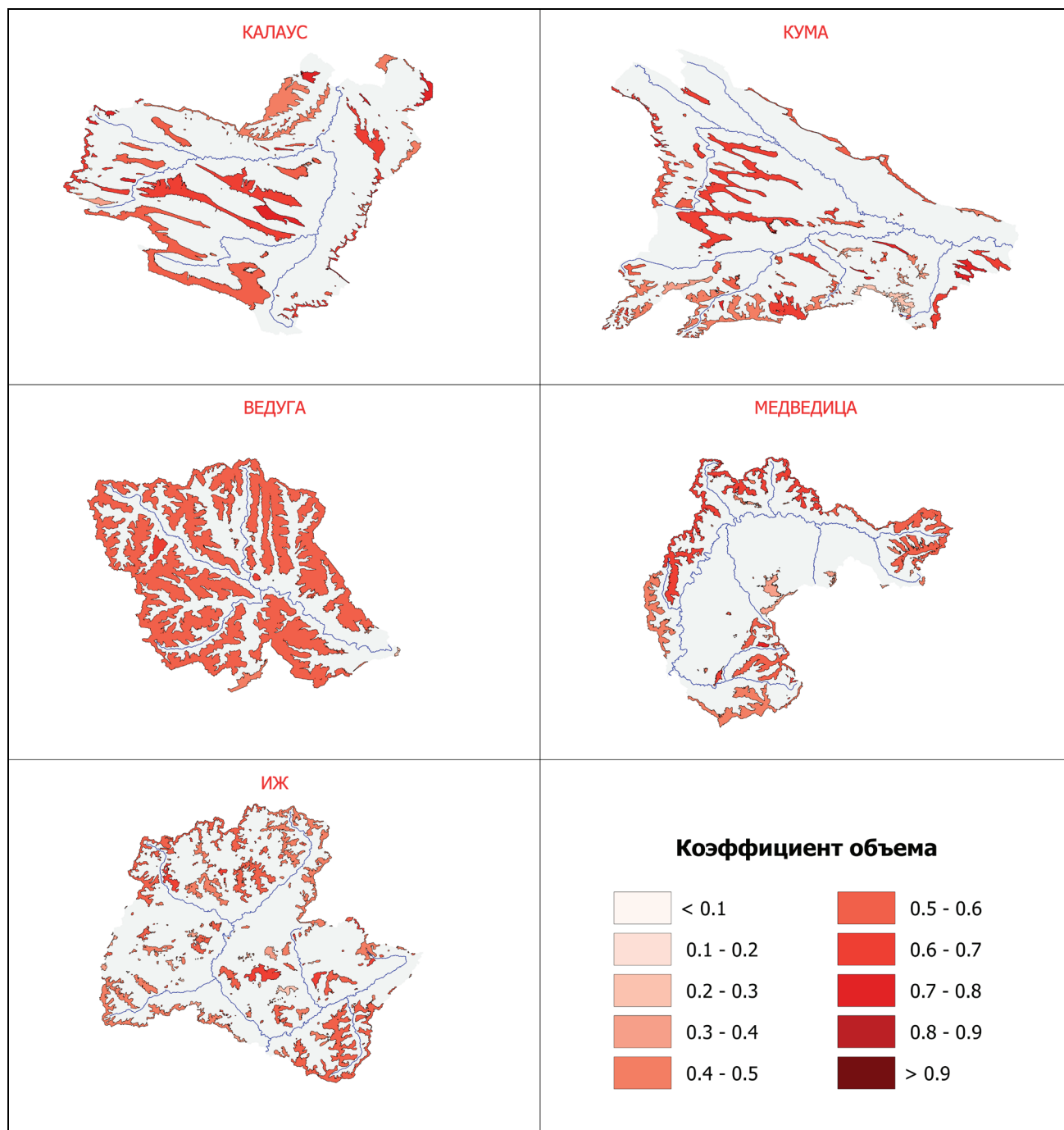


Рисунок 3.17 – Величины коэффициента объема пояса капельно-дождевой деструкции междуречий речных бассейнов

Для изучаемых речных бассейнов были выделены доминирующие типы междуречий по классификации С.С. Соболева, выраженные величиной коэффициента объема (табл. 3.3). Доминирующими считались типы междуречий, занимающие

наибольшую площадь по сравнению с остальными типами. Доля площади, занимаемой доминирующими типами от всей площади междуречий, оказалась различной. Так, в бассейне р. Ведуга преобладающие типы междуречий занимают более 95% всей площади междуречий, тогда как в бассейне р. Иж и р. Кума только 38%–39%. Это связано с большей фрагментарностью междуречных поверхностей бассейнов Ижа Кумы, а соответственно с разнообразием их морфологических типов.

*Таблица 3.3 – Морфометрические показатели рельефа доминирующих типов пояса капельно-дождевой деструкции междуречий речных бассейнов*

| Название  | $V_r$ , ед. | Площадь, км <sup>2</sup> | Площадь, % | Длина склонов, м | Крутизна склонов, град. | LS-фактор, ед. |
|-----------|-------------|--------------------------|------------|------------------|-------------------------|----------------|
| Калаус    | 0.46        | 50.97                    | 14.92      | 52-105           | 1.98-2.73               | 0.39-0.75      |
|           | 0.54        | 105.28                   | 30.83      | 54-124           | 1.53-4.34               | 0.26-1.28      |
| Кума      | 0.47        | 45.37                    | 10.07      | 18-122           | 2.76-5.02               | 0.14-1.22      |
|           | 0.61        | 128.99                   | 28.64      | 29-100           | 2.71-3.82               | 0.35-1.06      |
|           | 0.65        | 48.28                    | 10.72      | 84-157           | 1.80-4.41               | 0.38-1.64      |
| Медведица | 0.55        | 228.86                   | 33.74      | 98-111           | 1.67-2.22               | 0.39-0.59      |
|           | 0.61        | 220.36                   | 32.49      | 11-94            | 1.42-3.68               | 0.11-0.62      |
| Иж        | 0.49        | 50.29                    | 10.69      | 10-86            | 1.37-4.74               | 0.05-0.75      |
|           | 0.52        | 75.63                    | 16.08      | 15-92            | 1.21-5.18               | 0.07-1.08      |
|           | 0.57        | 59.55                    | 12.66      | 23-82            | 1.67-3.78               | 0.18-0.84      |
| Ведуга    | 0.51        | 243.65                   | 40.02      | 6-104            | 1.91-4.73               | 0.18-0.49      |
|           | 0.56        | 343.43                   | 56.41      | 105-119          | 1.62-1.63               | 0.39-0.40      |

Стоит отметить, что наибольшую площадь междуречий всех пяти речных бассейнов занимают междуречья со склонами, близкими к прямым ( $V_r=0.45-0.55$ ). Исключение составляет самый высокий по абсолютным высотам по сравнению с остальным бассейн Кумы, в число преобладающих типов которого попали междуречья со слабовыпуклыми склонами ( $V_r=0.65$ ).

Путем анализа распределения длин склонов и крутизны склонов выделенных типов обнаруживается весьма значительный разброс величин данных морфометрических характеристик. Например, в пределах одного морфологического типа длина склонов может колебаться от 6 до 104 метров (бассейн р. Ведуга), т.е. более чем в 10 раз. Крутизна склонов также может иметь разброс почти в 3 раза от 1.5° до 4.3°, как в бассейне р. Калаус. При этом не наблюдаются какие-то зависимости длины и крутизны склонов междуречий от коэффициента объема. Следовательно, эрозионный потенциал рельефа склонов междуречий, выраженный в виде LS-фактора

никак не связан с морфологическими типами междуречий. Такой же вывод можно сделать и для пахотных склонов междуречий.

Чтобы оценить потенциальную эрозионную опасность распаханых земель элементарных водосборов, с помощью эмпирико-математической модели USLE/ГГИ (Ларионов, 1993) рассчитывались среднегодовые темпы смыва почвы. В качестве входных данных для этой модели в блоке рельефа применялись цифровые модели рельефа SRTM разрешением около 30 метров на пиксель. Данные о почвах использовались из единого государственного реестра почвенных ресурсов (ЕГРПР <http://infooil.ru>), классификации почв по смываемости (Белоцерковский и др., 1983; Кирюхина, Пацукевич, 1987, 1989). Климатические данные, заложенные в модель, представляют собой величины запасов воды в снеге (Литвин, 2002) и эрозионного потенциала осадков (Ларионов, 1993).

Стоит отметить, что расчет темпов смыва почвы производился с допущением о том, что все распахиваемые территории исследуемых речных бассейнов находятся под паром. Таким образом, величины смыва почвы, получаемые на выходе при расчетах по данной эмпирико-математической модели, оказываются существенно завышенными, но при этом они более приемлемы для сопоставления, так как не учитывают различия в севооборотах и наборе высеваемых сельскохозяйственных культур. Тем не менее, эти результаты могут использоваться для определения потенциальных эрозионно опасных участков.

По результатам расчетов, максимальные возможные среднегодовые темпы смыва почвы наблюдаются в бассейнах рек Калаус и Кума (рис. 3.18), в которых данные величины более характерны для распаханых вершинных поверхностей междуречий, в то время, как такие значения темпов смыва почвы в бассейнах р. Ведуга, Медведица, Иж отмечаются на краевых, примыкающих к бровкам речных долин участках пашни. Вероятно, это связано с высоким эрозионным индексом осадков в южных районах Европейской части России, а также с большими уклонами возвышенных междуречий рек Калауса и Кумы. Вместе с тем, значительную часть бассейнов р. Медведица (центральная часть) и р. Ведуга (низовья бассейна) занимают районы с среднегодовыми темпами смыва почвы около 1-2 т/га в год, что может объясняться относительно пологим рельефом на данных территориях. В бассейне р. Иж также обнаруживаются достаточно большие участки с высокими темпами смыва почвы, что

вероятно обусловлено относительно крутыми склонами междуречных пространств.

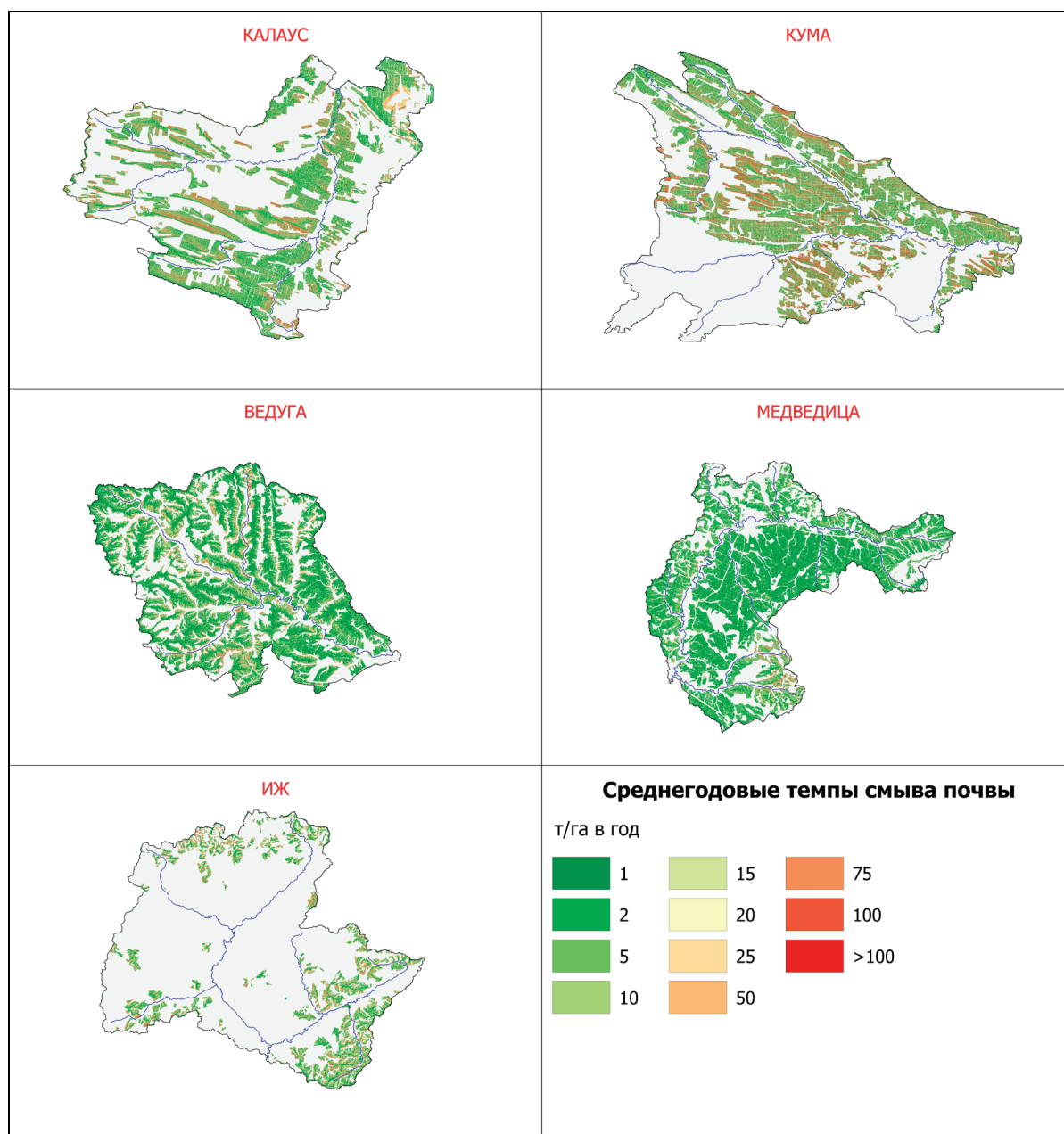
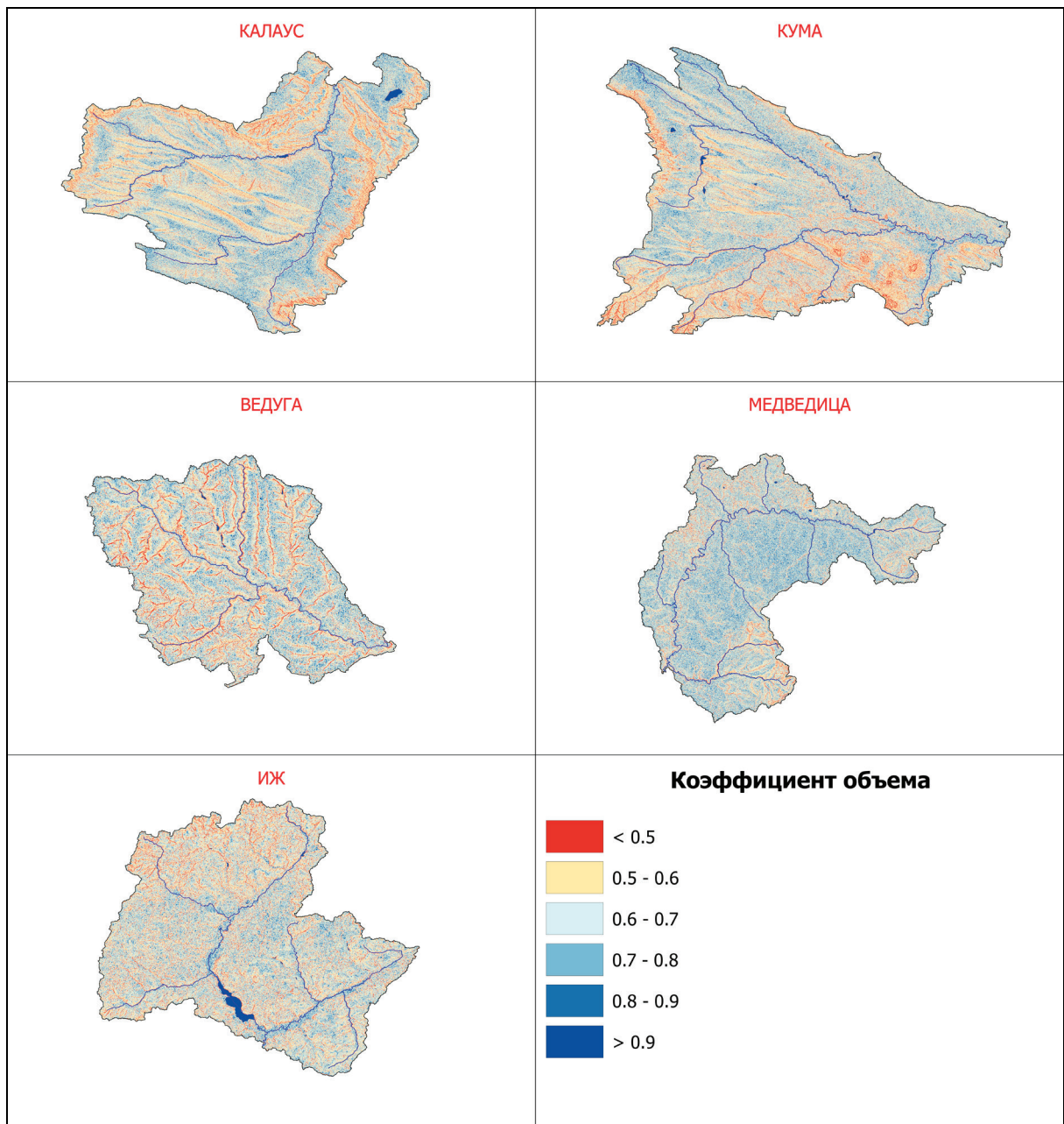


Рисунок 3.18 – Среднегодовые темпы смыва почвы на пашне (при расчете на пар) для исследуемых речных бассейнов.

С целью выявления зависимости эрозионных процессов от морфологического типа междуречий для каждого из рассматриваемых речных бассейнов по цифровым моделям рельефа рассчитаны значения коэффициенты объема. Расчеты производились по матрицам высот по методу «скользящего окна» размером 3x3 пикселя (рис. 3.19). Полученные результаты сопоставлялись с расчетами интенсивности смыва, выполненными по эмпирико-математической модели USLE/ГГИ.

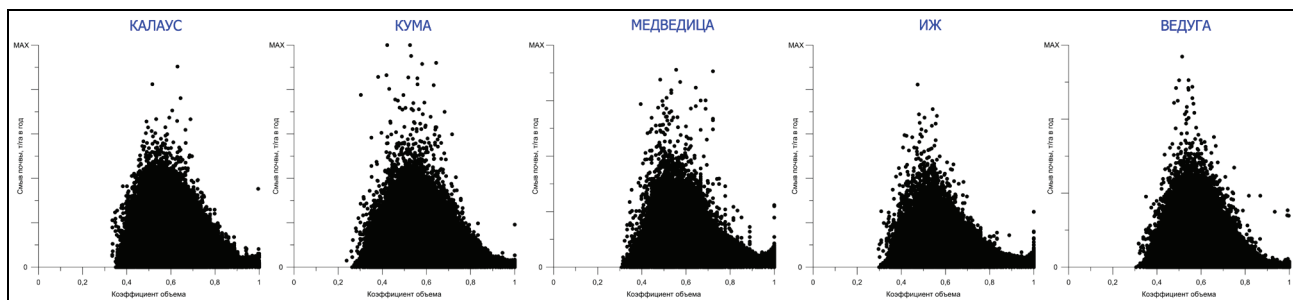


*Рисунок 3.19 – Коэффициенты объема речных бассейнов, рассчитанные по цифровым моделям рельефа методом «скользящего окна»*

Полученные значения коэффициента объема отражают рельеф речных бассейнов. Например в бассейнах рек Ведуги, Медведицы и Ижа участки с коэффициентом объема менее 0.5 характерны для крутых склонов речных долин. В бассейнах рек Калауса и Кумы такие значения коэффициента объема часто встречаются на крутых склонах междуречий. Районы с коэффициентами объема около единицы на всех речных бассейнов характерны для относительно выровненных междуречных пространств.

В результате такого сопоставления получены графики зависимости темпов смыва

почвы от коэффициента объема, отражающего тип расчленения междуречий по классификации С.С. Соболева (рис. 3.20).



*Рисунок 3.20 – Зависимость интенсивности среднегодовых темпов смыва почвы (ось Y) от коэффициента объема (ось X).*

Полученные зависимости имеют вид близкий к нормальному распределению и обнаруживают ряд четких закономерностей. Максимальная интенсивность смыва наблюдается при коэффициентах объема от 0.45 до 0.65 для всех речных бассейнов, причем пиковые значения интенсивности на графиках тяготеют к определенным коэффициентам объема: для бассейна р. Калаус – 0.52, р. Кума – 0.55, р. Медведица – 0.52, р. Иж – 0.52, р. Ведуга – 0.57. Также можно заметить, что для всех речных бассейнов полученные графики являются асимметричными с ярко выраженной асимметрией при величинах коэффициента объема от 0.8 до 1.0.

Таким образом, морфологический тип междуречья, описанный на примере классификации С.С. Соболева не оказывает существенного влияния на среднегодовые темпы смыва почвы, однако коэффициент объема, описывающий данный тип обнаруживает некоторые закономерности с интенсивностью смыва почвы с распаханых склонов междуречий.



## **ГЛАВА 4. РЕЛЬЕФ КАК ФАКТОР ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ НА МАЛЫХ ВОДОСБОРАХ**

### **4.1 Оценка вероятности развития ложбин и крупных промоин на распаханых склонах малых водосборов**

Склоны распаханых междуречий часто осложняются линейными эрозионными формами рельефа – ложбинами, промоинами и оврагами, по которым может проходить достаточно интенсивный сток наносов. Кроме того, сами формы могут расти в длину и углубляться с течением времени. По своей сути линейные эрозионные формы рельефа являются главными тальвегами своих водосборов. Такие малые водосборы часто являются сильно вытянутыми в длину, отчего их тальвеги располагаются достаточно близко друг к другу, отчего их водосборы достаточно трудно оценивать с точки зрения бассейнового подхода. Исходя из этого, для оценки развития линейных эрозионных форм использовался вероятностный подход в сочетании с цифровым моделированием рельефа.

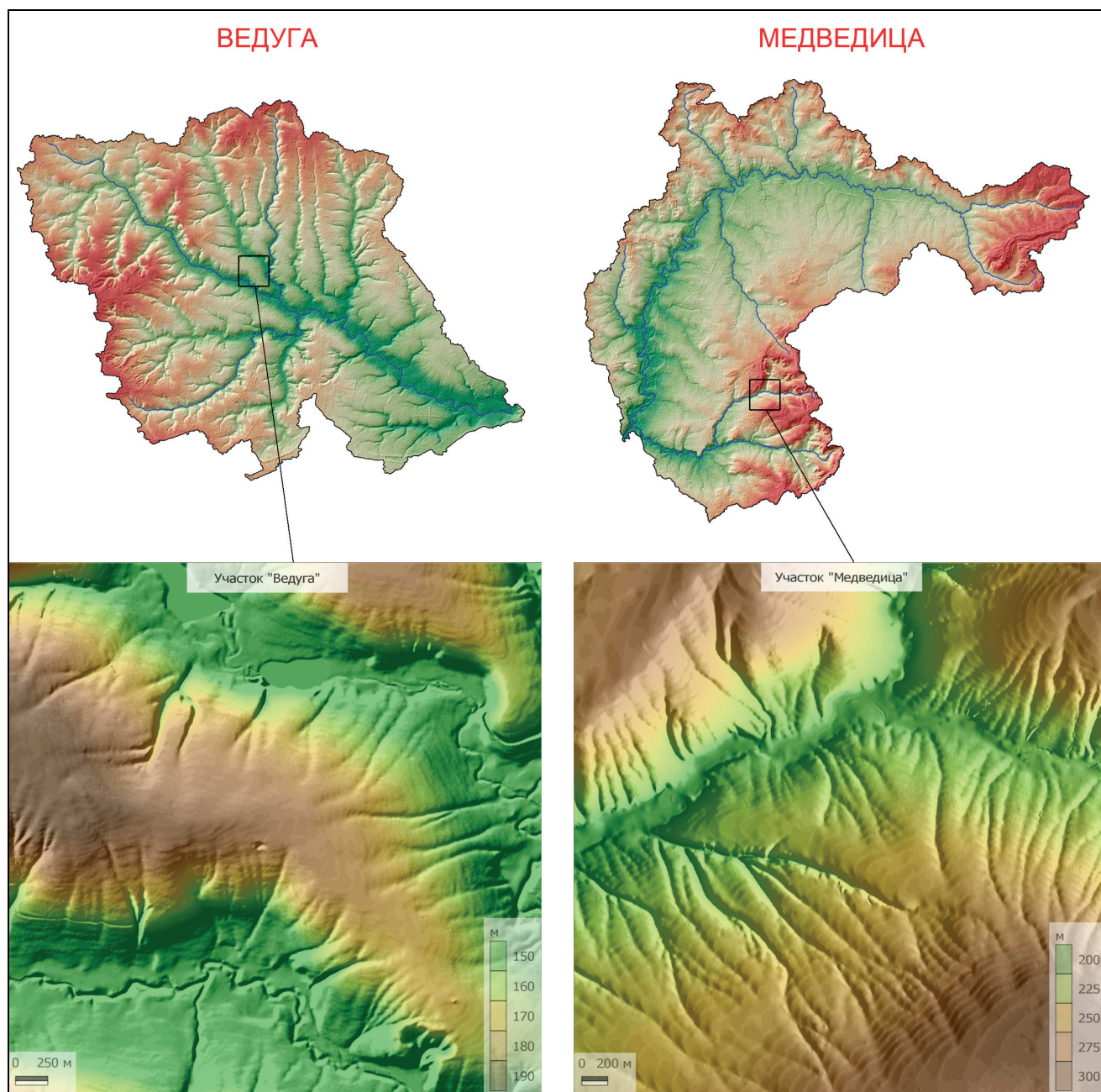
Участок «Медведица» находится в Аткарском районе Саратовской области на высоких приводораздельных пространствах Приволжской возвышенности с высотами достигающими до 300 метров, сложенными палеогеновыми песками, песчаниками и глинами (рис. 4.1).

Склоны, примыкающие к водоразделам покрыты элювиально-делювиальными суглинками или щебнем. На данной территории преобладают обыкновенные и малогумусные щебнистые черноземы, на которых до начала массовой распашки территории произрастали разнотравно-типчачково-ковыльные степи с островками дубовых лесов (Атлас Саратовской области, 1978).

Участок «Ведуга» расположен в Семилукском районе Воронежской области на восточных отрогах Среднерусской возвышенности, сложенных мелом и мергелями мезозоя. Четвертичные отложения представлены здесь аллювиальными позднеплейстоцен-голоценовыми песками, суглинками и глинами в долинах рек и ледниковыми и водно-ледниковыми песками, суглинками и глинами, перекрытые чехлом покровных суглинков на междуречьях (Атлас Воронежской области, 1994).

В геоморфологическом отношении исследуемые участки значительно различаются между собой. Участок «Медведица» в центральной части представляет собой пологий макросклон, плавно переходящий в приводораздельное пространство,

расчленён густой сетью длинных вытянутых ложбин, иногда образующих между собой древовидные структуры.



*Рисунок 4.1 – Географическое положение ключевых участков «Медведица» и «Ведуга»*

В северной части междуречья они располагаются ближе к днищу долины, чем в южной части, что находит отражение в виде сети одиночных коротких и глубоко врезанных ложбин. Несмотря на значительную амплитуду высот (до 100 метров), рельеф данного участка является менее контрастным, чем рельеф участка «Ведуга», в строении которого четко выделяются придолинная (южная и северная) и центральная междуречная части.

При том, что междуречье участка «Ведуга» имеет большую площадь, чем междуречье участка «Медведица», ложбинная сеть представлена здесь в основном одиночными ложбинами, истоки которых не заходят глубоко на междуречные пространства. Таким образом, густота расчленения участка «Ведуга» значительно меньше, чем на участке «Медведица», что может быть обусловлено историей развития рельефа территорий и связано также с литологическим составом подстилающих пород.

Рассматриваемые ключевые участки заметно отличаются друг от друга по морфометрическим характеристикам (табл. 4.1).

Таблица 4.1 – Основные морфометрические показатели участков «Медведица» и «Ведуга»

| Показатель                                       | Медведица    |            |            |            | Ведуга     |            |            |            |
|--|--------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
|  | <i>Min</i> * | <i>Max</i> | <i>Avg</i> | <i>Std</i> | <i>Min</i> | <i>Max</i> | <i>Avg</i> | <i>Std</i> |
| Крутизна, град.                                  | 0            | 20,63      | 2,74       | 2,25       | 0          | 28,87      | 2,7        | 2,19       |
| Плановая кривизна, м <sup>-1</sup>               | -24,5        | 2,02       | 0          | 0,08       | -43,34     | 4,01       | 0          | 0,15       |
| Профильная кривизна, м <sup>-1</sup>             | -0,07        | 0,05       | 0          | 0          | -0,06      | 0,06       | 0          | 0          |
| Десятичный логарифм общей площади водосбора, ед. | 2            | 7,14       | 3,28       | 0,58       | 2          | 6,83       | 3,32       | 0,61       |
| Максимальная длина линии тока, м                 | 0            | 6987,66    | 2628,97    | 1539,24    | 0          | 6864,52    | 2178,43    | 1494,63    |
| Глубина расчленения, м                           | 0            | 45,63      | 9,03       | 12,15      | 0          | 42,93      | 12,86      | 12,77      |

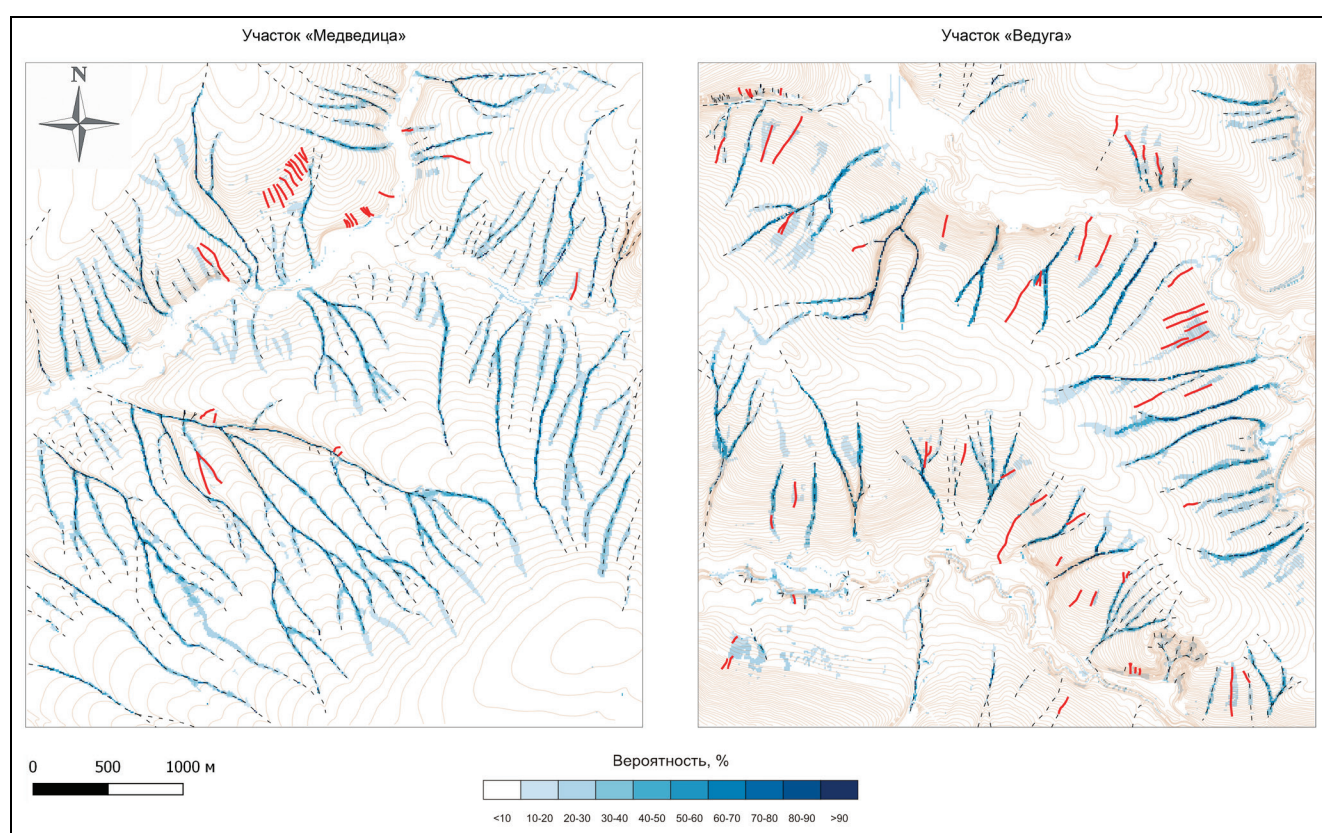
\* *Min* – минимальное значение, *Max* – максимальное значение, *Avg* – среднее значение, *Std* – стандартное отклонение.

Например, участок «Ведуга» с более глубоко врезанными линейными эрозионными формами характеризуется большей максимальной крутизной и плановой кривизной. Среднее значение максимальной длины линии тока на участке «Медведица» значительно превышает аналогичную характеристику участка «Ведуга», что является показателем более сильного горизонтального расчленения участка «Медведица», которое может влиять на подверженность эрозионным процессам. Очевидно, что сильно расчлененная территория с длинными линиями тока менее

подвержена образованию новым линейным эрозионным формам рельефа, чем менее расчлененная с относительно короткими линиями тока.

Кроме того, участок «Ведуга» характеризуется большей глубиной расчленения по сравнению с участком «Медведица» при меньших абсолютных высотах, что может являться следствием наличия более легко размываемых пород участка «Ведуга». Исходя из всего вышесказанного, можно сделать вывод о том, что участок «Ведуга» по характеристикам рельефа более подвержен эрозионным процессам, чем участок «Медведица».

По итогам анализа распределения вероятностей развития линейных эрозионных форм на склонах междуречий получены соответствующие карты вероятности (рис 4.2).



*Рисунок 4.2 – Распределение вероятностей формирования и развития линейных эрозионных форм на участках "Медведица" и "Ведуга". Пунктирными линиями обозначены тальвеги, использованные для вычисления вероятности. Красными линиями обозначены тальвеги линейных эрозионных форм по данным дешифрирования космических снимков*

При сравнении полученных карт между собой выявляется, что полученное пространственное распределение вероятности формирования эрозионных линейных форм рельефа в пределах междуречных пространств в целом отражает уже

существующую структуру ложбинной сети. Это во многом является следствием построения ложбин для формирования, так называемой «тренировочной выборки» на основе тех же исходных данных, что были использованы для построения ЦМР. Тем не менее, выведенные значения вероятности содержат в себе новую информацию.

Например, для участка «Медведица» области вероятности от 10 до 20% приурочены к истокам ложбинной сети, одиночным ложбинам на склонах речных долин, притокам глубоко врезаемых ложбин, которые не были основой для классификации. Эти области, вероятно, отражают потенциальные очаги активизации ложбинной эрозии, по их пространственному распространению возможно определить те эрозионные формы, которые могут активизироваться при увеличении антропогенной нагрузки на рельеф или увеличении поверхностного стока при климатических изменениях. На участке «Ведуга» территории с аналогичными величинами вероятности находятся, например, в восточной и юго-западной частях в местах отсутствия заметных затяжек горизонталей. В данном случае распределение вероятности показывает возможность развития ложбин на склонах с относительно однородным рельефом. Таким образом, на участке «Ведуга» предсказательная способность используемой методики выше, чем на участке «Медведица». Скорее всего это связано с различием в геоморфологическом строении – густота расчленения участка «Ведуга» существенно ниже, а значит больше площадь территории, не занятая водосборами ложбин, на которой проявляется прогностическая информация.

Формы рельефа с чётко выделяемыми на космических снимках тальвегами можно разделить на несколько типов:

- овраги природно-антропогенного (борта речных долин) и техногенного (придорожные овраги) происхождения;
- серии параллельных промоин на полях под паром;
- удлинение протяжённости тальвегов в приистоковой части уже существующих ложбин;
- тальвеги ложбин на незатронутых линейной эрозией (по исходным данным) склонах.

Стоит отметить, что практическую значимость представляют собой значения вероятности развития эрозионных процессов от 10% до 30%, образующие некую пространственную структуру – потенциальный тальвег или водосбор ложбины.

Участки с вероятностью менее 10% являются фоновыми и распространены повсеместно на обоих участках независимо от их геоморфологического строения. Участки с вероятностью более 30% практически полностью сосредоточены вокруг исходных тальвегов ложбин.

Среди сформировавшихся за примерно 30-летний период линейных форм рельефа или их участков удлинения существовавших форм рельефа наблюдаются следующие закономерности. Тальвеги техногенных оврагов не отражаются в виде территорий с повышенной вероятностью возникновения ложбин, что обусловлено их происхождением в связи с размывом случайно размещённых грунтовых дорог. Тальвеги природно-антропогенных оврагов, возникшие в южной части участка «Ведуга», приурочены к небольшим фрагментам с вероятностью формирования линейных форм рельефа 10-30%. Области развития параллельных промоин, обнаруженные в северной части участка «Медведица», располагаются на участках с вероятностью формирования линейных форм менее 10%, что объясняется их вероятным заложением по разъёмным бороздам при распашке. Тальвеги в пристоковых частях существующих ложбин как на участке «Медведица», так и на участке «Ведуга» также практически не обнаруживаются в районах с вероятностью развития эрозионных процессов более 10%.

Одиночные тальвеги ложбин, возникшие спустя несколько десятков лет с момента проведения топографических съёмок, в большинстве случаев приурочены к участкам с вероятностью развития эрозионных процессов 10-30% (центральная и восточная части участка «Ведуга»). На участке «Медведица» тальвеги такого типа практически отсутствуют, что связано с уже существовавшей на период проведения топографической съёмки густой сетью ложбин. Суммарное количество тальвегов, оцифрованных по результатам дешифрирования космических снимков на участке «Ведуга», составляет 12 %, что существенно больше, чем на участке «Медведица» (5%). Это связано с изначально меньшей густотой линейной эрозионной сети на момент создания топографических карт.

Таким образом, методика прогнозирования развития линейных форм рельефа на склонах распахиваемых междуречий хорошо согласуется с морфологией рельефа исследуемых территорий и может применяться для предсказания развития линейных эрозионных форм на пашне. Разрешающая способность данной модели для

конкретного участка рельефа зависит от площади междуречных пространств, ещё не затронутых процессами линейной эрозии. По мере реализации потенциала формирования линейных форм на конкретном междуречье существенно сокращается вероятность формирования новых форм, что закономерно снижает эффективность использования предложенной методики. Данная методика работает лучше на тех участках рельефа, где густота горизонтального расчленения междуречных пространств меньше. Поэтому применимость одного и того же морфометрического метода может ограничиваться типом рельефа изучаемой территории. При существующих климатических условиях и характере землепользования, существенной активизации развития линейных эрозионных форм не обнаружено, что согласуется с ранее проводимыми исследованиями (Панин и др., 2011).

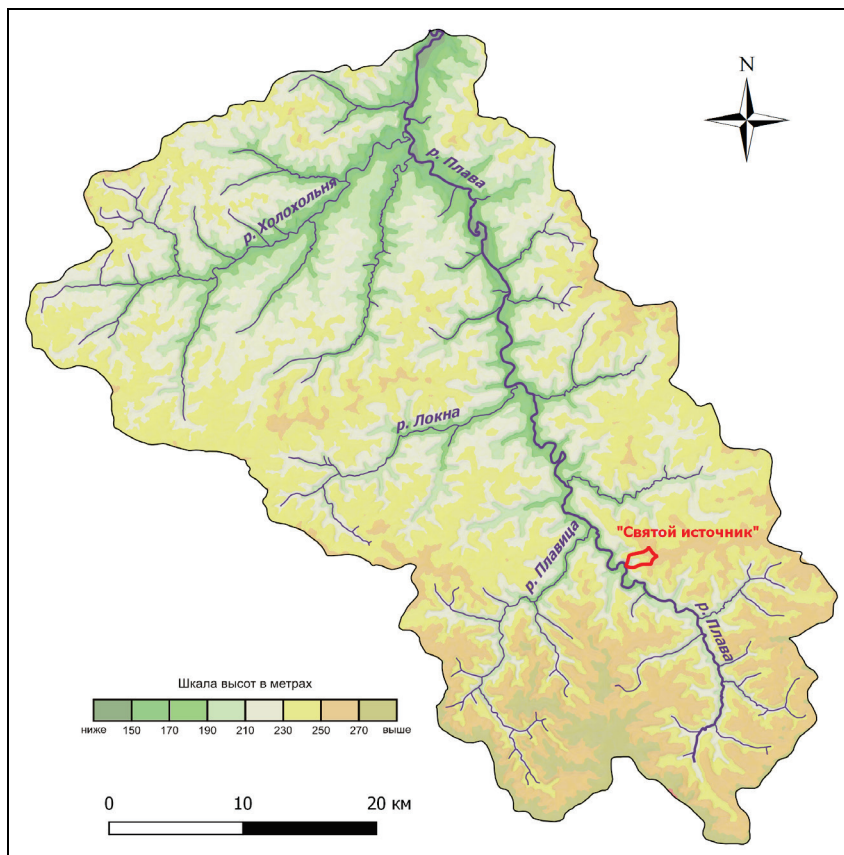
#### **4.2 Оценка коэффициента доставки наносов для малых водосборов южного мегасклона Русской равнины**

С конца 1980-х годов проводились полевые исследования интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов на распаханых малых водосборах степной и лесостепной зон южного мегасклона Русской равнины. Всего было исследовано 26 малых водосборов, часть из которых находится в зоне сильного радиоактивного загрязнения чернобыльским цезием-137 (Голосов, 2006; Belyaev et al., 2012). По этим данным рассчитывались коэффициенты доставки наносов. Данная статистическая совокупность величин коэффициентов доставки позволяет оценить связь рельефа водосбора с доставкой наносов. Исходя из этого факта выведена регрессионная зависимость коэффициента доставки наносов от морфометрических параметров малого водосбора. Для расширения вышеупомянутой статистической совокупности произведена оценка баланса наносов водосбора «Святой источник» бассейна р. Плава в Тульской области. Полученная информация позволила уточнить регрессионную зависимость коэффициента доставки наносов от геоморфологического строения малого водосбора.

##### **4.2.1 Оценка баланса наносов водосбора «Святой источник»**

Малый водосбор «Святой источник» располагается бассейне р. Плавы в пределах

Плавского цезиевого пятна, возникшего после аварии на Чернобыльской АЭС в апреле 1986 г, из-за чего наносы содержат повышенные концентрации искусственного изотопа цезия-137 (Израэль и др., 1999) (рис. 4.4).



*Рисунок 4.4 – Географическое положение водосбора: «Святой источник» в бассейне р. Плева.*

Бассейн р. Плева находится в Тульской области (рис. 4.3). Водосбор относится к бассейну р. Упа, которая является притоком р. Ока. Бассейн р. Плева располагается в центральной части Восточно-Европейской равнины на севере Среднерусской возвышенности в пределах Плавского плато. Наибольшие высоты на плато достигают порядка 290 м. Для рассматриваемой территории характерен пологоволнистый возвышенный равнинный рельеф с сильным эрозионным расчленением. Глубины эрозионных врезов в пределах Плавского плато могут достигать 70-80 м. Относительно р. Упа исследуемый водосбор расположен перпендикулярно левому берегу реки к югу от села Крапивна.

Территория бассейна р. Плева относится к Среднерусской геоморфологической провинции. На ней распространены девонские известняки, каменноугольные осадочные породы (доломиты, известняки, пески, глины).



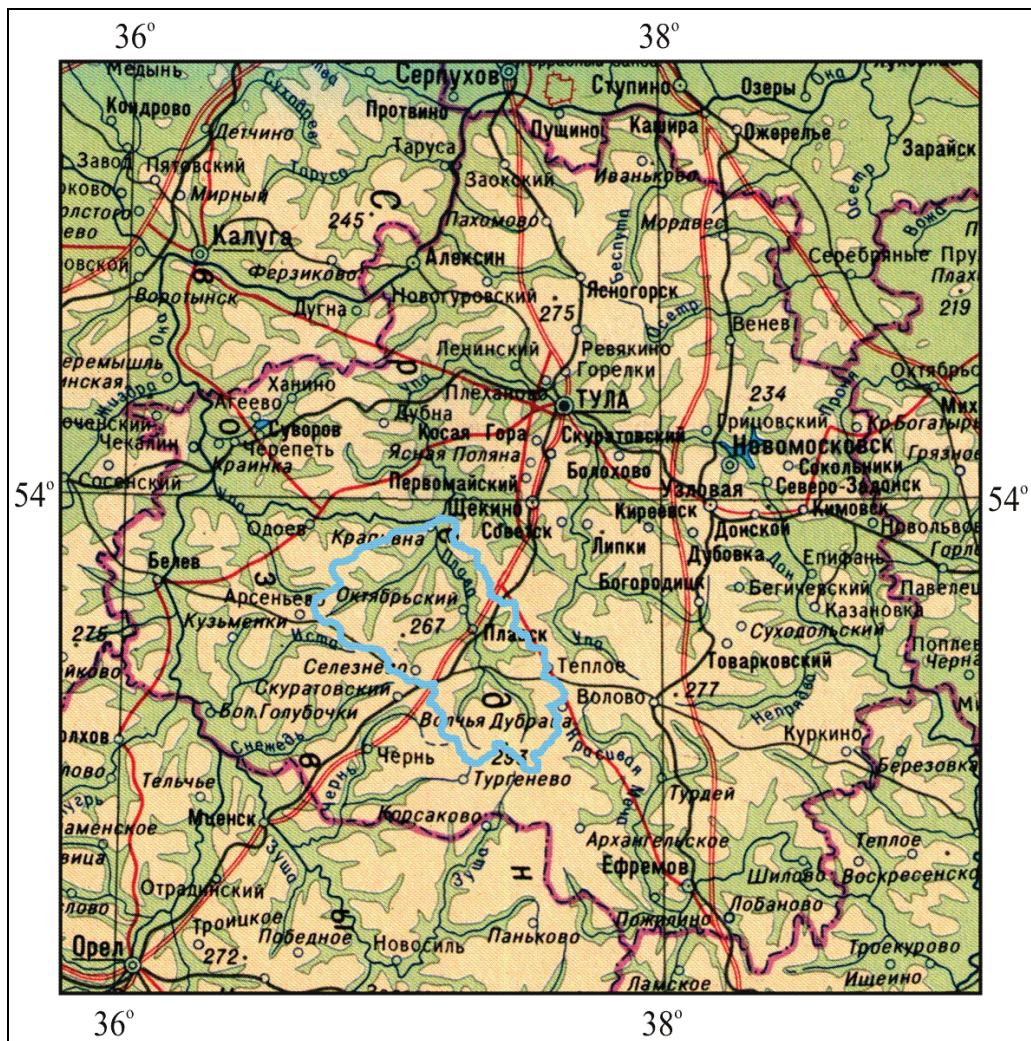


Рисунок 4.3 – Фрагмент карты Европейской части России (Атлас СССР, 1983).

Контуром голубого цвета обозначены границы бассейна р. Плава

Среди четвертичных отложений широко представлены ледниковые моренные отложения мощностью до 50 м, состоящих из валунных суглинков днепровского возраста, покрытые чехлом покровных, карбонатных или лёссовидных средней мощностью 3-6 метров, максимальной до 20 метров (ГИС-атлас «Недра России». URL: [www.vsegei.ru](http://www.vsegei.ru)).

Рельеф бассейна р. Плава холмисто-увалистый с густой долинно-балочной сетью. Понижения в рельефе, созданные этой сетью, глубокие и узкие, врезаются в коренные породы, отчего образуют древовидную форму планового рисунка, крутые излучины и резкие повороты согласно трещиноватости карбонатных пород. В крупных речных долинах поперечный профиль близок к симметричному, надпойменные террасы сильно размыты, сложены грубообломочным аллювием с обнажениями коренного цоколя в некоторых местах (Спиридонов, 1978).

Температура января в данном регионе от  $-8$  до  $-10^{\circ}\text{C}$ . Уменьшение количества дней, в которые бывает оттепель, и более низкая средняя суточная температура воздуха приводят к формированию снежного покрова высотой до 50–60 см. Средняя температура июля достигает от  $17-18^{\circ}\text{C}$  до  $20^{\circ}\text{C}$ . Среднегодовое количество осадков изменяется от 700 мм до 600–650 мм (Национальный..., 2010).

Данная территория относится к лесостепной зоне и характеризуется неоднородностью рельефа и слагающих его коренных осадочных пород, среди которых много известняков и доломитов, вскрывающихся в эрозионных формах. Почвообразующие породы – лёссы, покровные суглинки, местами – элюво-делювий плотных осадочных пород (Герасимова, 2007).

Естественный растительный покров на изучаемой территории практически не сохранился. Островное распространение имеют широколиственные леса из дуба черешчатого, к которому примешиваются клён платановидный и татарский, вяз, ясень (Физико-географическое ..., 1968).

В настоящее время северная часть Среднерусской возвышенности занята либо обрабатываемыми посевными участками различных сельскохозяйственных культур, либо формирующимися вторичными лугами (залежами). На границах пахотных участков часто располагаются лесополосы, при грамотном размещении (параллельно горизонталям рельефа) существенно снижающие интенсивность выноса смытого материала за пределы склона (Голосов и др., 2012).

Склон водосбора «Святой источник», вдоль которого заложена трансекта SS-10, пологий, имеет слабовыпуклую форму продольного профиля, длину 420 метров, относительную высоту 15 метров. По трансекте проводился отбор образцов на пяти точках вдоль всего профиля склона. По почвенно-морфологическому методу почвы на приводораздельном участке склона в разрезе, расположенном на самой верхней части склона (SS-10-5) считались несмытыми. Относительно этой точки по описаниям почвенных разрезов в других точках установлены мощности верхних горизонтов A+AB, по которым определялись изменения относительно эталонной мощности в точке SS-10-5. Таким образом, оказалось, что на изучаемом склоне во временном масштабе всего периода распашки не происходила направленная аккумуляция ни на одном из его участков. В то же время, средние темпы смыва за 360-летний период, установленные почвенно-морфологическим методом, значительно ниже значений,

полученных другими методами (рис. 4.5).

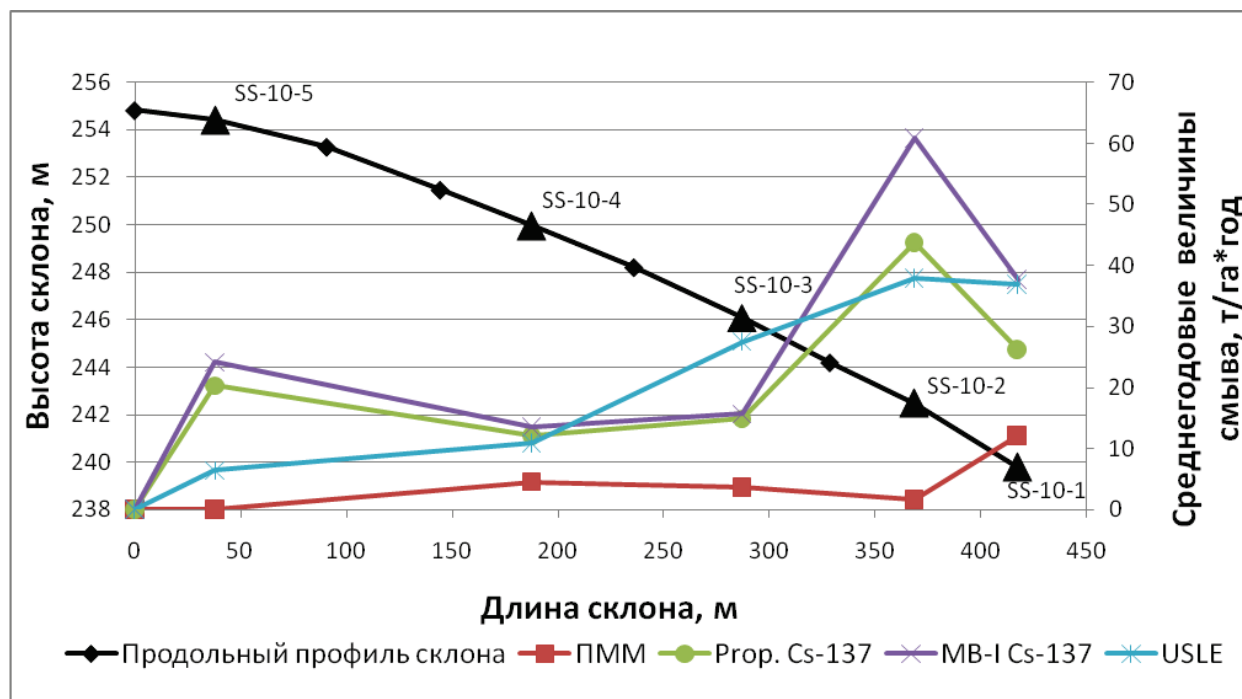


Рисунок 4.5 – Продольный профиль трансекты SS-10 и оценки среднегодовых темпов перераспределения наносов (т/га в год) различными методами. ПММ – почвенно-морфологический метод; USLE – эмпирико-математическая модель USLE/ГГИ; Cs-137 – радиоцезиевый метод (Prop – простая пропорциональная модель, MB-I – упрощённая масс-балансовая модель)

Так, например, в средней части склона среднегодовые величины смыва колеблются от 4,6 до 1,7 т/га в год, уменьшаясь в сторону подножия. Непосредственно в нижней части склона темпы эрозии составляют 12,2 т/га в год, образуя заметный пик. При этом на протяжении всего профиля склона происходит постепенное увеличение уклонов от водораздела к тыловому шву, из-за чего происходит нарастание темпов смыва.

Стоит отметить, что значения, полученные для средней части склона по почвенно-морфологическому методу, находятся в пределах ошибки измерения, которая оценивается в  $\pm 4,1$  т/га в год. Кроме того, при расчётах были сделаны допущения на продолжительность распашки изучаемой территории – 360 лет, определённую по архивным источникам, и плотность образцов. Она принималась равной  $1,1 \text{ г/см}^3$ , тогда как в некоторых образцах реальное значение плотности на момент отбора проб оказалось меньше единицы из-за высокой пористости грунта, так

как пробоотбор проводился по свежесбронованному пару. В целом, из-за значительных погрешностей при расчётах следует признать почвенно-морфологический метод весьма неточным. Однако более низкие значения темпов эрозии в средней части склона (SS-10-4, SS-10-3) подтверждаются и соответствующим падением значений, полученных по результатам радиоцезиевого метода. По этому методу наиболее низкие значения смыва колеблются от 12,2 до 15,7 т/га в год (для последних 25 лет). Это значит, что для средней части склона полученные значения эрозионной деятельности вполне сопоставимы. Падение скоростей эрозии на этих участках может быть обусловлено сравнительно небольшими уклонами.

На приводораздельном участке склона (SS-10-5) скорости эрозии составляют 20,1-21,4 т/га в год (по разным моделям). Такие высокие оценки по радиоцезиевому методу объясняются либо завышенными результатами расчётов из-за низкой плотности грунта ( $0,97 \text{ г/см}^3$ ), либо высокими показателями механического перемещения пахотного горизонта с выпуклого водораздела в результате обработки почвы. В точке SS-10-2, находящейся в нижней части приводораздельного склона, наблюдается минимум среднегодовых величин смыва почвы по почвенно-морфологическому методу (1,7 т/га в год), и одновременно максимум по радиоцезиевому методу (43,9 т/га в год по пропорциональной модели и 61,0 т/га в год по упрощённой масс-балансовой модели). Такое несоответствие можно объяснить тем, что в течение длительного времени освоения данный участок склона (точка SS-10-2) находился в зоне развития промоин с относительно высоким уклоном. За длительный отрезок времени, характеризующий почвенно-морфологическим методом, линейная эрозия и заполнение промоин наносами относительно компенсировали друг друга – происходило периодическое образование и погребение промоин на этом участке, в результате которого формировались смыто-намытые почвы. В то же время, в послечернобыльское время на данном участке аккумуляция, вероятно, была минимальной или отсутствовала, из-за чего темпы эрозии за последние 25 лет, оцененные радиоцезиевым методом, оказались гораздо выше, чем осредненные за весь период освоения в 360 лет. Этот факт может объяснить и резкое падение скоростей эрозии вниз по склону (до 26,2 т/га в год и 36,8 т/га в год соответственно в точке SS-10-1), несмотря на увеличение его крутизны. Наносы из точки SS-10-2 и вышележащей части склона, по всей видимости, не в полном объёме попадали в днище, задерживаясь

на нижней границе пашни, на которой и расположена точка SS-10-1.

Кривая распределения темпов эрозионных процессов, полученная с помощью расчётов по эмпирико-математической модели USLE/ГГИ в целом подтверждает значения среднегодового смыва почвы, полученные с помощью радиоцезиевого метода, кроме точек SS-10-1 SS-10-3, в которой разница значений, полученных этими методами, достигает 20 и 10 т/га в год соответственно. Стоит отметить, что различия в рассчитанных показателях колеблются от 1 до 20 т/га в год, однако для модели, учитывающей некий обобщённый показатель рельефа (LS-фактор), это является хорошим показателем.

Таким образом, исходя из вышесказанного, можно сделать вывод о применимости радиоцезиевого метода для количественной оценки эрозионных процессов на склоне вдоль трансекты SS-10, и о том, что склоны с такой морфологией вносят значительный вклад в баланс наносов всего водосбора, поскольку роль внутрисклоновой аккумуляции на них незначительна.

Второй склон, вдоль которого заложена трансекта SS-11 – выпуклый в продольном профиле, с пологой верхней (примерно до точки SS-11-4) и относительно крутой нижней частью, собирающий в поперечном профиле (рис. 4.6). Его длина составляет 430 метров, относительная высота – 20 метров. Это значит, что по сравнению с первым склоном, имеющим при длине 420 м относительную высоту 15 м, второй изучаемый склон имеет несколько больший средний уклон. Стоит отметить, что для данного водосбора характерно преобладание склонов именно этих двух типов – слабовыпуклых и выпуклых склонов относительно небольшой крутизны. Это означает, что для характеристики расходных статей баланса наносов достаточно рассмотреть два наиболее характерных типа склонов. Рассматриваемый водосбор, вследствие такой морфологии склонов, а также относительно малой ширины зон потенциального переотложения наносов на путях транзита со склонов в днище балки (залуженных нижних частей водосборных склонов и бортов балки), отсутствия лесополос вдоль нижних границ пашни и больших уклонов днища балки, является активным поставщиком наносов в р. Плаву.

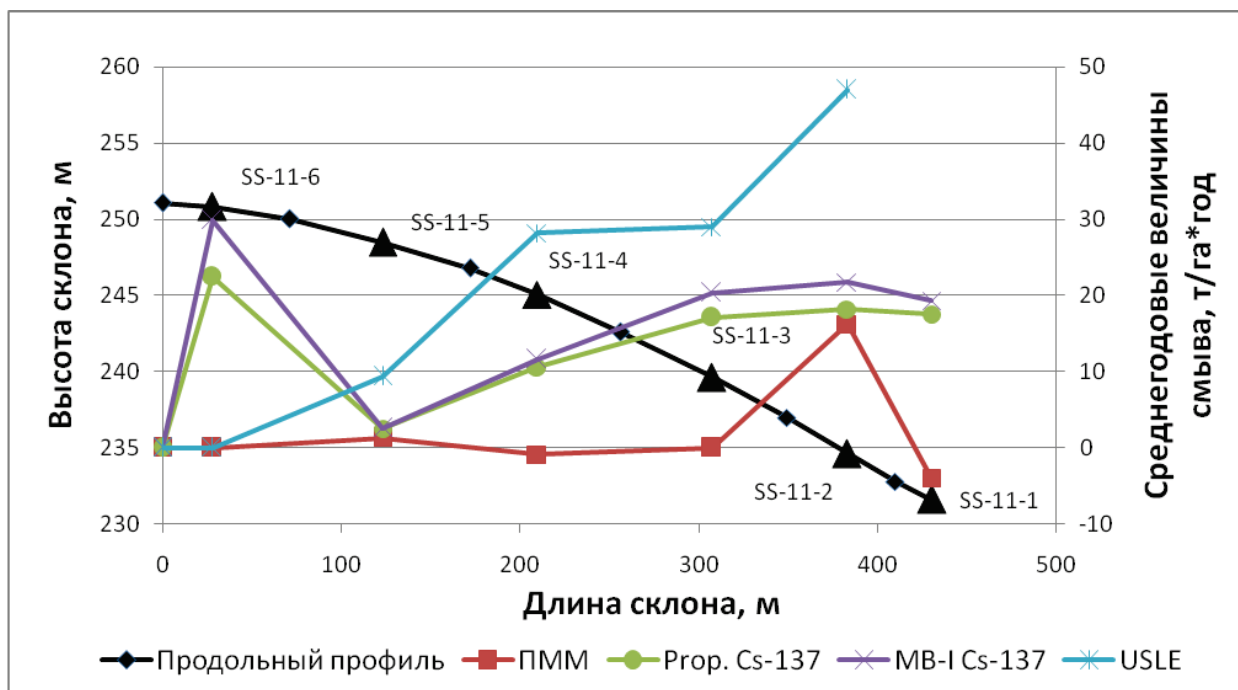


Рисунок 4.6 – Продольный профиль трансекты SS-11 и оценки среднегодовых темпов перераспределения наносов (т/га в год) различными методами. Отрицательные значения соответствуют аккумуляции, положительные - эрозии. ПММ – почвенно-морфологический метод; USLE – эмпирико-математическая модель USLE/ГГИ; Cs-137 – радиоцезиевый метод (Prop – простая пропорциональная модель, MB-I – упрощённая масс-балансовая модель)

Количественная оценка вещества, выносимого из балки, может дать информацию о других подобных водосборах-притоках долины р. Плава. Поскольку водосборы такого типа характеризуются преобладанием выноса материала в главную долину, количественная характеристика доставки наносов в них необходима для обоснованной оценки баланса наносов в пределах всего бассейна р. Плавы.

Работы, проводившиеся на трансекте SS-11, полностью аналогичны вышеописанным. По расчётам, полученным с использованием почвенно-морфологического метода, выяснилось, что на протяжении верхней и средней частей склона (точки SS-11-6,5,4,3) темпы смыва почвы колеблются от 0 до 1,2 т/га в год, а в точке SS-11-4 наблюдается аккумуляция 0,9 т/га в год. Такие значения совершенно не согласуются с данными, полученными радиоцезиевым методом (кроме точки SS-11-5), кроме того, эти значения заметно ниже ошибки измерения, составляющей  $\pm 5,7$  т/га в год, поэтому к таким результатам стоит относиться весьма критично. По-видимому, в долговременном плане, за весь период распашки, на данном участке склона имело

место близкое к сбалансированному соотношению между эрозией и аккумуляцией, что можно объяснить чередованием размывов и заполнений днища ложбины, по которому проходит трансекта SS-11.

В точке SS-11-5 среднегодовые темпы смыва почвы оцениваются в 1,2 т/га в год по почвенно-морфологическому методу, и в 2,4-2,6 т/га в год по радиоцезиевому методу, что даёт основание говорить о высокой достоверности рассчитанных значений. Аналогичная ситуация наблюдается для точки SS-11-2, где интенсивность смыва по почвенно-морфологическому методу получилась 16,2 т/га в год, а по радиоцезиевому методу соответственно 18,2 т/га в год и 21,7 т/га в год. Однако подсчёты по почвенно-морфологическому методу для точки SS-11-1 показали темпы аккумуляции в 4 т/га в год. При этом, в образцах, отобранных на этом участке, запасы цезия-137 значительно меньше эталонных, что говорит об активном действии эрозионных процессов. Согласно описанию разреза SS-11-1, мощность гумусового горизонта в нем существенно выше, чем в других разрезах, а по внешнему виду почва похожа на смыто-намытую. Все эти факты дают повод полагать, что повышенная мощность гумусовых горизонтов связана с антропогенной деятельностью, что подтверждается геоморфологической позицией разреза на нижней границе пашни. А смыто-намытый характер почвы обусловлен возникновением на этом участке склона и последующим заполнением наносами промоины значительных размеров, обнаруживающейся в разрезе SS-11-1 по переслаиванию наносов. Проведение трансекты по линии тока несколько завышает значения эрозии, поэтому возможно было заложить серию разрезов по горизонтали и взять среднее значение.

Значения темпов эрозионных процессов, подсчитанные по пропорциональной и упрощённой масс-балансовой моделям для данной трансекты, отличаются максимум на 7,4 т/га в год, что по сравнению с трансектой SS-10, является хорошим результатом и подтверждает правильность расчётов. Так, темпы эрозии закономерно увеличиваются от 2,4-2,6 т/га в год в верхней, пологой части склона, до 17,1-21,7 т/га в год в нижней, более крутой части склона. Исключение составляет лишь точка SS-11-6, находящаяся в верхней, пологой части водораздельного склона, в которой значения среднегодового смыва составляют соответственно 22,5 и 29,8 т/га в год по двум моделям распределения цезия-137. Такие аномально высокие результаты объясняются тем, что водораздельная поверхность, с которой происходит снос материала, имеет

выпуклую форму, в результате чего в зависимости от направления пахоты на приводораздельный участок склона происходит механическое смещение материала пахотного горизонта при обработке почвы. Это наиболее вероятная причина существенного снижения запасов цезия-137 в данной точке, по сравнению с первоначально выпавшими, и, как следствие, увеличения расчётных показателей суммарной почвенной эрозии в данной точке.

Данные количественной оценки среднегодового смыва почвы по трансекте SS-11 с использованием эмпирико-математической модели USLE/ГГИ значительно отличаются как от почвенно-морфологического, так и от радиоцезиевого методов. Такая особенность объясняется тем, что в эмпирико-математической модели используется цифровая модель рельефа, качество построения которой зависит от картографических материалов, по которым производилось построение векторных слоёв, необходимых для создания ЦМР. При отсутствии достаточно подробных крупномасштабных карт при построении ЦМР интерполяция поверхности не отражает реальный микрорельеф на склонах, из-за чего дальнейшие расчёты интенсивности водной эрозии оказываются весьма приблизительными. Кроме того, данная модель не учитывает переотложение материала на склоне. Однако стоит отметить, что по трансекте SS-11 данная модель хоть и выдаёт завышенные значения среднегодового смыва почвы (разница с радиоцезиевым методом составляет 10-20 т/га в год), но кривая распределения темпов эрозии отражает тенденцию роста её скоростей вниз по склону, что связано с концентрирующей сток формой склона в плане.

Таким образом, на данной трансекте показатели среднегодовых величин смыва почвы лучше соответствуют изменению крутизны склона, чем на трансекте SS-10. В среднем, для обоих склонов показатели эрозии составляют величины порядка 20-30 тонн с гектара в год, что позволяет, во-первых, основываясь на данных только по этим трансектам, оценить темпы эрозионной деятельности на всём водосборе, во-вторых, такие величины являются весьма существенными для землепользования на данной территории, которые необходимо учитывать при дальнейшем сельскохозяйственном освоении.

В целом по водосбору стоит отметить несколько характерных особенностей интенсивности эрозионных процессов (рис. 4.7):



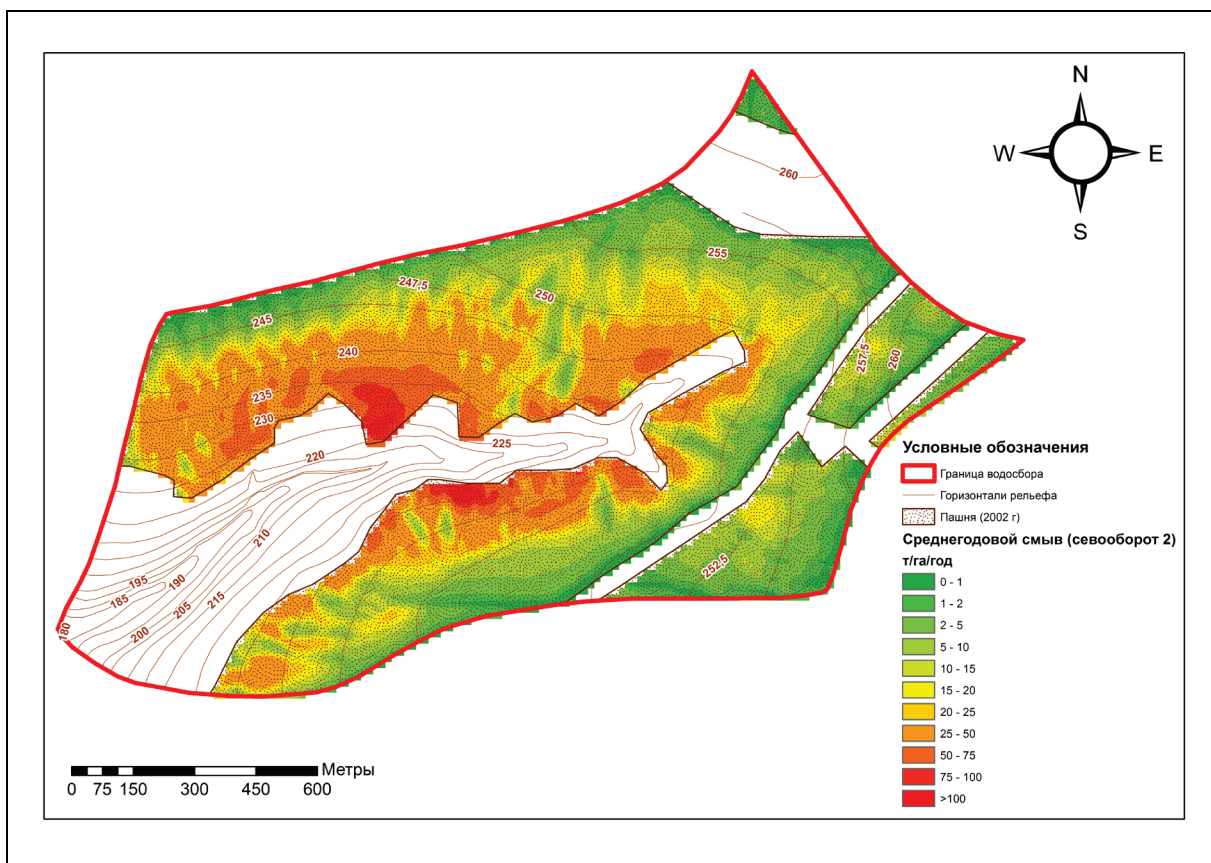


Рисунок 4.7 – Среднегодовые значения смыва почвы, рассчитанные по эмпирико-математической модели USLE/ГТИ

1. В северо-восточной и юго-восточной частях водосбора поставка наносов с водораздела на склоны и в днище балки перехватывается проложенными автомобильными и железной дорогами. Непосредственно на склонах, отделённых от балки антропогенными сооружениями, интенсивность эрозии низкая (рис. 4.6).
2. На склонах в верховьях балки интенсивность эрозионных процессов средняя, что вероятно, связано с относительно небольшими уклонами и меньшей длиной склонов.
3. В средней части водосбора борта балки имеют относительно высокий уклон, поэтому интенсивность эрозии на этих участках высокая, причём она увеличивается от бровки водораздельной поверхности к подножию склона. Кроме того, правый борт балки подвержен более интенсивной эрозии, чем левый, что объясняется развитием промоин на нём.

По результатам подсчёта темпов аккумулятивных процессов по радиоцезиевому методу получены следующие результаты (табл. 4.1).

Таблица 4.1 – Результаты подсчётов темпов аккумулятивных процессов в днище балки.

| Название разреза | Темпы аккумуляции в днище балки, определённые путём датировки отложений по радиоцезиевому методу |            |
|------------------|--|------------|
|                  | мм/год   | т/га в год |
| SS-1-1           | 8  | 95,2       |
| SS-1-2           | 4  | 47,6       |
| SS-1-3           | 4  | 47,6       |
| SS-2-1           | 4  | 47,6       |
| SS-2-3           | 8  | 95,2       |
| SS-3-1           | 16   | 190,3      |
| SS-3-2           | 4  | 47,6       |
| SS-4-1           | 4  | 47,6       |
| SS-4-2           | 4  | 47,6       |
| SS-5-1           | 12   | 142,7      |
| *SS-5-2          | -  | -          |
| SS-6-1           | 12   | 142,7      |
| SS-6-2           | 8  | 95,2       |
| Среднее          | 7,1  | 84,2       |

*\*В разрезе SS-5-2 за послечернобыльский период происходил смыв почвы.*

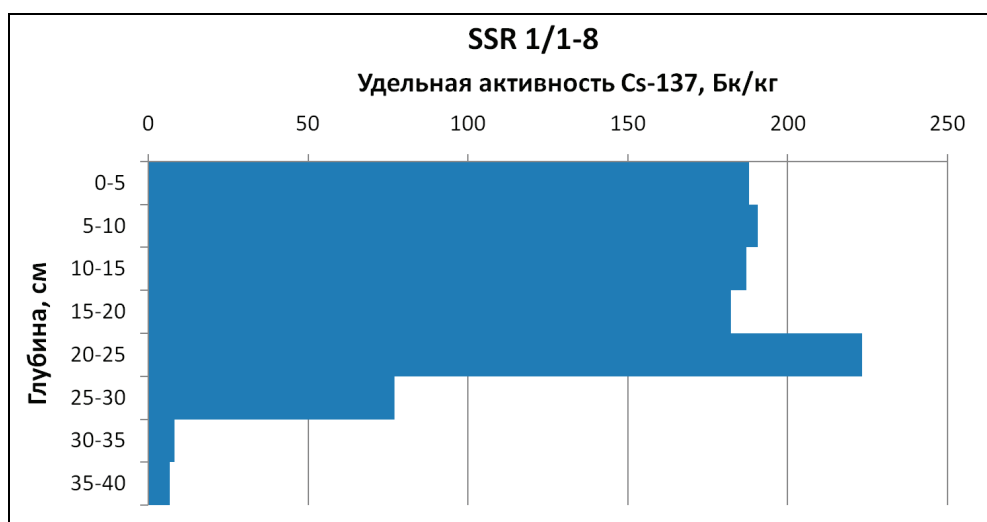
Как видно из таблицы, в среднем на изучаемом водосборе темпы аккумуляции составляют 84,2 т/га в год. При этом существуют несколько особенностей распределения рассчитанных параметров. Во-первых, в точках SS-1-3, SS-3-2, SS-4-1, SS-4-2, SS-5-2 по данным радиоцезиевого метода наблюдаются относительно низкие темпы аккумуляции. Такие результаты связаны с уменьшением запасов цезия-137 в верхних почвенных горизонтах по сравнению с первоначальными. В точках SS-1-3, SS-4-1, SS-4-2 разрезы располагались на участках днища, где наносы, отлагавшиеся после выпадения чернобыльского цезия, могли периодически выноситься вниз по балке в результате развития небольших донных врезов.

Таким образом, в этих точках, вероятно, имела место не направленная аккумуляция наносов в течение всего послечернобыльского периода, а чередование врезания и заполнения, то есть, в многолетнем плане – транзит материала, что и отражается в относительном снижении запасов цезия.

Разрезы SS-3-2 и SS-5-2 находились на плоских или слабонаклонных залуженных поверхностях балочных террас, на которых аккумуляция наносов была ограничена. При этом запасы цезия на этих поверхностях меньше эталонных, что может быть

вызвано вытаптыванием скотопрогонных троп. Кроме того, из общего тренда заметно выделяется точка SS-3-1, в которой рассчитаны anomalно высокие значения аккумуляции (до 190,3 т/га в год). Это объясняется тем, что данный разрез располагался ниже размытой земляной плотины небольшого прудка, в настоящее время пересохшего, отчего в образцах и содержалось повышенное количество цезия-137, привнесённое потоком наносов в результате прорыва плотины и частичного размыва тела заиления прудка.

Опорный разрез с эталонного участка, по которому были получены осредненный запас и статистические характеристики вариабельности первоначально выпавшего цезия-137, имеет эпюру распределения удельной активности изотопа вниз по профилю, характерную для распаханых почв (Walling, Quine, 1992) (рис. 4.8).

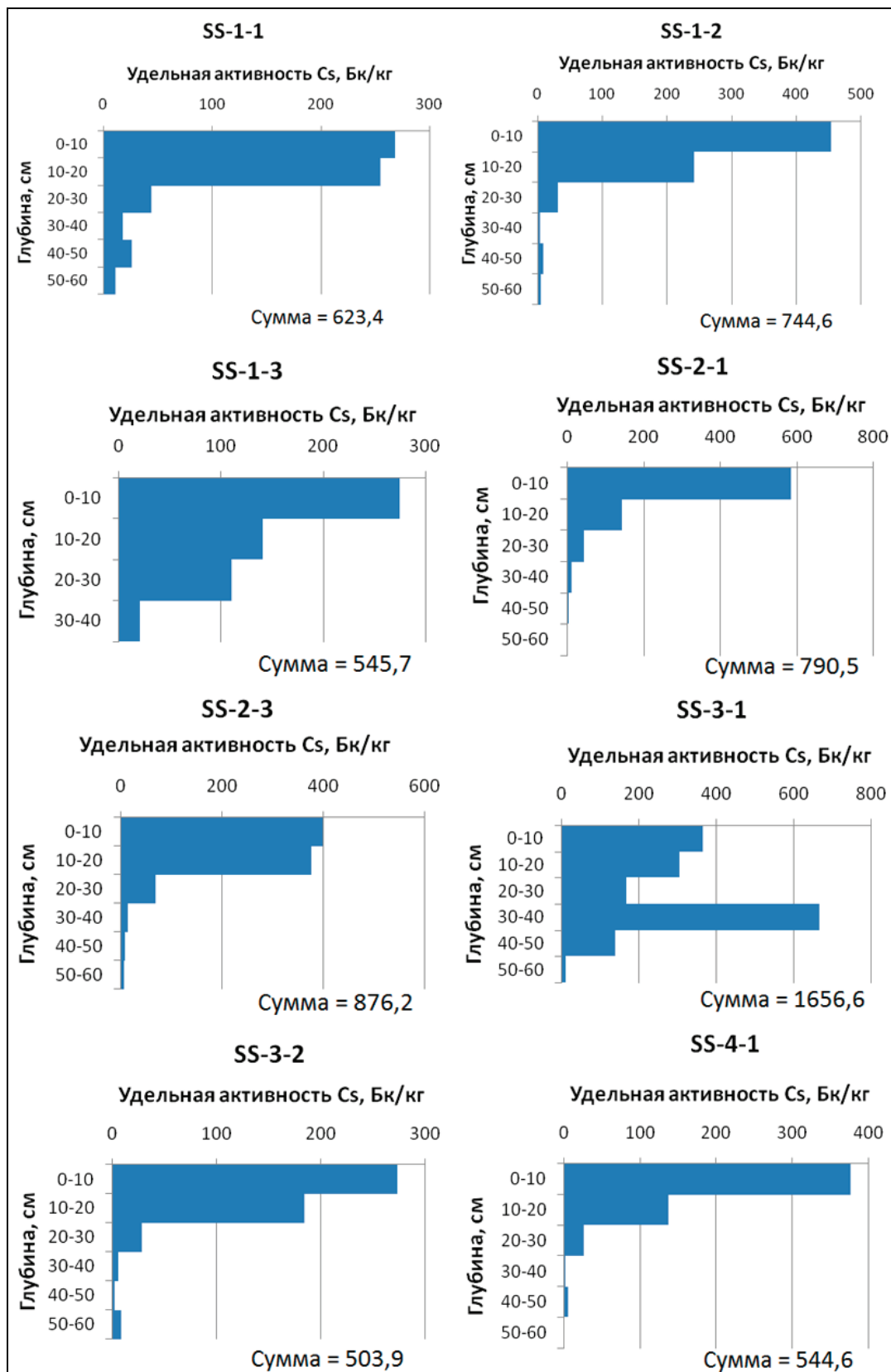


*Рисунок 4.8 – Вертикальное распределение цезия-137 вниз по профилю в опорном разрезе*

Как видно из рисунка, на глубине 20-25 см находится некий пик концентрации цезия-137. Ниже этого пика активность падает ниже отметки 10 Бк/кг. Такие значения находятся в пределах инструментальной погрешности гамма-спектрометрического оборудования, которая, для цезия-137, составляет  $\pm 5-10\%$  в зависимости от активности изотопа в конкретном образце. Поэтому можно не учитывать цезий-137, выпавший при испытаниях ядерного оружия в 60-80-х годах XX века. Пониженная концентрация цезия в верхней части почвенного профиля, очевидно, связана с подпашкой изотопа из нижележащих горизонтов. При этом распределения цезии-137 стремится к равномерному. Это связано с распашкой водораздела в течение длительного времени. Пик концентрации находится на глубине порядка 30 см, что вызвано увеличением

глубины пахоты.

Для разрезов, заложенных в предполагаемых аккумулятивных позициях в днище балки и на поверхностях балочных террас, были построены аналогичные эпюры распределения цезия-137 (рис. 4.9).



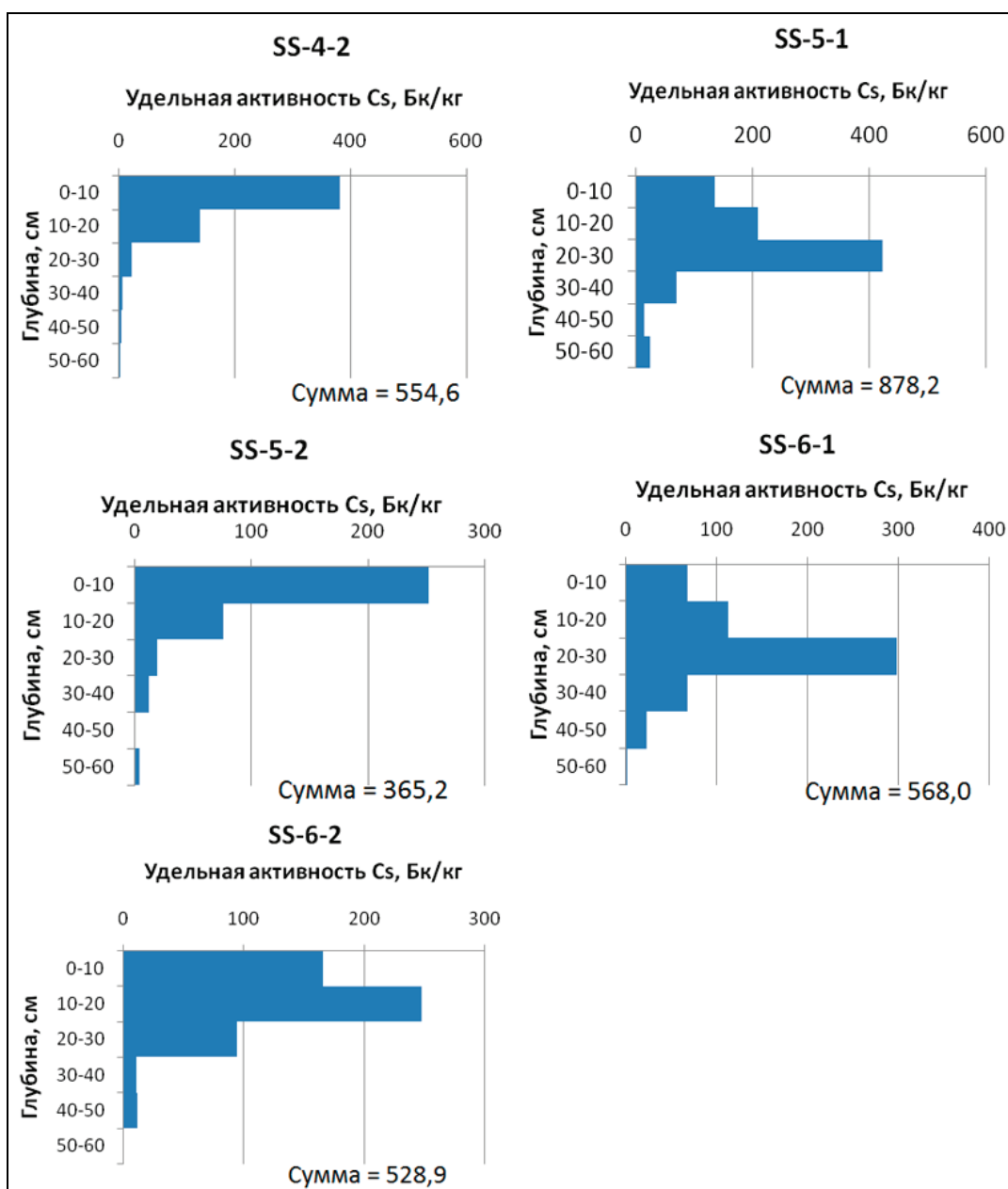


Рисунок 4.9 – Эпюры вертикального распределения цезия-137 по глубине в разрезах в днище балки

Так как послойный отбор образцов проводился через каждые 10 см, точное местоположение пика чернобыльского цезия на эпюре вертикального распределения установить невозможно. В таких случаях предполагается, что он находится в средней части десятисантиметрового слоя, то есть на уровне 5 см. Для изучаемого водосбора установлено, что пик выпадения чернобыльского цезия не залегает глубже 40 см (причём только в точке SS-3-1). Это обстоятельство предполагает относительно низкие темпы аккумуляции в днище балки. Таким образом, представится уместным оценивать максимальные темпы аккумуляции на данном водосборе, учитывая

максимально возможную глубину, на которой может находиться пик чернобыльское цезия. По этим графикам видно, что максимальные концентрации радиоактивного вещества сосредоточены в приповерхностном слое (первые 10 см), кроме разрезов SS-3-1, SS-5-1, SS-6-1, SS-6-2. Большинство точек, для которых характерно такое распределение цезия-137 располагаются в днище верхней части балки (SS-1,2,3). На этом участке днище покрыто густым бурьяном, поверх которого местами наблюдались языки свежих наносов, а сама мощность аккумулятивной толщи, судя по описанию разрезов, составляет порядка 170-200 см. Днище верхней части балки было залужено, по крайней мере, с 50-х годов 20 века (по картографическим данным, масштаба 1:25 000), однако в дореволюционный период оно, вероятно, распахивалось. Кроме того, поток наносов с верховьев водосбора перекрывают насыпи автомобильной и железной дорог, находящиеся на более высоком гипсометрическом уровне, чем вершина балки. По этим причинам аккумуляция в верховьях овражно-балочной сети из-за небольшого притока наносов имеет довольно низкие темпы, хотя плотный травянистый покров и препятствует транзиту материала вниз по продольному профилю. Пик содержания цезия-137 в пределах верхних 10 сантиметров аккумулятивной толщи, скорее всего, образовался при первичном выпадении изотопа во время аварии на ЧАЭС, адсорбировался верхними почвенными горизонтами и, ввиду невысоких темпов аккумуляции, не опустился на значительную глубину. Поэтому по анализу эпюр распределения цезия-137 в верховьях балки относительная аккумуляция материала не превышает 4-8 мм/год.

В разрезах SS-3-1, SS-5-1, SS-6-1, SS-6-2 чернобыльский пик концентрации цезия-137 находится на более значительных глубинах – от 20 до 30 см. Это связано с тем, что аккумуляция наносов в днище средней части балки происходила, в основном, локализовано, в виде заполнения вторичных донных врезов, чередуясь с их повторным развитием. Почвенный горизонт с первоначально выпавшим цезием захоранивался быстрее, чем в верхней части балки, на что указывают значительно меньшие концентрации изотопа в верхних горизонтах почвенного профиля. Стоит отметить, что по описаниям разрезов, в отличие от точек с поперечников SS-1,2, находившихся на сильно залуженных участках днища, разрезы SS-5,6 располагались в активных вторичных врезках, что даёт основания полагать о наличии максимальных мощностях аккумулятивных толщ в точках SS-6-1 и SS-6-2. Таким образом, можно считать

средние скорости аккумуляции в средней части балки равными 8-12 мм/год.

Для уточнения результатов радиоцезиевого метода был проведён морфометрический анализ строения верховьев водосбора «Святой Источник», в результате которого определена площадь области сноса материала и площадь аккумулятивной части днища балки, из которой производился пробоотбор (рис 4.10).

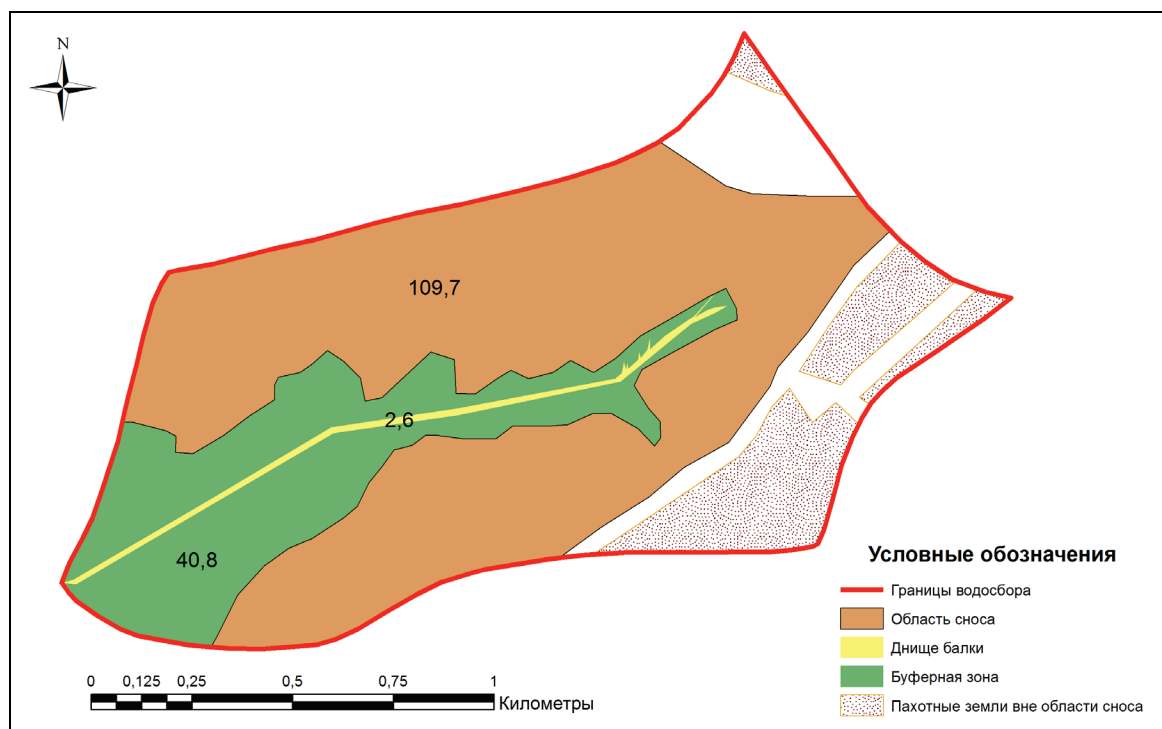


Рисунок 4.10 – Геоморфологическая схема водосбора «Святой источник». Цифрами обозначена площадь геоморфологических элементов, га

Установлено, что область сноса имеет площадь 109,7 га, а днище – 2,6 га. Так как средняя мощность наносов, накопившихся с 1986 года, составляет 0,2 м по данным вертикального распределения цезия-137 вниз по профилям, представляется возможным оценить объём материала, который отложился в днище балки за 25 лет в 5200 м<sup>3</sup>. По этим данным можно оценить среднегодовые темпы аккумуляции в пределах верхней части днища балки. Они составляют 8 мм в год, что прекрасно находит подтверждение в результатах, полученных по анализу эпюр вертикального распределения содержания цезия-137 (рис. 4.9).

В заключение стоит отметить, что при изучении аккумулятивных процессов достаточно трудно оценить темпы внутрисклоновой аккумуляции вещества. Поэтому, представляется необходимым принять во внимание результаты расчетов по почвенно-морфологическому методу на трансекте SS-11-1, ввиду отсутствия других источников

информации, где наблюдается аккумуляция в средней и нижней частях склона. Тогда темпы аккумуляции на бортах балки будут составлять в среднем 2,5 т/га в год.

Чтобы количественно оценить вклад водосбора «Святой источник» в поставку наносов с водораздела в долину р. Плава использовался балансовый подход. В общих чертах баланс наносов для конкретного малого водосбора можно определить как соотношение:

1. объема рыхлого материала, мобилизуемого эрозионными процессами на склонах водосбора;
2. объема переотложения наносов в пределах пахотных склонов, в буферных зонах (залуженные подножия водосборных склонов и борта малых эрозионных форм) и в днищах малых эрозионных форм;
3. объема размывов в днищах малых эрозионных форм;
4. выноса рыхлого материала за пределы водосбора.

Таким образом, баланс наносов состоит из приходной и расходной частей. Из-за особенностей геоморфологического строения балки «Святой источник» было принято решение определить статьи баланса наносов в соответствии с табл. 4.2.

*Таблица 4.2 – Статьи баланса наносов балки «Святой Источник», определённые по радиоцезиевому методу. Prop – результаты расчетов по пропорциональной модели, MBI – результаты расчетов по упрощённой масс-балансовой модели, т/год*

| Приходные статьи баланса наносов |      |      | Расходные статьи баланса наносов |  |
|----------------------------------|------|------|----------------------------------|--|
| Эрозия                           | Prop | MBI  | Аккумуляция                      | Эпюры вертикального распределения Cs-137 |
| Со склонов                       | 2038 | 2551 | На склонах                       | 273 (по ПММ)                             |
| В отвершках                      | 3    | 3    | В отвершках                      | 29                                       |
|                                  |      |      | В днище основной балки           | 182                                      |
| Итого                            | 2041 | 2554 | Итого                            | 484                                      |

Для определения долевого вклада составляющих баланса наносов на водосборе применялся радиоцезиевый метод, так как в данном случае только по этому методу имеются данные об эрозионно-аккумулятивных процессах в районе исследований.

Отвершки балки имеют активные эрозионные врезы, чем способствуют переотложению наносов вниз по тальвегам, а их суммарная площадь сравнима с площадью основного днища. Поэтому процессы, происходящие в них, выделяются в



отдельные статьи баланса наносов, которые оценивались по образцам, взятых из отвершков в точках SS-1-2 и SS-1-3.

Днище балки имеет довольно сложное геоморфологическое строение и состоит из собственно плоского задернованного днища, нескольких балочных террас и вторичного эрозионного вреза, начинающегося в его средней части. При этом стоит отметить, что на балочных террасах аккумуляция происходит не всегда, так как некоторые террасы имеют пологонаклонную поверхность относительно тылового шва днища, с которой происходит смыв почвенных частиц. Кроме того, по террасам проходят скотопрогонные тропы, что способствует развитию эрозионных процессов на их поверхности. В основном днище балки, несмотря на значительные темпы аккумуляции, расположены активные эрозионные врезы, которые играют основную роль в транспортировке наносов к устью балки. Эти составляющие учитывались при балансовых расчётах аккумуляции материала в днище основной балки, из-за чего средние значения аккумуляции в днище получились заметно ниже, чем в отдельных точках.

Ещё одна расходная статья баланса наносов – аккумуляция на склонах – составляет 2,5 т/га в год. По этому поводу можно добавить, что объёмы внутрисклоновой аккумуляции в процентном соотношении для бассейна Плавы оцениваются интервалом от 5,6 до 22,2 % (Belayev et al., 2012). Это значит, что значение 2,5 т/га в год (11%) вполне может соответствовать реальным величинам осадконакопления на склонах.

Таким образом, после применения радиоцезиевого метода итоговый приток наносов с водосбора «Святой источник» в р. Плаву составил 1557 т/год (14 т/га в год) по пропорциональной модели и 2070 т/год (18,5 т/га в год) по упрощённой масс-балансовой модели с учётом площади активного сноса и аккумуляции в 111,6 га. В обоих случаях очевидно преобладание эрозионных процессов над аккумулятивными. Однако при расчётах не учитывалась аккумуляция материала в пределах буферной зоны, состоящей из залуженных нижних частей склонов и бортов балки. В данном случае оценить переотложение наносов в буферной зоне не представляется возможным, ввиду отсутствия данных, но можно предполагать низкие темпы аккумуляции в ней из-за развития промоин на бортах балки. Поэтому этой составляющей баланса наносов можно пренебречь. Тем не менее, из-за

аккумулятивных процессов в буферной зоне может уменьшаться величина среднегодового выноса почвы со склонов и их доставка в днище долины. Это означает, что в такой ситуации более уместно применить пропорциональную модель для расчёта приходной составляющей баланса наносов. Таким образом, в среднем ежегодно с водосбора «Святой источник» в р. Плаву попадает 14 т/га в год, а с учётом реальной наносопоставляющей площади водосбора (за вычетом участков, ограниченных дорожными насыпями), равной 111,6 га, 1557 тонны наносов в год.

По аналогии с исследованиями, проводившимися на водосборе балки Часовенков Верх (Голосов, Иванова, 1997), можно оценить долю разных элементов рельефа в накоплении агрикультурных наносов, приняв количество вещества, поступающего в балку в результате смыва почвы с пахотных склонов за 100% (рис. 4.11).

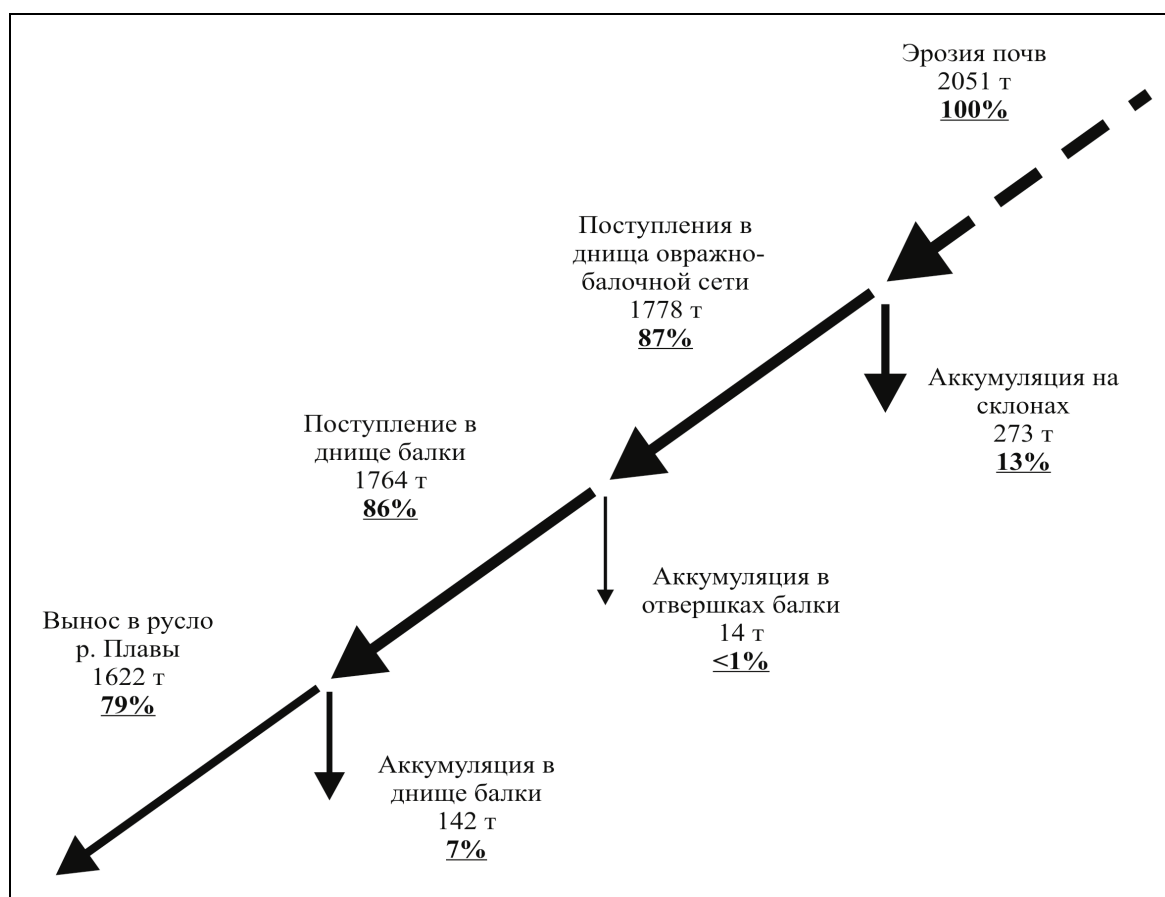


Рисунок 4.11 – Баланс наносов водосбора «Святой источник» по анализу содержания цезия-137

На этом примере понятно, что основная часть выносимых процессами почвенной эрозии со склонов наносов на аккумулятивные позиции откладывается на склонах и в днище балки. Так, аккумуляция наносов на склонах и в днищах составляет около 22%

от общего количества материала, поступившего в балочную сеть в результате смыва почвенного покрова. А в русло реки выносятся 79% эродированных почвенных частиц. Это значит, что изучаемый водосбор является мощным сбрасывателем наносов. При этом в русло реки выносятся значительное количество мелкозёма, содержащего радиоактивный загрязнитель, а в конусе выноса балки остаётся преимущественно крупнообломочный материал. В верховьях днища балки происходит аккумуляция материала, что, однако, не мешает водосбору транспортировать в р. Плаву до 80% поступающих в него наносов. Стоит отметить, что часто бывает затруднительно оценить количество наносов, проходящих через зону транзита, но в данном случае этот показатель составляет до 90% от смытой почвенной массы, причём наносы, выносимые из отвершков и переотлагающиеся в днище, образуют долю в менее чем в 1%, что свидетельствует о низкой транспортирующей способности потока в верховьях балки.

#### **4.2.2 Оценка доставки наносов малых водосборов**

Полученные данные для водосбора Святой источник и результаты ранее выполненных исследований для 26 малых водосборов центральной и южной части Русской равнины, расположенных в различных ландшафтных зонах были использованы для совершенствования расчётов коэффициентов доставки наносов на основе использования морфометрических характеристик водосборов.

Полученные значения показывают большие колебания коэффициента для водосборов площадью менее 100 км<sup>2</sup>. По этим данным водосборы были разбиты на две группы: «накопители» ( $SDR < 50\%$ ) и «сбрасыватели» ( $SDR > 50\%$ ), для каждой группы получена регрессионная зависимость  $SDR$  от площади водосбора с высоким коэффициентом корреляции (Golosov, Ivanova, 2002; Голосов, 2006).

Для определения зависимости коэффициента доставки наносов малого водосбора от морфометрических параметров рельефа использовались результаты оценки коэффициента доставки наносов, полученные на основе проведения полевых исследований с использованием набора полевых и лабораторных методов, для 23 вышеуказанных ранее исследованных водосборов (Голосов, 2006), которые были дополнены данными о коэффициентах доставки по 4 малым водосборам в бассейне р. Плава (Belyaev et al., 2012; Безухов и др., 2014; Иванов, 2017) (табл. 4.3).

Таблица 4.3 – Коэффициенты доставки для малых водосборов различных геоморфологических районов ЕТР (по Голосову, 2006 с дополнениями)

| №  | Водосбор          | Площадь км <sup>2</sup> | Речной бассейн   | Геоморфологическая провинция<br>(Геоморфологическое..., 2007) | SDR, % |
|----|-------------------|-------------------------|------------------|---|--------|
| 1  | Сухой Яр-I        | 21,6                    | р. Айгурка       | Приволжско-Ставропольская                                     | 6      |
| 2  | Сухой Яр-II       | 11,1                    | р. Калаус        | —«»—  | 76     |
| 3  | Терновая          | 8,5                     | р. Калаус        | —«»—  | 85     |
| 4  | Глубокий          | 4,2                     | р. Калаус        | —«»—  | 95     |
| 5  | Швединка          | 26                      | р. Калаус        | —«»—  | 53     |
| 6  | Приток Берестовой | 1,89                    | р. Полная        | Среднерусская   | 65     |
| 7  | Марков ручей      | 142                     | р. Дон           | —«»—  | 20     |
| 8  | Погромка          | 224                     | р. Самара        | Приуральская  | 2      |
| 9  | Павельев Яр       | 76,7                    | р. Погромка      | —«»—  | 9      |
| 10 | Елховка           | 27,38                   | р. Погромка      | —«»—  | 14     |
| 11 | Долгий Яр         | 69,2                    | р. Погромка      | —«»—  | 66     |
| 12 | Грушин Лес        | 1,1                     | р. Погромка      | —«»—  | 55     |
| 13 | Крутой Яр         | 8,6                     | р. Погромка      | —«»—  | 82     |
| 14 | Репный            | 3,5                     | р. Ведуга        | Среднерусская   | 83     |
| 15 | Гнилище           | 17,2                    | р. Ведуга        | —«»—  | 4      |
| 16 | Ведуга            | 86,9                    | р. Дон           | —«»—  | 1      |
| 17 | Стёпин рукав      | 4,6                     | р. Турдей        | —«»—  | 24     |
| 18 | Святой источник   | 2,1                     | р. Плава         | —«»—  | 79     |
| 19 | Ляпуновка         | 6,2                     | р. Плава         | —«»—  | 26     |
| 20 | Верховья Локны    | 36,0                    | р. Локна         | —«»—  | 7      |
| 21 | Локна             | 179,0                   | р. Локна         | —«»—  | 13     |
| 22 | Часовенков Верх   | 42,1                    | р. Локна         | —«»—  | 11     |
| 23 | Приток Лапок      | 0,28                    | р. Локна         | —«»—  | 24     |
| 24 | Лапки             | 2,18                    | р. Локна         | —«»—  | 12     |
| 25 | Попов овраг       | 41,2                    | р. Савала        | Окско-Донская   | 10     |
| 26 | Ключи             | 8                       | р. Бол. Кольшлей | —«»—  | 89     |
| 27 | Ржавец            | 18                      | р. Бол. Кольшлей | —«»—  | 9      |

Все они расположены в центральной и южной частях Европейской территории России в диапазоне природных зон от лесостепи до сухой степи, в пределах различных геоморфологических провинций (рис 4.12). Данные водосборы располагаются в зоне активного сельскохозяйственного освоения: площадь пахотных земель варьирует от 85 до 95%.



*Рисунок 4.12 – Географическое положение малых водосборов на Европейской территории России. Нумерация водосборов соответствует таблице 4.3.*

Вышеупомянутая статистическая совокупность водосборов с известными коэффициентами доставки наносов использовалась для проверки полученных расчётных формул (см. гл. 2.6.2) (табл. 4.4). Из таблицы видно, что максимальные отклонения расчётных значений не превышают 33%, а в среднем их величины еще ниже.

Таблица 4.4 – Сравнение измеренных и рассчитанных линейных параметров статистической совокупности водосборов

| №  | Водосбор          | Максимальная длина, а |           |                  |
|----|-------------------|-----------------------|-----------|------------------|
|    |                   | Измеренная            | Расчётная | Отклонение,<br>% |
| 1  | Сухой Яр-I        | 7,2                   | 5,7       | -21              |
| 2  | Сухой Яр-II       | 7,2                   | 5,8       | -19              |
| 3  | Терновая          | 8,5                   | 5,7       | -33              |
| 4  | Глубокий          | 4,2                   | 3,2       | -24              |
| 5  | Швединка          | 9,0                   | 7,5       | -17              |
| 6  | Приток Берестовой | 2,6                   | 2,0       | -23              |
| 7  | Марков ручей      | 16,3                  | 17,9      | +10              |
| 8  | Погромка          | 29,0                  | 28,6      | -1               |
| 9  | Павельев Яр       | 13,1                  | 11,0      | -16              |
| 10 | Елховка           | 10,4                  | 10,2      | -2               |
| 11 | Долгий Яр         | 14,1                  | 11,2      | -21              |
| 12 | Грушин Лес        | 1,8                   | 1,5       | -17              |
| 13 | Крутой Яр         | 3,7                   | 3,7       | 0                |
| 14 | Репный            | 3,2                   | 2,5       | -22              |
| 15 | Гнилище           | 6,3                   | 5,2       | -17              |
| 16 | Ведуга            | 15,1                  | 13,3      | -14              |
| 17 | Стёпин рукав      | 3,6                   | 2,8       | -22              |
| 18 | Святой источник   | 2,4                   | 2,0       | -17              |
| 19 | Ляпуновка         | 3,8                   | 3,5       | -8               |
| 20 | Верховья Локны    | 11,8                  | 10,0      | -15              |
| 21 | Локна             | 21,5                  | 20,7      | -4               |
| 22 | Часовенков Верх   | 11,0                  | 9,9       | -10              |
| 23 | Приток Лапок      | 0,9                   | 0,7       | -22              |
| 24 | Лапки             | 2,0                   | 2,0       | 0                |
| 25 | Попов овраг       | 11,1                  | 9,2       | -17              |
| 26 | Ключи             | 4,5                   | 3,7       | -18              |
| 27 | Ржавец            | 6,9                   | 5,4       | -22              |

Надо учитывать, что при измерении линейных параметров возникает как неоднозначность их определения, так и стандартная инструментальная погрешность. Коэффициенты доставки, полученные при проведении полевых исследований, также неизбежно имеют свои погрешности, так как это не данные прямых наблюдений, а величины, полученные на основе использования набора полевых и расчётных методов. Поэтому можно считать точность результатов применения расчётных формул

удовлетворительной.

Средний уклон водосбора определяется как отношение амплитуды его абсолютных высот ( $\Delta H$ , м) к его длине ( $a$ ):

$$I_a = \Delta H/a \quad (4.1)$$

С помощью построения регрессионных уравнений вида  $SDR=f(I_a)$  и вычисления коэффициента корреляции установлена зависимость (рис. 4.13).

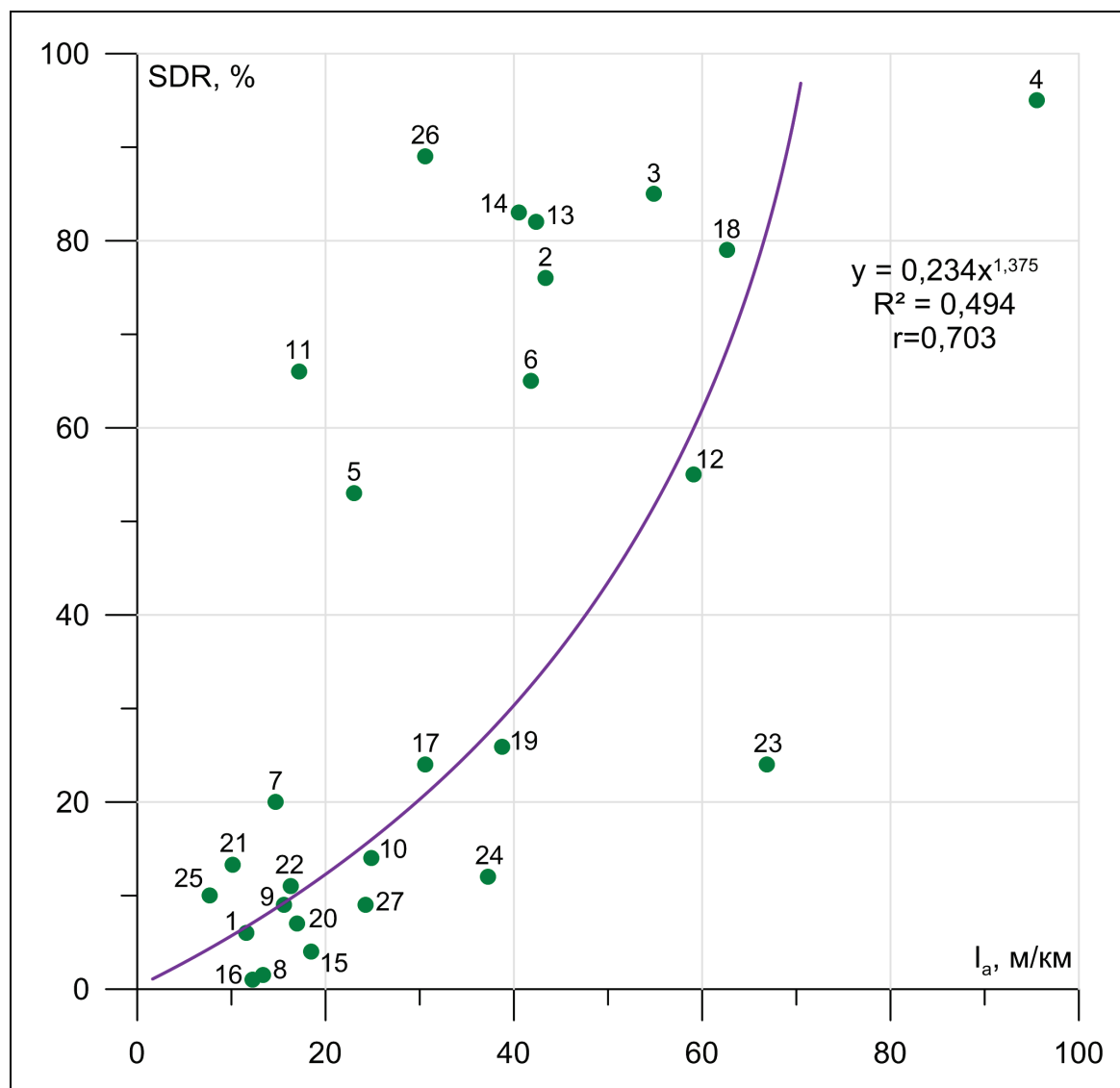


Рисунок 4.13 – Зависимость коэффициента доставки наносов от среднего уклона водосбора. По оси X – значения среднего уклона, по оси Y – значения коэффициента доставки. Цифрами обозначены порядковые номера водосборов (см. табл. 4.4)

Соотношение  $SDR \sim I_a$  имеет коэффициент корреляции примерно равный 0,7, что подразумевает высокую степень связи между коэффициентом доставки и средним уклоном водосбора. Как указано выше,  $I_a = \Delta H/a$  и  $a = 4F/P$ , следовательно:

$$SDR \sim \Delta HP / 4F \quad (4.2)$$

В итоге получаем искомую зависимость коэффициента доставки наносов от группы основных морфометрических характеристик водосбора, которые по отдельности оказывают на него наибольшее влияние.

Используя полученное уравнение регрессии, можно определить, расчётную формулу для коэффициента доставки наносов:

$$SDR = 0,234(\Delta HP / 4F)^{1,375} \quad (4.3)$$

Данное уравнение содержит в себе кроме площадной характеристики показатели формы водосбора и его потенциальной энергии (амплитуда абсолютных высот).

Ранее полученные зависимости для водосборов двух групп – «накопители» ( $SDR < 50\%$ ) и «сбрасыватели» ( $SDR > 50\%$ ) (см. выше) имеют коэффициенты детерминации около 0,67 и достаточно хорошо подходят для расчетов коэффициентов доставки исходной совокупности водосборов (Golosov, Ivanova 2002; Голосов, 2006). Однако эти регрессионные уравнения построены на небольших выборках объемом 10 и 13 водосборов. По закону больших чисел средняя квадратическая ошибка среднего уменьшается как функция объема выборки (Пузаченко, 2004), т.е. чем больше выборка, тем больше она подходит для статистических исследований. Выборки объемом менее 30 принято считать малыми (Ивановский, 2008). Для таких выборок распределение погрешностей зависит от распределения генеральной совокупности, а статистические оценки производятся с помощью специального распределения Стьюдента (Ивановский, 2008). Поэтому малые выборки могут лишь опосредованно использоваться в качестве объектов регрессионного анализа. Кроме того, вышеупомянутые регрессионные уравнения в качестве входных данных используют только водосборную площадь, не учитывая потенциальную энергию и форму водосбора, которые, несомненно, могут оказывать существенное влияние на перераспределение наносов на водосборе и долю материала, которая может быть вынесена за его пределы.

Расчитанные коэффициенты доставки наносов для изучаемых водосборов весьма близки к оценкам SDR, полученным на основе полевых оценок объёмов смыва и аккумуляции на основе использования крупномасштабного геоморфологического картирования, радиоцезиевого и почвенно-морфологических методов, а также расчётов темпов смыва по эрозионным моделям (табл. 4.5).



Таблица 4.5 – Сравнение расчетных и полученных полевыми методами величин коэффициента доставки наносов для малых водосборов.

| Водосбор                 | Величина коэффициента доставки наносов, полученная с помощью полевых методов, % | Расчётная величина коэффициента доставки наносов, % | Отклонение, % |
|--------------------------|---|---|---------------|
| <b>Сухой Яр-I</b>        | 6   | 7   | +1            |
| <b>Сухой Яр-II</b>       | 76  | 42  | -30           |
| <b>Терновая</b>          | 85  | 58  | -27           |
| <b>Глубокий</b>          | 95  | 122   | +27           |
| <b>Швединка</b>          | 53  | 18  | -35           |
| <b>Приток Берестовой</b> | 65  | 40  | -25           |
| <b>Марков ручей</b>      | 20  | 10  | -10           |
| <b>Погромка</b>          | 2   | 9   | +7            |
| <b>Павельев Яр</b>       | 9   | 11  | +2            |
| <b>Елховка</b>           | 14  | 20  | +6            |
| <b>Долгий Яр</b>         | 66  | 12  | -54           |
| <b>Грушин Лес</b>        | 55  | 64  | +9            |
| <b>Крутой Яр</b>         | 82  | 41  | -41           |
| <b>Репный</b>            | 83  | 39  | -44           |
| <b>Гнилице</b>           | 4   | 14  | +10           |
| <b>Ведуга</b>            | 1   | 8   | +7            |
| <b>Стёпин рукав</b>      | 24  | 27  | +3            |
| <b>Святой источник</b>   | 79  | 69  | -10           |
| <b>Ляпуновка</b>         | 26  | 37  | +11           |
| <b>Верховья Локны</b>    | 20  | 12  | -8            |
| <b>Локна</b>             | 13  | 6   | -7            |
| <b>Часовенков Верх</b>   | 11  | 12  | +1            |
| <b>Приток Лапок</b>      | 24  | 76  | +52           |
| <b>Лапки</b>             | 12  | 35  | +23           |
| <b>Попов овраг</b>       | 10  | 4   | -6            |
| <b>Ключи</b>             | 89  | 27  | -62           |
| <b>Ржавец</b>            | 9   | 20  | +11           |

Около половины расчётных значений отклоняются от значений, полученных полевыми методами, не более чем на  $\pm 10\%$ . При этом наиболее значительные отклонения наблюдаются для исходных коэффициентов доставки, как правило, превышающих 50%. Это связано со значительным разбросом исходных данных в этой области, возможно, обусловленными неточностью определения отдельных составляющих баланса наносов (рис. 4.13).

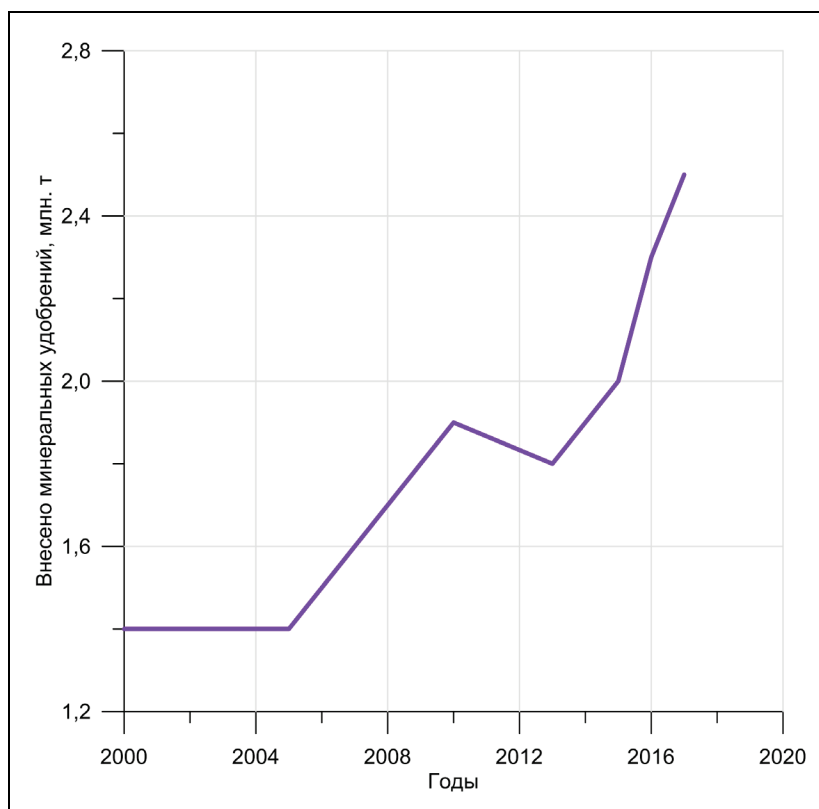
Независимые переменные, которые входят в расчетную формулу коэффициента доставки, отражают наиболее важные характеристики водосбора: площадь в сочетании с периметром входят в расчетную формулу коэффициента округлости, выражая тем самым плановую форму водосбора, амплитуда высот отражает энергетический потенциал рельефа. При этом коэффициент доставки обратно пропорционален площади (Jinze, Qingmei, 1981; Walling, 1983; Голосов, 2006): чем больше площадь водосбора, тем меньше относительное количество материала, выносимого из него через устье. В предлагаемой формуле учтена и другая важная закономерность: чем больше амплитуда высот, тем больше количество материала, выносимого из устьевой части водосбора. Для равнинных территорий, где для водосборов сопоставимых размеров этот фактор несколько затуманен в связи с относительно малыми различиями амплитуд высот на малых водосборах. В предгорьях и в горах значимость данного фактора существенно возрастает (горные водосборы могут выносить до 100% материала, поступающего со склонов).

Для водосборов малой площади ( $< 20 \text{ км}^2$ ) с коэффициентами доставки наносов более 70%, расчётные данные оказываются значительно заниженными. Это связано с большим разнообразием геоморфологического строения данных водосборов и, прежде всего, стадий формирования донных врезов в днищах долин, которые существенно влияют на перераспределение наносов в пределах сухих долин (GolosoV, Panin, 2004), определяющие соотношение наносов, ранее отложившихся в днище и вынесенных за пределы водосбора за счёт формирования донного вреза.

Для некоторых водосборов расчётное значение коэффициента доставки наносов превышает 100%. Это связано с недостаточным количеством объектов с коэффициентом доставки по данным полевых методов приближающимся к 100%, в результате чего расчетная формула для таких водосборов завышает расчетные значения. Доля таких объектов в общей совокупности не превышает 5%, все эти водосборы относятся к второму порядку и имеют малую площадь. Коэффициент доставки наносов в данном случае является качественной характеристикой, отражая максимальную транзитность днищ долин водосборов, как правило по всей длине прорезанных донным врезом.

## ГЛАВА 5. ОПТИМИЗАЦИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ПАХОТНЫХ ЗЕМЕЛЬ НА ОСНОВЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ОЦЕНОК ПОТЕНЦИАЛЬНОГО СМЫВА ПОЧВЫ И РАСЧЕТА КОЭФФИЦИЕНТОВ ДОСТАВКИ НАНОСОВ

Различными исследователями было выявлено сокращение площадей пахотных угодий на Европейской части России к 2010 году (Китов, Цапков, 2015; Медведева и др., 2018). Однако, за последние 10 лет на территории южного мегасклона Русской равнины, особенно в лесостепной и степной зонах, наметились отчетливые обратные тенденции к уменьшению площадей залежных земель и увеличению площади пашни (Китов, Цапков, 2015; Россия в цифрах..., 2018). Вместе с тем, с 2005 по 2017 год происходил постепенный рост химизации сельского хозяйства, выраженный, в частности, в виде количества вносимых минеральных удобрений (рис. 5.1).



*Рисунок 5.1 – Внесение минеральных удобрений под посевы в сельскохозяйственных организациях в 2000-2017 годах, млн. т (Россия в цифрах..., 2018)*

Таким образом, тенденции развития сельского хозяйства последних лет, а именно восстановление площадей пахотных земель и резкое увеличение использование удобрений и пестицидов, значительно повышают необходимость разработки и проведения мероприятий по сохранению плодородия почв и снижению загрязнения

поверхностных вод. Подбор оптимальных почво- и водоохраных мероприятий должен базироваться исходя из особенностей развития эрозионно-аккумулятивных процессов каждой конкретно взятой территории. В этой связи результаты исследований, представленные в главах 3 и 4, имеют прикладное значение для корректировки землепользования и решения вышеупомянутых геоэкологических проблем. Однако, рекомендации для изменения землепользования на основе данных исследований могут даваться на основе оценок смыва на среднемасштабном уровне, что является промежуточным этапом при выделении территорий в пределах речных бассейнов, требующих повышенного внимания в части сохранения плодородия почв и снижения загрязнения поверхностных вод. Более точные рекомендации по проведению противоэрозионных и водоохраных мероприятий могут быть даны только в результате крупномасштабных изысканий.

Как было показано в главе 3.1, исследованные речные бассейны относятся к территориям значительного сельскохозяйственного освоения. В четырех из них наибольшую площадь занимают сельскохозяйственные земли, в частности, пашня (40-60%), и только в структуре землепользования бассейна р. Иж главенствующее положение занимают лесные угодья (55%) и населенные пункты (10%) (табл. 3.1). При этом, оставшиеся виды земель (назовем их «прочими») занимают довольно обширные территории (20-55%). Доля земель населенных пунктов в каждом из бассейнов не превышает 10%, поэтому имеет смысл рассматривать изменения землепользования между тремя наиболее значимыми группами земель – пашней, лесами и прочими землями.

По методологии, описанной в главах 2-4, представляется возможным дать рекомендации, которые следует учитывать при оптимизации землепользования на сельскохозяйственных территориях, и которые основаны на анализе потенциальной доставки наносов с распахиваемых склонов в днища долин постоянных водотоков, оценке интенсивности среднегодовых темпов эрозии почв, прогнозе развития линейных эрозионных форм рельефа. Доставка наносов из водосборов в речные системы влияет на качество поверхностных вод. Чем ниже коэффициент доставки наносов, тем меньше попадает в реки наносов и связанных с ними загрязняющих веществ, например, пестицидов или химических удобрений. Эрозия почв способствует загрязнению поверхностных вод, а также уменьшает мощность плодородного слоя

почвы. Развитие линейных эрозионных форм на распаханых склонах приводит к интенсификации стока наносов и загрязняющих веществ по ним, а также служит основой для развития овражной эрозии. Методами борьбы с этими явлениями являются проведение противоэрозионных мероприятий, а также регулирование структуры землепользования, выражающееся, например, в уменьшении площади распаханной территории. При этом, наоборот, возможно интенсифицировать сельскохозяйственное производство на тех участках, где смыв, доставка наносов и развитие линейных эрозионных форм рельефа являются минимальными.

Исходя из этого, можно выделить несколько различных стратегий землепользования, направленных на более рациональное использование имеющихся земельных ресурсов:

1) Увеличение пахотных земель, за счет земель, не относящихся к лесному фонду и населенным пунктам.

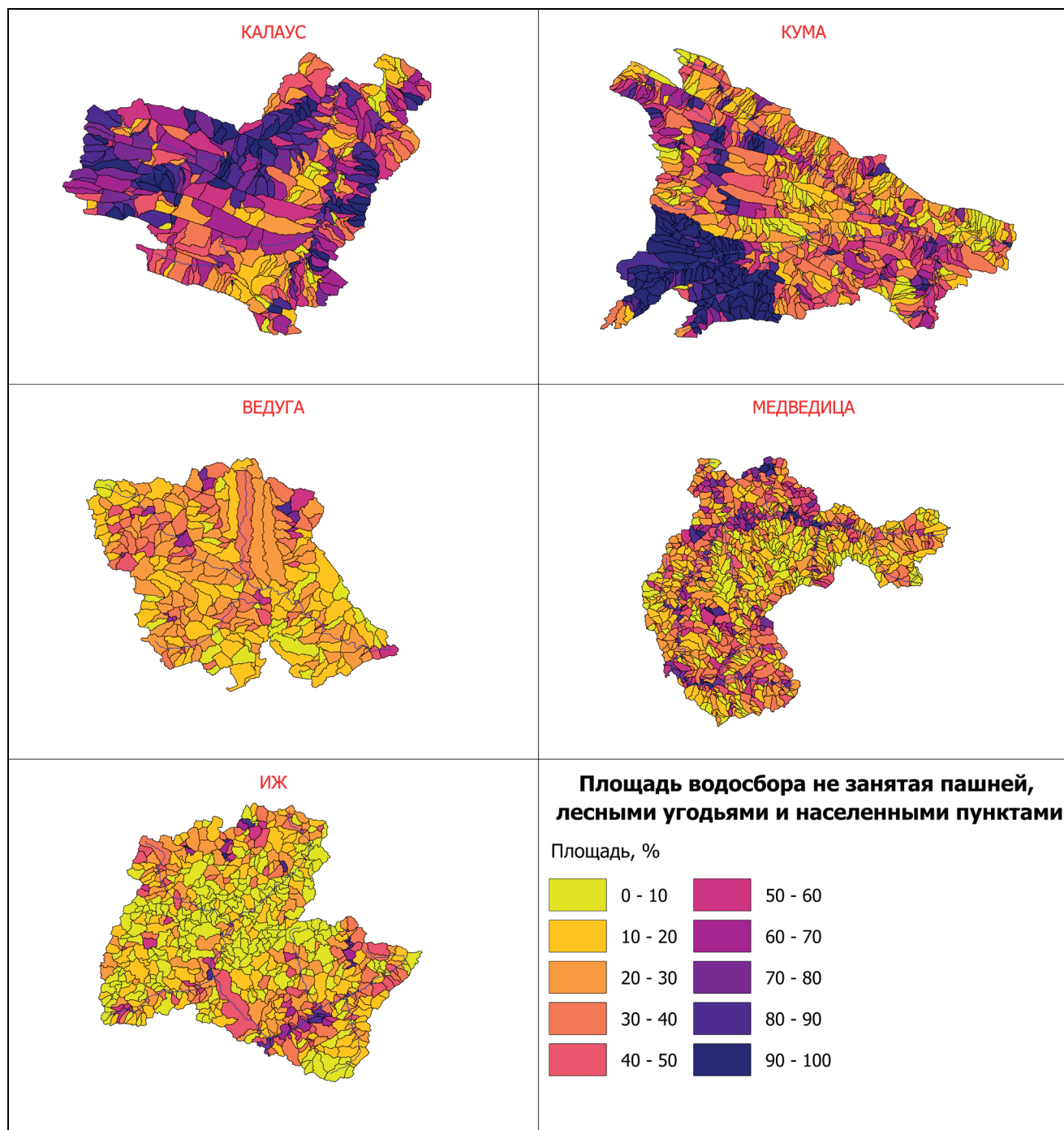
2) Сокращение площади пашни за счет перевода участков с высокой крутизной склонов и участков, примыкающих к гидрографической сети в прочие или в земли лесного фонда.

3) Увеличение площади пашни за счет залесенных территорий при оценке плодородия почв, которое должно быть достаточным для ведения целесообразности ведения сельскохозяйственной деятельности.

В качестве элементарных территориальных единиц, для которых необходимо определить рекомендации по оптимальному землепользованию, использовались элементарные водосборы изучаемых речных бассейнов. Для каждого водосбора была определена доля различных категорий земель относительно общей площади водосбора.

При применении стратегии землепользования под номером 1 необходимо рассмотреть распределение прочих земель по элементарным водосборам. Такое распределение обнаруживает весьма четкие географические закономерности (рис. 5.2). Например, большинство водосборов с высокой долей прочих земель в бассейне р. Калаус приурочено к долинам крупных рек, в которых остаются нераспаханными пойменные участки, часто имеющие достаточно сложный микрорельеф и используемые под пастбища. Аналогичная ситуация наблюдается в бассейнах рек Кума, Медведица и Иж. В бассейне р. Ведуга водосборы с высокой долей прочих

земель практически отсутствуют.

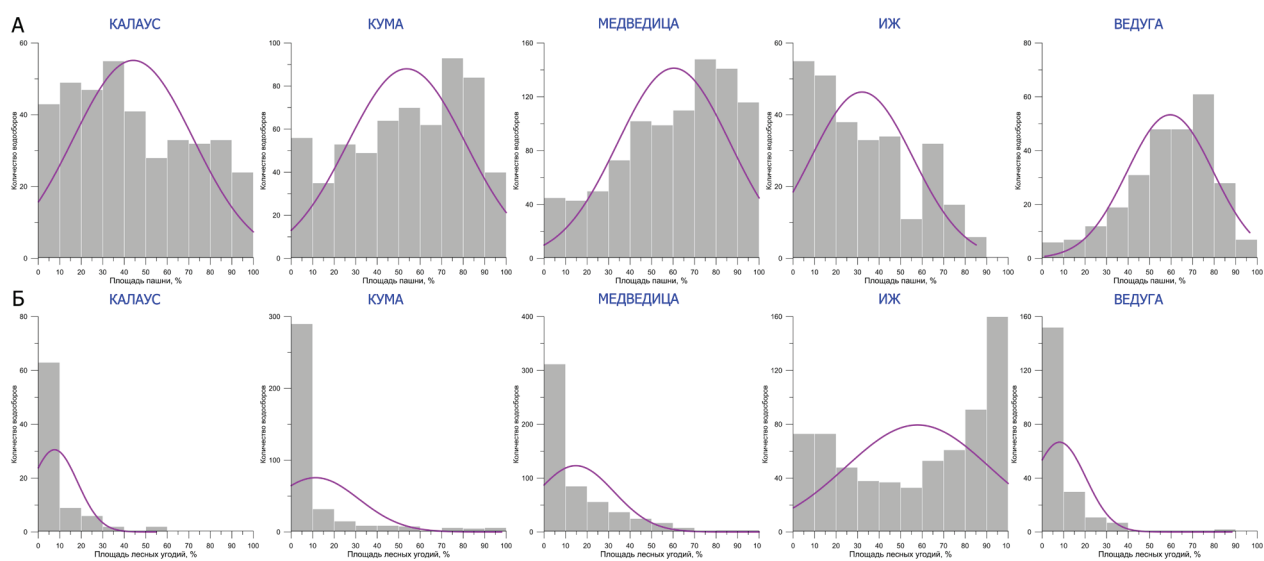


*Рисунок 5.2 – Доля прочих земель в структуре землепользования элементарных водосборов*

В бассейне р. Калаус водосборы с высокой долей прочих земель находятся также в западной, восточной и северной частях и приурочены к возвышенным глубоко расчлененным междуречьям. По тем же причинам нераспаханными остаются водосборы южной предгорной части бассейна р. Кума. В бассейне р. Иж значительная не распаханная площадь занята лесными массивами или населенными пунктами,

поэтому количество водосборов с высокой долей прочих земель в нем минимально. Кроме того, в бассейнах рек Калаус и Иж значительная часть земель забрасывалась по экономическим причинам – из-за неразвитой дорожной сети. Таким образом, в рассматриваемых речных бассейнах перевод земель из прочих в пашню ограничен геоморфологическим строением территории и некоторыми экономическими причинами, поэтому использование стратегии землепользования №1 представляется сомнительным.

Согласно распределению водосборов по величине доли пахотных и лесных угодий можно сделать вывод о применении различных стратегий землепользования к различным речным бассейнам. В более чем половине всех водосборов бассейна р. Иж леса занимают не менее 50% территории, в то время как в остальных бассейнах на подавляющем большинстве всех малых водосборов леса занимают только 10-20% площади (рис. 5.3). В более южных районах леса и лесополосы зачастую играют важную роль в защите плодородного слоя почвы от ветровой эрозии.



*Рисунок 5.3 – Гистограммы распределения элементарных водосборов по относительной площади пашни (А) и лесных угодий (Б)*

Исходя из вышесказанного, наиболее уместно разделить стратегии оптимального землепользования в зависимости от распределения пахотных и лесных угодий по различным речным бассейнам, т.е. для бассейнов рек Калауса, Кумы, Ведуги, Медведицы, распаханной части бассейна р. Иж наиболее оптимальной стратегией будет стратегия №2, а для залесенной части бассейна р. Иж – стратегия №3.

Чтобы определить те элементарные водосборы, для которых нужно изменить

структуру землепользования согласно возможному влиянию эрозионно-аккумулятивных процессов, рассчитывались коэффициенты доставки наносов по формуле, выведенной в главе 4.2 (рис. 5.4).

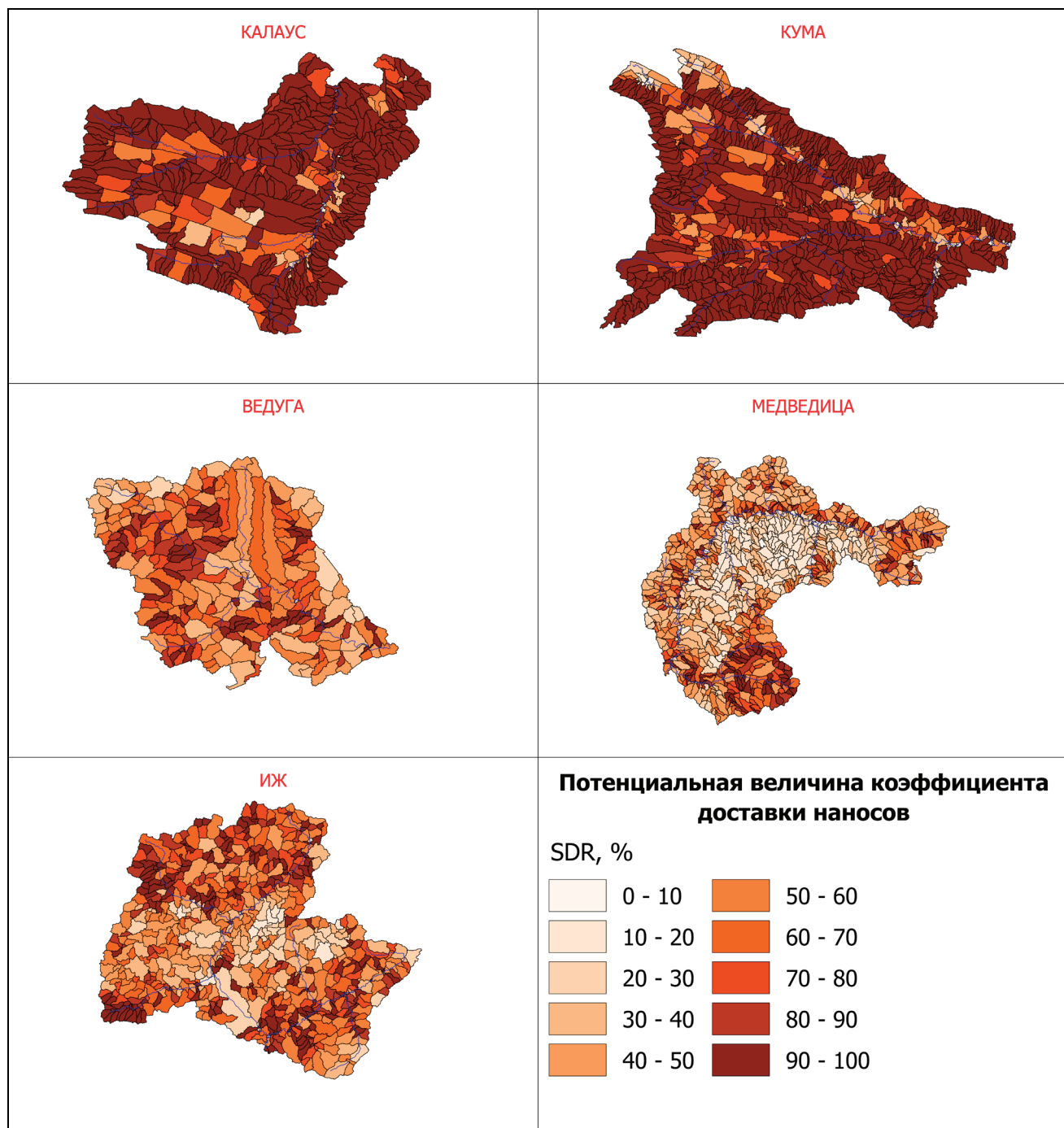


Рисунок 5.4 – Расчетные коэффициенты доставки наносов элементарных водосборов

Данные расчетные коэффициенты доставки позволяют выявить достаточно любопытные географические закономерности. Так, в бассейнах р. Калауса и Кумы большая часть водосборов имеет значения SDR в диапазоне от 90% до 100%. Этот факт можно объяснить наличием в исходных данных, относящихся к бассейну



р. Калаус водосборов с высоким коэффициентом доставки наносов ( $>50\%$ ) (табл. 4.3), а также с преобладанием в данных речных бассейнов небольших водосборов узкой вытянутой формы. В бассейне р. Ведуга водосборы с высоким SDR расположены в основном в верховьях речного бассейна. Такая же ситуация наблюдается и в бассейне р. Медведица, где водосборы с высоким SDR также располагаются в возвышенной и сильно расчлененной южной части бассейна, а также по возвышенному правобережью главной реки. В бассейне р. Иж водосборы с SDR более 50% четко группируются в северной и южной частях (в районе крупного притока р. Иж – р. Позимь) бассейна реки.

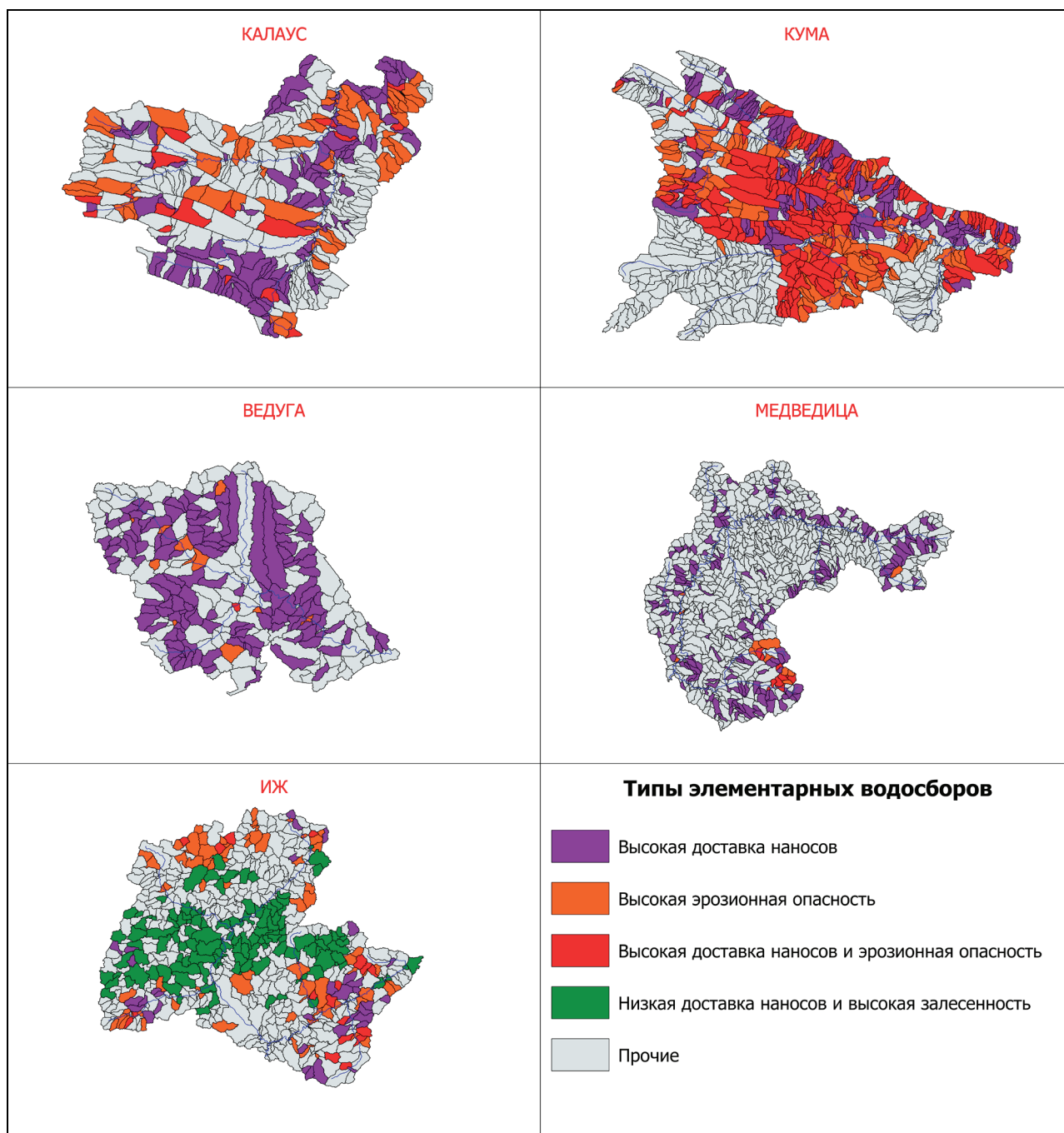
Чтобы осуществить классификацию по эрозионной опасности распаханых земель элементарных водосборов с помощью эмпирико-математической модели USLE/ГГИ (Ларионов, 1993), рассчитывались среднегодовые темпы смыва почвы. В качестве входных данных для этой модели в блоке рельефа применялись цифровые модели рельефа SRTM разрешением около 30 метров на пиксель. Данные о почвах использовались из единого государственного реестра почвенных ресурсов (Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. URL: <http://infoil.ru>), классификации почв по смываемости (Белоцерковский и др., 1983; Кирюхина, Пацукевич, 1987, 1989). Климатические данные, заложенные в модель, представляют собой величины запасов воды в снеге (Литвин, 2002) и эрозионного потенциала осадков (Ларионов, 1993).

Исходя из данных о величине потенциальной доставки наносов и среднегодовых темпах смыва почвы (см. гл. 3), можно составить рекомендации по оптимальному землепользованию сельскохозяйственных земель, находящихся в зоне действия эрозионно-аккумулятивных процессов. Для территорий с низкой долей лесов в структуре землепользования (бассейны рек Калауса, Кумы, Медведицы, Ведуги, распаханная часть бассейна р. Иж) можно выделить элементарные водосборы нескольких типов (рис. 5.5).

Данные типы сформированы по следующему принципу:

- 1) Водосборы с  $SDR > 50\%$ , площадью пашни  $> 50\%$ , медианным среднегодовым смывом  $< 10$  т/га в год – рекомендация создать залуженную буферную зону размером 50-100 метров на границе пашни для перехвата наносов (Ларионов,

1993) из-за потенциально высокой доставки наносов, применение противоэрозионных мероприятий (табл. 5.1).



*Рисунок 5.5 – Рекомендации по оптимальному землепользованию с учетом деятельности эрозионно-аккумулятивных процессов.*

2) Водосборы с  $SDR < 50\%$ , площадью пашни  $> 50\%$ , медианным среднегодовым смывом  $> 10$  т/га в год – рекомендация уменьшить распашку, либо применить соответствующие противоэрозионные мероприятия (табл. 5.1) из-за потенциально высоких темпов смыва почвы.

- 3) Водосборы с  $SDR > 50\%$ , площадью пашни  $> 50\%$ , медианным среднегодовым смывом  $> 10$  т/га в год – рекомендация создать залуженную буферную зону (см. выше) из-за потенциально высокой доставки наносов, уменьшить распашку или применить противоэрозионные мероприятия (табл. 5.1) из-за высоких темпов смыва почвы.
- 4) Водосборы с  $SDR < 50\%$ , площадью лесов  $> 50\%$ , – рекомендация увеличить распашку из-за низкой потенциальной доставки наносов при условии удовлетворительного для использования в качестве пашни почв, находящихся в настоящее время под лесом.

*Таблица 5.1 – Категории эрозионной опасности земель и рекомендации по их использованию (по Світличний, 1995)*

| <b>Среднегодовые темпы смыва, т/га в год</b> | <b>Рекомендуемые противоэрозионные мероприятия</b>                                     |
|--|--|
| < 0,5  | Нет  |
| 0.5–2  | Обработка и посев поперек склона.  |
| 2–5  | Контурная обработка и посев, глубокая вспашка, поперечное боронование, щелевание и др. |
| 5–10   | Уменьшение количества пропашных культур, полосное размещение культур.                  |
| 10–20  | Контурно-мелиоративное земледелие  |
| > 20   | Залужение многолетними травами, облесение, гидротехнические сооружения                 |

В качестве граничных значений для коэффициента доставки наносов и площади пашни и площади лесных угодий путем экспертной оценки выбрано значение 50%. Граничное значение для среднегодовых темпов смыва почвы в 10 т/га в год является хорошо апробированным показателем эрозионной опасности земель (Литвин, 2002; ГОСТ 17.4.4.03-86).

Получившаяся типизация элементарных водосборов обладает некоторыми особенностями распределения. Например, для бассейна р. Медведицы существующая структура землепользования с точки зрения интенсивности и направленности протекания эрозионно-аккумулятивных процессов практически не нуждается в существенном изменении. Большинство водосборов, в которых рекомендуется скорректировать структуру землепользования, относятся к водосборам с потенциально высокой доставкой наносов. Водосборы аналогичного типа среди рекомендуемых к изменению структуры землепользования преобладают и в бассейне р. Ведуга. В

бассейне р. Калаус соотношение выделенных типов водосборов начинает меняться в сторону увеличения доли водосборов, в которых преобладают потенциально высокие темпы смыва почвы. В нем водосборы с высоким коэффициентом доставки наносов в верховьях главной реки сменяются водосборами с высокой интенсивностью смыва почвы в средней части и в низовьях бассейна. При этом, на распахиваемых междуречьях в центральной части бассейна рекомендуется оптимизировать структуру землепользования в первую очередь. Бассейн р. Кума отличается от всех остальных тем, что на подавляющем большинстве водосборов рекомендуется провести такого рода оптимизацию. Более половины из таких водосборов относятся к водосборам с высоким потенциальным смывом почвы и высокой доставкой наносов. Таким образом, с этой точки зрения, распаханые земли бассейна р. Кума являются наиболее эрозионноопасными среди остальных исследуемых речных бассейнов. Площадь пашни бассейна р. Иж меньше, чем в остальных бассейнах рек, однако достаточно многие водосборы попали в категорию эрозионноопасных, большая часть из которых отличается потенциально высокими темпами смыва почвы. Данный регион отличается от остальных высокими содержаниями воды в снеге, поэтому такие климатические условия, являются основой для высоких значений интенсивности смыва почвы, получаемых при расчетах по модели USLE/ГГИ. Однако за последние несколько десятков лет глобальные изменения климата привели к сокращению запасов воды в снеге, а значит и половодного стока (Golosov et al., 2017; Rysin et al., 2017), поэтому результаты расчетов по модели могут быть сильно завышенными, а значит рекомендуемые изменения структуры землепользования могут являться неактуальными. Так как в бассейне р. Иж значительные площади в центральной части заняты лесами, произрастающими в пределах элементарных водосборов с потенциально низкой доставкой наносов, часть данной площади рекомендуется распахать при условии достаточного качества плодородного слоя почвы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На основе использования ряда морфометрических параметров количественно охарактеризованы различные типы междуречий возвышенностей южного мегасклона Русской равнины, выделенных согласно классификации С.С. Соболева (1948). Установлено, что в приложении к решению задач по оценке плоскостного и ручейкового смыва на пахотных склонах морфологические различия различных типов междуречий не играют существенной роли в связи со сравнительно небольшим диапазоном уклонов склонов, характерных для обрабатываемых земель южного мегасклона Русской равнины. Различия в величинах суммарных потерь почвы от эрозии для междуречий различного типа в основном обусловлены густотой линейных эрозионных форм (ложбин и потяжин), имеющих полигенетическое (доагрикультурное и антропогенное) происхождение.

2. Адаптирована для условий южного мегасклона Русской равнины методика прогноза развития линейных эрозионных форм на пахотных землях. Данная методика применена для тех же двух обрабатываемых длительное время участков в бассейнах рек Ведуга и Медведица. Установлено, что зоны с вероятностью формирования малых эрозионных форм более 30% практически полностью сосредоточены в местах расположения существующих тальвегов ложбин. Точность прогноза формирования новых промоин при использовании данной методики для конкретного участка междуречий зависит от площади междуречных пространств, ещё не затронутых процессами линейной эрозии. Значения вероятности в диапазоне от 10% до 30% в некоторых случаях совпадают с новыми линейными формами, образовавшимися за последние 30 лет.

3. На основе сопоставления ЦМР, построенной на основе топографических карт масштаба 1 :10 000 (съёмка-1986-1988 гг.) и дешифрирования космоснимков высокого разрешения 2016 г. для двух, обрабатываемых длительное время, участков в бассейнах рек Ведуга и Медведица, характеризующихся различной морфологией междуречных пространств и историей земледельческого освоения, установлено, что прирост сети линейных эрозионных форм на пашне составил 6300 м и 4700 м , что составляет соответственно 12% и 5% от протяжённости имевшейся на 1986-1988 гг. сети. Незначительный прирост сети крупных промоин за последние 30 лет указывает на невысокие темпы смыва в целом на данных участках пашни.

4. Для малого водосбора «Святой источник», расположенного в бассейне р. Плавы (Плавское плато, Среднерусская возвышенность) на основе набора полевых и аналитических методов и расчётов по эрозионным моделям оценены темпы перераспределения наносов за период с 1986 г. и рассчитан коэффициент доставки наносов. На основе данных по перераспределению наносов на этом водосборе и 26 ранее изученных малых водосборов, находящихся в различных физико-географических условиях, получена зависимость коэффициента доставки наносов для малых распахиваемых водосборов южного мегасклона Русской равнины от их морфометрических характеристик, включая их плановую конфигурацию, относительное превышение и площадь. Её применение в сочетании с расчётными данными темпов смыва на малых водосборах позволяет типизировать малые водосборы по потенциальной эрозионной опасности и влиянию смыва на качество поверхностных вод в пределах речных бассейнов, что можно использовать при разработке схем почвозащитных и водоохранных мероприятий.

## ЛИТЕРАТУРА

1. ГОСТ 17.4.4.03-86 (СТ СЭВ 5300-85). Охрана природы. Почвы. Метод определения потенциальной опасности эрозии под воздействием дождей.
2. Апухтин, А.В., Кумани, М.В. Современные изменения условий формирования слоя стока весеннего половодья рек Курской области / А.В. Апухтин, М.В. Кумани // Уч. зап.: Электронный научный журнал Курского гос. ун-та. – 2012. – № 1. – с. 300–311.
3. Асеева, Е.Н., Беляев, В.Р., Пальников, А.А. Днища балок как зоны бассейновой аккумуляции веществ педогенного и техногенного происхождения (на примере бассейна реки Чернь, Курская область) / Е.Н. Асеева, В.Р. Беляев, А.А. Пальников; под общ. ред. Н. Е. Кошелевой и П. П. Кречетова // Геохимия ландшафтов (к 100-летию А.И. Перельмана). Доклады Всероссийской научной конференции. – Москва, 18-20 октября 2016 г. – Т. 32. – с. 100–104
4. Атлас Воронежской области. – Воронеж: Укргеодезкартография, 1978. – 48 с.
5. Атлас Саратовской области. – М.: ГУГК – 1978. – 31 с.
6. Атлас СССР. – М.: ГУГК. – 1983. – 259 с
7. Бастраков, Г.В., Ларионов, Г.А. Эмпирические и полуэмпирические модели эрозии для инженерного обоснования почвозащитных и водоохраных мер / Г.В. Бастраков, Г.А. Ларионов // Эрозионные и русловые процессы. Вып.2. Материалы координационных совещаний вузов 1991-1995 гг. – М.: Изд-во МГУ. – 1996. – с. 12-24.
8. Безухов, Д.А., Беляев, В.Р., Иванова, Н.Н. Количественная оценка интенсивности и направленности эрозионно-аккумулятивных процессов на обрабатываемых склонах в пределах бассейна р. Плава (Тульская область) / Д.А. Безухов, В.Р. Беляев, Н.Н. Иванова // Вестник МГУ. Сер. 5. География. – М.: Изд-во МГУ. – 2014. – № 6. – с. 16–23.
9. Белоусова, Л.И. Региональные особенности развития и распространения экзогенных геоморфологических процессов на территории Белгородской области / Л.И. Белоусова // Научные ведомости БелГУ. Сер. «Естественные науки». – Белгород: Издательский дом «Белгород». – 2011. – №3 (98). Вып. 14. – с. 186–192.
10. Белоцерковский, М.Ю., Докудовская, О.Г., Кирюхина, З.П. и др. Количественная оценка эрозионноопасных земель бассейна Дона / М.Ю. Белоцерковский, О.Г.

- Докудовская, З.П. Кирюхина и др. // Эрозия почв и русловые процессы. — Т. 9. — М.: изд-во МГУ. — 1983. — с. 23–41.
11. Белоцерковский, М.Ю., Жаркова, Ю.Г., Кирюхина, З.П., Ларионов, Г.А., Литвин, Л.Ф., Пацукевич, З.В. Эрозионноопасные земли Европейской части СССР. / М.Ю. Белоцерковский, Ю.Г. Жаркова, З.П. Кирюхина и др. // Земельные и водные ресурсы: противоэрозионная защита и регулирование русел. — М.: Изд-во Моск. ун-та. — 1990. — с. 3–20.
  12. Беркович, К. М., Голосов, В. Н., Панин, А. В. и др. Антропогенные изменения эрозионно-аккумулятивных процессов на реках России и сопредельных стран / К.М. Беркович, В.Н. Голосов, А.В. Панин и др. // География и природные ресурсы. — Новосибирск: изд-во «Гео». — 1999. — № 2. — с. 26–30.
  13. Берлянт, А.М. Картографические методы изучения новейшей тектоники и их классификация / А.М. Берлянт // Изв. АН СССР, Сер. Геогр. — М.: изд-во РАН. — 1966. — № 2. — с. 71-80.
  14. Берлянт, А.М. Картография: Учебник для вузов. / А.М. Берлянт — М.: Аспект Пресс. — 2002. — 336 с.
  15. Бобровицкая, Н.Н. Зависимость стока взвешенных наносов рек Европейской части СССР от физико-географических факторов / Н.Н. Бобровицкая // Труды ГГИ. — Л.: Гидрометеиздат — Вып. 191. — 1972. — с.68-84.
  16. Бобровицкая, Н.Н. Эмпирический метод расчета смыва со склонов / Н.Н. Бобровицкая // Сток наносов, его изучение и географическое распределение. — Л.: Гидрометеиздат. — 1977. — с. 202-211.
  17. Бондарев, В.П., Беляев, В.Р., Иванова, Н.Н., Эввар, О. Оценка выноса загрязняющих веществ с наносами со склонов в долину реки для геоэкологических целей (на примере бассейна р. Локна) / В. П. Бондарев, В. Р. Беляев, Н. Н. Иванова, О. Эввар; под ред. Р. С. Чалова // Эрозия почв и русловые процессы. — М.: Географ. ф-т МГУ. — 2012. — Вып. 18 — с. 75–91.
  18. Веретенникова, М.В., Зорина, Е.Ф., Ковалев, С.Н., Любимов, Б.П. Стационарные исследования процессов оврагообразования на Боровском учебно-научном полигоне географического факультета МГУ / М. В. Веретенникова, Е. Ф. Зорина, С. Н. Ковалев, Б. П. Любимов // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. — М.: изд-во МГУ. — 2000. — № 14. — с. 76–92.



19. Воскресенский, С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. / С.С. Воскресенский – М.: Изд-во МГУ. – 1971. – 229 с.
20. Гафуров, А.М., Голосов, В.Н., Рысин, И.И., Шарифуллин, А.Г. Мониторинг динамики роста оврагов с использованием инструментальных методов / А.М. Гафуров, В.Н. Голосов, И.И. Рысин, А.Г. Шарифуллин // XXVII Всероссийская молодежная конференция Строение литосферы и геодинамика с участием исследователей из других стран. Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 22–28 мая 2017 г. — Иркутск: ИЗК СО РАН. – 2017. – с. 70–71.
21. Геннадиев, А.Н., Жидкин, А.П., Олсон, К.Р., Качинский, В.Л. Эрозия почв в различных условиях землепользования: оценка методом магнитного трассера / А. Н. Геннадиев, А. П. Жидкин, К. Р. Олсон, В. Л. Качинский // Почвоведение. — М.: Наука. — 2010. — № 9. — с. 1126–1134.
22. География овражной эрозии / Под ред. Е.Ф. Зориной — М.: Изд-во МГУ. — 2006. — 324 с.
23. Геоморфологическое районирование (карта, м-б 1: 15 000 000) // Национальный атлас России. — Т. 2. Природа и экология. — М.: ПКО «Картография». — 2007. — с. 140-144.
24. Герасимова, М.И. География почв России. / М.И. Герасимова. — М.: Изд-во МГУ. — 2007. – 312 с.
25. Голосов, В. Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы на склонах в южной части нечернозёмной зоны / В.Н. Голосов // Геоморфология. — М.: Наука. — 1988. — № 1. — с. 51–57.
26. Голосов, В.Н. Аккумуляция в балках Русской равнины / В.Н. Голосов // Эрозия почв и русловые процессы. — М.: Изд-во МГУ. – 1998. – №. 11. – с. 97-110.
27. Голосов, В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. / В.Н, Голосов — М.: ГЕОС. — 2006. — 296 с.
28. Голосов, В.Н., Беляев, В.Р., Маркелов, М.В., Шамшурина, Е.Н. Особенности перераспределения наносов на малом водосборе за различные периоды его земледельческого освоения (водосбор Грачева Лощина, Курская область). / В.Н. Голосов, В.Р. Беляев, М. В. Маркелов, Е. Н. Шамшурина // Геоморфология. — М.: Наука. — 2012. — № 1. — с. 25–35.

29. Голосов, В.Н., Геннадиев, А.Н., Олсон, К.Р., Маркелов, М.В., Жидкин, А.П., Чендев, Ю.Г., Ковач, Р.Г. Пространственно-временные особенности развития почвенно-эрозионных процессов в лесостепной зоне Восточно-Европейской равнины / В. Н. Голосов, А. Н. Геннадиев, К. Р. Олсон и др. // Почвоведение. — М.: Наука. — 2011. — № 7. — с. 861–869.
30. Голосов, В.Н., Иванова, Н.Н. Миграция цезия-137 в сопряжённых геокомплексах Среднерусской возвышенности. / В.Н. Голосов, Н.Н. Иванова // Метеорология и гидрология. — М.: НИЦКГ «Планета». — 1997. — №5 — с. 45-55.
31. Голосов, В.Н., Иванова, Н.Н., Гусаров, А.В., Шарифуллин, А.Г. Оценка тренда деградации пахотных почв на основе изучения темпов формирования стратоземов с использованием  $^{137}\text{Cs}$  в качестве хрономаркера / В.Н. Голосов, Н.Н. Иванова, А.В. Гусаров, А.Г. Шарифуллин // Почвоведение. — М.: Наука — 2017. — № 10. — с. 1–15
32. Голосов, В.Н., Иванова, Н.Н., Литвин, Л.Ф., Сидорчук, А.Ю. Баланс наносов в речных бассейнах и деградация малых рек Русской равнины / В.Н. Голосов, Н.Н. Иванова, Л.Ф. Литвин, А.Ю. Сидорчук // Геоморфология. — М.: Наука. — 1992. — № 4. — с. 69–71.
33. Голосов, В.Н., Литвин, Л.Ф. Оценка темпов эрозии почв в различных ландшафтных зонах Европейской части России/ В.Н. Голосов, Л.Ф. Литвин // Новые методы и результаты исследований в Европе, Центральной Азии и Сибири. — Т. 2. — М: Издательство ФГНБУ "ВНИИ агрохимии". —2018. — с. 229–233
34. Голосов, В.Н., Маркелов, М.В., Беляев, В.Р. Современные тенденции перераспределения наносов в центре Русской равнины / В.Н. Голосов, М.В. Маркелов, В.Р. Беляев // Эрозия почв и русловые процессы. — М.: Изд-во МГУ. — 2010. — Т. 17. — с. 46-60.
35. Голосов, В.Н., Маркелов, М.В., Беляев, В.Р., Жукова, О.М. Проблемы определения пространственной неоднородности выпадений  $^{137}\text{Cs}$  для оценки темпов эрозионно-аккумулятивных процессов // В. Н. Голосов, М.В. Маркелов, В.Р. Беляев, О.М. Жукова // Метеорология и гидрология. — М.: НИЦКГ «Планета». — 2008. — № 4. — с. 30–45.

36. Гусаров, А.В., Голосов, В.Н., Шарифуллин, А.Г., Гафуров, А.М. Современный тренд эрозии пахотных черноземов южных на западе Оренбургской области / А.В. Гусаров, В.Н. Голосов, А.Г. Шарифуллин, А.М. Гафуров // Почвоведение. — М.: Наука. — 2018. — Т. 51, № 5. — с. 601–615.
37. Девдариани, А.С. Математический анализ в геоморфологии. / А.С. Девдариани — М.: Недра. — 1967. — 155 с.
38. Добровольская, Н.Г., Кирюхина, З.П., Краснов, С.Ф., Литвин, Л.Ф., Пацукевич, З.В. Картографирование, экономическая оценка и мониторинг эрозии почв с использованием ГИС-технологий (на примере республики Чувашия) / Н. Г. Добровольская, З. П. Кирюхина, С. Ф. Краснов и др. // Эрозионные и русловые процессы. — М.: изд-во МГУ — Т. 15. — Географический ф-т МГУ Москва, 2005. — с. 34–50.
39. Ермолаев, О.П. Пояса эрозии в природно-антропогенных ландшафтах речных бассейнов / О.П. Ермолаев — Казань: Изд-во Казан. ун-та. — 1992. — 150 с.
40. Ермолаев, О.П. Эрозия в бассейновых геосистемах / О.П. Ермолаев — Казань: Унипресс КГУ. — 2002. — 265 с.
41. Ермолаев, О.П., Рысин, И.И., Голосов, В.Н. Картографирование овражной эрозии в регионе востока Русской равнины / О.П. Ермолаев, И.И. Рысин, В.Н. Голосов // Геоморфология. — М.: Наука. — 2017. — № 2. — с. 39–51.
42. Жидкин, А.П. Количественная оценка изменений эрозионно-аккумулятивных процессов во времени / А.П. Жидкин; под ред. Р. С. Чалова // Маккавеевские чтения — 2016. — М.: Географический факультет МГУ. — 2017. — с. 4–9
43. Жидкин, А.П., Голосов, В.Н., Светличный, А.А., Пяткова, А.В. Количественная оценка перераспределения наносов на пахотных склонах на основе использования полевых методов и математических моделей / А.П. Жидкин, В.Н. Голосов, А.А. Светличный, А.В. Пяткова // Геоморфология. — М.: Наука. — 2015. — № 2. — с. 41–53.
44. Жидкин, А.П., Чендев, Ю.Г. Обзор существующих представлений об эрозии почв в Белгородской области / А.П. Жидкин, Ю.Г. Чендев // Научные ведомости Белгородского государственного университета. Серия Естественные науки. — Белгород: Издательский дом «Белгород». — 2014. — № 23. — с. 147–155.

45. Жукова, О.М. Динамика эрозионно-аккумулятивных процессов центра Русской равнины на основе применения радиоизотопных методов / Автореф. дис.... кандидата географических наук: 25.00.25 / Жукова Ольга Михайловна. — М., 2010. — 26 с.
46. Зорина, Е.Ф., Беляев, В.Р., Бондарев, В.П., Григорьев, И.И., Ковалев, С.Н., Прохорова, С.Д., Рысин, И.И. Эколого-географическая характеристика овражно-балочных систем на урбанизированных территориях / Е.Ф. Зорина, В.Р. Беляев, В.П. Бондарев и др.; под ред. Р.С. Чалова // Эрозионные и русловые процессы: Сборник трудов. — Т. 5. — М.: МАКС Пресс. — 2010. — с. 261–278.
47. Иванов, А.Л. и др. Закономерности распространения эродированных серых лесных почв и овражной эрозии в угодьях Владимирского Ополя и их рациональное использование / А.Л. Иванов, М.С. Кузнецов, В.И. Кирюшин, Е.Ф. Зорина, Н.В. Иванова, М.А. Мазиров, А.Д. Флэсс, Е.Н. Есафова, С.Н. Ковалев // Эрозия почв и русловые процессы. — М.: изд-во МГУ. — 2004. — №. 14. — с. 63-76.
48. Иванов, В.Д., Кузнецова, Е.В. / В.Д. Иванов, Е.В. Кузнецова // Эрозия и охрана почв Центрального Черноземья России: Учебное пособие. — Воронеж: ВГАУ. — 2003. — 360 с.
49. Иванов, М.А. Оценка динамики землепользования в бассейнах рек европейской территории России за последние 30 лет по данным ДЗЗ / М.А. Иванов; Отв.ред. М.Е. Кладовщикова, С.В. Токарев // Теория и методы современной геоморфологии: Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. — симферополь. — 2016. — Т. 2. — с. 362-369.
50. Иванов, М.М. Эрозионно-аккумулятивные процессы как фактор трансформации поля радиоактивного загрязнения бассейна р. Плавы: диссертация ... кандидата географических наук: 25.00.25 / Иванов Максим Михайлович. — М., 2017. — 139 с.
51. Иванов, М.М., Голосов, В.Н., Беляев, В.Р. Анализ строения рельефа для оценки коэффициента доставки наносов бассейна реки Плавы (Тульская область) / М.М. Иванов, В.Н. Голосов, В.Р. Беляев // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — М.: изд-во МГУ. — 2017. — № 3. — с. 14–23.
52. Ивановский, Р.И. Теория вероятностей и математическая статистика. / Р.И. Ивановский // Основы, прикладные аспекты с примерами и задачами в среде Mathcad. — СПб.: БХВ-Петербург. — 2008. — 528 с.

53. Израэль, Ю.А., Квасникова, Е.В., Назаров, И.М., Стукин, Е.Д., Цатуров, Ю.С. Радиоактивное загрязнение территории стран СНГ и Европы / Ю.А. Израэль, Е.В. Квасникова, И.М. Назаров, Е.Д. Стукин, Ю.С. Цатуров // Экологическая безопасность на пороге XXI века: Международная конференция. — СПб.: ВСЕГЕИ. — 1999.
54. Илларионов, А.Г. Рельеф / А.Г. Илларионов; гл. ред. В.В. Туганаев // Удмуртская Республика: Энциклопедия. — Ижевск: Издательство «Удмуртия». — 2000. — с. 13-16.
55. Канатьева, Н.П., Краснов, С.Ф., Литвин, Л.Ф. Современные изменения климатических факторов эрозии в Северном Приволжье / Н.П. Канатьева, С.Ф. Краснов, Л.Ф. Литвин // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ. — 2010. — №. 17. — с. 14-28.
56. Карандеева, М.В. Геоморфология Европейской части СССР / Карандеева М.В. — М.: Изд-во МГУ. — 1957. — 306 с.
57. Кирюхина, З. П., Пацукевич, З. В. Эродированность пахотных почв России в период ливневого стока / З. П. Кирюхина, З. В. Пацукевич // Почвоведение. — 2001. — № 9. — с. 1140–114
58. Кирюхина, З.П., Пацукевич, З.В. Смываемость пахотных почв / З.П. Кирюхина, З.В. Пацукевич // Работа водных потоков. — М.: изд-во МГУ. — 1987. — с. 30–39.
59. Кирюхина, З.П., Пацукевич, З.В. Эродированность почв Европейской части Советского Союза / З.П. Кирюхина, З.В. Пацукевич // Вестник МГУ. Серия 17. Почвоведение. — М.: изд-во МГУ. — 1989. — № 1. — с. 50-57.
60. Китов, М.В., Цапков, А.Н. Изменения площадей залежных земель на Европейской территории России за период 1990-2013 гг / М.В. Китов, А.Н. Цапков // Научные ведомости БелГУ. Сер. «Естественные науки». – Белгород: Издательский дом «Белгород». — 2015. — №15 (212). — с. 163-171.
61. Ковалев, С.Н. Овражно-балочные системы в городах / С.Н. Ковалев— М.: Компания ПринтКов. — 2011. — 138 с.
62. Коновалов, Л.А., Сладкопевцев, С.А. Космические снимки в картографировании экзогенных процессов / Л.А. Коновалов, С.А. Сладкопевцев // Современное

- экзогенное рельефообразование, его изучение и прогноз. — М.: АН СССР. — 1984. — с.106-115
63. Кошель, С. М. Высшая математика с основами программирования: Учебное пособие / С. М. Кошель — М.: Географический факультет МГУ. — 2010. — 200 с.
64. Кошкарев, А.В. Рельеф как входной параметр математико-картографических моделей геосистем / А.В. Кошкарев // Географическая картография в научных исследованиях и народнохозяйственной практике. — М.: МФ ГО СССР. — 1982. — с. 117-131.
65. Кравцова, В.И. Космические методы исследования почв / В.И. Кравцова — М.: Аспект Пресс. — 2005. — 190 с.
66. Кравцова, В.Н., Николаева, С.А. Возможности использования многозональных снимков в исследовании почвенного покрова / В.Н. Кравцова, С.А. Николаева // Космическая съемка и тематическое картографирование. — М.: Изд-во МГУ. — 1979. — с. 148-154.
67. Кузнецов, М.С., Глазунов, Г.П. Эрозия и охрана почв / М.С. Кузнецов, Г.П. Глазунов — М.: Изд-во МГУ. — 2004. — 352 с.
68. Кузнецова, Ю. С. Эрозионное преобразование междуречий Среднерусской возвышенности за период сельскохозяйственного освоения: диссертация ... кандидата географических наук : 25.00.25 / Кузнецова Юлия Сергеевна. — М., 2011. — 204 с.
69. Ларионов, Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки / Г.А. Ларионов — М.: Изд-во МГУ. — 1993. — 200 С.
70. Ларионов, Г.А., Бушуева, О.Г., Горобец, А.В., Добровольская, Н.Г., Кирюхина, З.П., Краснов, С.Ф., Литвин, Л.Ф., Максимова, И.А., Судницын, И.И. Экспериментальное исследование факторов, влияющих на эродлируемость почв / Г.А. Ларионов, О.Г. Бушуева, А.В. Горобец и др. // Почвоведение. — М.: Наука. — 2018. — № 3. — с. 347–356.
71. Ласточкин, А.Н. Морфодинамический анализ / А.Н. Ласточкин — Л.: Недра. — 1987. — 254 с.
72. Лидов, В.П. Процессы водной эрозии в зоне дерново-подзолистых почв / В.П. Лидов. — М.: Изд-во МГУ. — 1981. — 86 с.

73. Лисецкий, Ф.Н., Марциневская, Л.В. Оценка развития линейной эрозии и эродированности почв по результатам аэрофотосъемки / Ф.Н. Лисецкий, Л.В. Марциневская // Землеустройство, кадастр и мониторинг земель. – М.: Издательский дом «Панорама». – 2009. – №10. – с. 39–43.
74. Литвин, Л. Ф., Голосов, В. Н., Добровольская, Н. Г., Иванова, Н.Н., Кирюхина, З.П., Краснов, С.Ф. Перераспределение <sup>137</sup>Cs процессами водной эрозии почв / Л. Ф. Литвин, В. Н. Голосов, Н. Г. Добровольская и др. // Водные ресурсы. — М.: Наука. — 1996. — Т. 23. — № 3. — с. 314–320.
75. Литвин, Л.Ф. География и эрозия почв сельскохозяйственных земель России / Литвин Л.Ф. — М.: ИКЦ «Академкнига». — 2002. – 255 с.
76. 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 / Л.Ф. Литвин, В.Н. Голосов, Н.Г. Добровольская, Н.Н. Иванова, З.П. Кирюхина, С.Ф. Краснов // Эрозия почв и русловые процессы. — Т. 11. — М.: Изд-во МГУ. — 1998. — с. 57–76.
77. Литвин, Л.Ф., Добровольская, Н.Г., Кирюхина, З.П. и др. Территориальное распределение основных элементов флювиальной денудации на южном мегасклоне Русской равнины / Л.Ф. Литвин, Н.Г. Добровольская, З.П. Кирюхина и др. // Эрозия почв и русловые процессы. — Т. 16. — М.: Изд-во МГУ. — 2008. — с. 14–32.
78. Литвин, Л.Ф., Кирюхина, З.П., Краснов, С.Ф., Добровольская, Н.Г. География динамики земледельческой эрозии почв на европейской территории России / Л.Ф. Литвин, З.П. Кирюхина, С.Ф. Краснов, Н.Г. Добровольская // Почвоведение. М.: Наука. — 2017. — № 11. — с. 1390–1400.
79. Любимов, Б.П., Никольская, И.И., Прохорова, С.Д. Интенсивность современной овражной эрозии на Европейской территории России / Б.П. Любимов, И.И. Никольская, С.Д. Прохорова // Эрозия почв и русловые процессы. — М.: Изд-во МГУ. – 2000. – №. 12. — с. 96-100.
80. Маккавеев, Н.И. Эрозионные процессы на Русской равнине / Н.И. Маккавеев — Эрозия почв и русловые процессы. — Вып. 4. — М.: Изд-во МГУ. — 1974. — с. 6-14.

81. Макунина, А.А. Физическая география СССР / А.А. Макунина — М.: Изд-во Моск. ун-та. — 1985. — 296 с.
82. Мальцев, К. А., Голосов, В. Н., Гафуров, А. М. Цифровые модели рельефа и их использование в расчётах темпов смыва почв на пахотных земля / К.А. Мальцев, В.Н. Голосов, А.М. Гафуров // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. — 2018. — Т. 160, № 3. — с. 514–530.
83. Мальцев, К.А., Шарифуллин, А. Г. Морфологическая классификация малых водосборов в речных бассейнах освоенных равнин / К.А. Мальцев, А.Г. Шарифуллин // Геоморфология. — М.: Наука. — 2017. — № 3. — с. 76-87.
84. Маркелов, М.В. Современные эрозионно-аккумулятивные процессы в верхних звеньях гидрографической сети лесной и лесостепной зон : Дис. ... канд. геогр. наук : 25.00.25/ Маркелов Максим Владимирович. — М., 2004. — 198 с.
85. Маркелов, М.В., Голосов, В.Н., Беляев, В.Р. Изменение скорости аккумуляции наносов на поймах малых рек в центре Русской равнины / М.В. Маркелов, В.Н. Голосов, В.Р. Беляев // Вестник Моск. унта. Сер. 5. География. — М.: изд-во МГУ. — 2012. — № 5. — с. 70–76.
86. Медведева, Р.А., Голосов, В.Н., Ермолаев, О.П. Пространственно-временная оценка овражной эрозии в зоне интенсивного земледелия Европейской части России /Р. А. Медведева, В. Н. Голосов, О. П. Ермолаев // География и природные ресурсы. — Новосибирск: Гео. — 2018. — № 3. — с. 29–37
87. Мильков, Ф.Н., Гвоздецкий, Н.А. Физическая география СССР. Общий обзор. Европейская часть СССР. Кавказ. / Ф.Н. Мильков, Н.А. Гвоздецкий — М.: «Мысль». — 1986. — 376 с.
88. Никитенков, А.Н., Дутова, Е.М., Покровский, Д.С. Картографические построения и оценка морфометрических параметров водосборов горно-складчатых территорий по данным спутниковой съемки (SRTM) (на примере северной части Кузнецкого Алатау) / А.Н. Никитенков, Е.М. Дутова, Д.С. Покровский // Вестник Томского государственного архитектурно-строительного университета. — Томск: ФГБОУ ВО «Томский государственный архитектурно-строительный университет». — 2013. — №. 1. — с. 223-231.
89. Нугманов, И. И., Нугманова, Е. В., Лунева, О. В., Чернова, И. Ю. Мониторинг развития эрозионных процессов с использованием архивных данных



- дистанционного зондирования Земли / И.И. Нугманов, Е.В. Нугманова, О.В. Лунева, И.Ю. Чернова // Геодинамика и тектонофизика. — Иркутск: Институт земной коры Сибирского отделения РАН. — 2013. — Т. 4. — №. 4. — с. 447-459.
90. Панин, А. В., Иванова, Н. Н., Голосов, В. Н. Речная сеть и эрозионно-аккумулятивные процессы в бассейне верхнего Дона / А.В. Панин, Н.Н. Иванова, В.Н. Голосов // Водные ресурсы. — М.: Наука. — 1997. — Т. 24, № 6. — с. 663–671.
91. Панин, А. В., Еременко, Е. А., Ковда, И. В. Цикл эрозионного расчленения и выполнения эрозионной сети на северо-востоке Ставрополя в конце плейстоцена. Часть II. Современные балки. Эрозионная история региона / А.В. Панин, Е. А. Еременко, И. В. Ковда // Геоморфология. — М.: Наука. — 2011. — № 2. — с. 102–113.
92. Панин, А.В., Иванова, Н.Н., Голосов, В.Н. Трансформация речной сети бассейна Верхнего Дона с конца XVIII столетия / А.В. Панин, Н.Н. Иванова, В.Н. Голосов// Водные ресурсы. — М.: Наука. — 1997. —Т. 24, № 6. — с. 663-671.
93. Пацукевич, З.В., Козловская, М.Э. Эрозионно-аккумулятивные процессы в степной зоне Европейской части России / З.В. Пацукевич, М.Э. Козловская // Эрозия почв и русловые процессы. — Вып. 12. — М: Изд-во Моск. ун-та. — 2000. — с. 29-37
94. Переведенцев, Ю.П., Верещагин, М.А., Наумов, Э.П., Шанталинский, К.М., Николаев, А.А. Региональные проявления современного потепления климата в тропо-стратосфере Северного полушария / Ю.П. Переведенцев, М.А. Верещагин, Э.П. Наумов, К.М. Шанталинский, А.А. Николаев // Изв. РАН. Сер. геогр. — М.: изд-во РАН. — 2005. — № 6. — с. 5–17.
95. Перельман, А.И. Геохимия ландшафта / А.И. Перельман — М.: Государственное издательство географической литературы. — 1961. — 490 с.
96. Половинко, В.В. Ландшафтно-экологические основы оптимизации землепользования на разных иерархических территориальных уровнях его организации: Автореф. дис... канд. геогр. н.: 25.00.26 / Половинко Владимир Владимирович. — Белгород, 2010. — 23 с.

97. Пузаченко, Ю.Г. Математические методы в экологических и географических исследованиях: Учеб. пособие для студ. вузов / Ю.Г. Пузаченко— М.: Издательский центр «Академия». — 2004. — 416 с.
98. Россия в цифрах. 2018: Краткий статистический сборник // Росстат — М.: Август Бор. — 2018. — 522 с.
99. Рысин, И.И. Овражная эрозия Удмуртии / И.И. Рысин – Ижевск: Издательство Удмуртского университета. – 1998. – 274 с.
100. Рысин, И.И., Голосов, В.Н., Григорьев, И.И., Зайцева, М.Ю. Влияние гидрометеорологических факторов на рост оврагов в речных бассейнах Удмуртии / И.И. Рысин, В.Н. Голосов, И.И. Григорьев, М.Ю. Зайцева // Geography and tourism. — Быдгощ: Institute of Geography Kazimierz Wielki University. — 2016. — Т. 4, № 2. — с. 101–106.
101. Рысин, И.И., Голосов, В.Н., Григорьев, И.И., Зайцева, М.Ю. О причинах современного сокращения темпов роста оврагов в Удмуртии / И.И. Рысин, В.Н. Голосов, И.И. Григорьев, М.Ю. Зайцева // Геоморфология. — М.: Наука. — 2018. — № 1. — с. 75–87.
102. Світличний, О. О. Кількісна оцінка характеристик схилового ерозійного процесу і питання оптимізації використання ерозійно-небезпечних земель. – Автореф. дисс.....докт. геогр. Наук: 25.00.25. / Светличный Александр Алексеевич. — Одеса: Одеськ. держ. ун-т. — 1995. — 47 с.
103. Сербенюк, С.Н., Мусин, О.Р. Математико-картографическое моделирование для автоматизированного решения карто- и морфометрических задач / С.Н. Сербенюк, О.Р. Мусин // Геодезия и картография. — М.: ФГБУ «Центр геодезии, картографии и ИПД». — 1989. — № 5. — с. 42-46.
104. Сидорчук, А.Ю. Эрозионно-аккумулятивные процессы на Русской равнине и проблемы заиления малых рек / А.Ю. Сидорчук — В сб.: Тр. Академии водохозяйственных наук. — Вып.1, «Водохозяйственные проблемы русловедения». — М.: Географический факультет МГУ. — 1995. — с.74-83.
105. Скрипко, В. В. Особенности структуры речных бассейнов равнинной части Алтайского края / В.В. Скрипко // Известия Алтайского государственного университета. — Барнаул: изд-во АлтГУ. — 2012. — Т. 2. — №. 3. — с. 85-89.

106. Соболев, С.С. Почвенно-эрозионная карта СССР Карта. / С.С. Соболев, И.О. Садовников // М.: ГУГК СССР. — 1968.
107. Соболев, С.С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. Том 1. / С.С. Соболев — Л.: Изд-во АН СССР. — 1948. — 308 с.
108. Спиридонов, А.И. Геоморфологическое картографирование / А.И. Спиридонов — М.: Недра. —1975. — 183 с.
109. Спиридонов, А.И. Геоморфология Европейской части СССР / А.И. Спиридонов — М.: Высшая школа. — 1978. — 336 с.
110. Старостина, И.В. О возможности предсказания мутности воды (на примере рек бассейна Оки) / И.В. Старостина // Метеорология и гидрология. — М.: НИЦКГ «Планета». — 1971. — № 12. — с. 73-79.
111. Сурмач, Г.П. Рельефообразование, формирование лесостепи, современная эрозия и противозерозионные мероприятия / Г.П. Сурмач — Волгоград: Б. и. — 1992. — 174 с.
112. Тишкина, Э.В., Беляев, В.Р., Голосов, В.Н., Гурарий, Е.М. Трансформация почвенного покрова малого водосбора за 300 лет земледельческого освоения (Тверская обл.) / Э.В. Тишкина, В.Р. Беляев, В.Н. Голосов, Е.М. Гурарий // Почвоведение. — М.: Наука.— 2006. — № 8. — с. 990–1004.
113. Физико-географическое районирование СССР / под ред. Н.А. Гвоздецкого — М.: изд-во Московского университета. — 1968 г. — 578 с.
114. Философов, В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур / В.П. Философов — саратов: Изд-во Саратовского ун-та. — 1960. — 94 с.
115. Флоринский, И.В. Теория и приложения математико-картографического моделирования рельефа. Дис. ... д.т.н. 25.00.33 / Флоринский Игорь Васильевич — Пушино, 2010. — 267 с.
116. Фролова, Н.Л., Киреева, М.Б., Агафонова, С.А., Евстигнеев, В.М., Ефремова, Н.А., Повалишникова, Е.С. Внутригодовое распределение стока равнинных рек Европейской территории и его изменение / Н.Л. Фролова, М.Б. Киреева, С.А.Агафонова, В.М. Евстигнеев, Н.А. Ефремова, Е.С. Повалишникова

- // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. – Екатеринбург: ФГБУ РосНИИВХ. – 2015. – Вып. 4. – с. 4–20.
117. Ченцов, В.Н. Морфометрические показатели на геоморфологической карте мелкого масштаба / В.Н. Ченцов // Тр. Института географии. – М.: Ин-т географии АН СССР. – 1948. – Вып. 39: Проблемы геоморфологии. – с. 291-306.
118. Чупина, Д.А., Зольников, И.Д. Геоинформационное картографирование форм и типов рельефа на основе морфометрического анализа / Д.А. Чупина, И.Д. Зольников // Геодезия и картография. – М.: ФГБУ «Центр геодезии, картографии и ИПД». – 2016. – №. 6. – с. 35-43.
119. Шарифуллин, А.Г. Современная денудация в горах Кавказа и Средней Азии: территориальные особенности и факторы их определяющие. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.25 / Шарифуллин Айдар Гамисови. - Казань, 2015.- 174 с
120. Шарифуллин, А.Г., Гусаров, А.В., Голосов, В.Н. Современный тренд эрозионно-аккумулятивных процессов в малом распаханном водосборе, Республика Татарстан / А.Г. Шарифуллин, А.В. Гусаров, В.Н. Голосов // Геоморфология. — М.: Наука. — 2018. — № 3. — с. 93–108.
121. Шарый, П.А. Топографический метод вторых производных/ П.А. Шарый // Геометрия структур земной поверхности. – Пущино: ПНЦ АН СССР. – 1991. – с. 30-60.
122. Якименко Э. Л., Морфометрия рельефа и геология / Э.Л. Якименко.; под ред. А.Н. Дмитриева // Новосибирск: Наука – 1990. – 200 с.
123. Bagarello V., Baiamonte G., Ferro V., Giordano G. Evaluating the topographic factors for watershed soil erosion studies // Proc. Workshop on Soil Erosion in Semi-arid Mediterranean Areas. Taormina: CNR/European Society for Soil Conservation – 1993. – pp. 3-17.
124. Beg A. A. F. Morphometric Toolbox: A New Technique in Basin Morphometric Analysis Using ArcGIS //Global Journal of Earth Science and Engineering. – 2015. – Vol. 2. – pp. 21-30.
125. Belyaev V., Shamshurina E., Markelov M., Golosov V., Ivanova N., Bondarev V., Paramonova T., Evrard O., Lio Soon Shun N., Otle C., Lefevre I., Bonte P. Quantification of river basin sediment budget based on reconstruction of the post-Chernobyl particle-bound <sup>137</sup>Cs redistribution // IAHS Publ. Erosion and Sediment

- Yield in the Changing Environment – Wallingford, Oxfordshire: IAHS Press. – 2012. – V. 356 – pp. 394-403
126. Buccolini M., Coco L. The role of the hillside in determining the morphometric characteristics of «calanchi»: the example of Adriatic central Italy // *Geomorphology*. – 2010. – V. 123. – №. 3-4. – pp. 200-210.
  127. Carrara A., Cardinali M., Guzzetti F., Reichenbach P. GIS technology in mapping landslide hazard // *Geographical information systems in assessing natural hazards*. – 1995. – pp. 135-175.
  128. Conoscenti C., Agnesi V., Angileri S., Cappadonia C., Rotigliano E., Marker M. A GIS-based approach for gully erosion susceptibility modelling: a test in Sicily, Italy // *Environmental Earth Sciences*. – 2013. – vol. 70 – №3 – pp.1179–1195.
  129. 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 – pp. 1991–2007.
  130. De Jong S. M. et al. Regional assessment of soil erosion using the distributed model SEMMED and remotely sensed data // *Catena*. – 1999. – V. 37. – №. 3-4. – pp. 291-308.
  131. Dore M. H. I. Climate change and changes in global precipitation patterns: what do we know? // *Environment international*. – 2005. – V. 31. – №. 8. – pp. 1167-1181.
  132. Duijsings J. Seasonal variation in the sediment delivery ratio of a forested drainage basin in Luxembourg // *Drainage Basin Sediment Delivery*, IAHS Publication. – 1986. – V. 159. – pp. 153-164.
  133. Ermolaev O. P., Mal'tsev K. A., Ivanov M.A. Automated Construction of the Boundaries of Basin Geosystems for the Volga Federal District // *Geography and Natural Resources*. – 2014. – Vol. 35. – №. 3. – pp. 222-228.
  134. Ermolaev O.P., Mal'tsev K.A., Mukharamova S.S., Kharchenko S.V., Vedeneeva E.A. Cartographic Model of River Basins of European Russia // *Geography and Natural Resources*. – 2017. – Vol. 38. – №. 2. – pp.131-138.
  135. Evans I. S. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics // *Spatial analysis in geomorphology*. – 1972. – pp. 17-90.
  136. Ferro V., Minacapilli M. Sediment delivery processes at basin scale // *Hydrological Sciences Journal*. – 1995. – V. 40. – №. 6. – pp. 703–717.

137. Ferro V., Porto P., Tusa G. Testing a distributed approach for modelling sediment delivery // *Hydrological Sciences Journal*. – 1998. – V. 43. – №. 3. – pp. 425–442.
138. *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications* / Hengl T., Reuter H.I. (Eds.). – Amsterdam: Elsevier. – 2009. – 796 p.
139. Golosov V., Gusarov A., Litvin L., Yermolaev O., Chizhikova N., Safina G., Kiryukhina Z. Evaluation of soil erosion rates in the southern half of the Russian plain: methodology and initial results // *ICCE Symposium 2016 – Integrating monitoring and modelling for sediment dynamics*, Okehampton, UK, 11–15 July 2016. – Vol. 375 of *Proc. IAHS*. – Göttingen: Copernicus Publications. – 2017. – pp. 23–27.
140. Golosov V.N., Ivanova N.N. Sediment-Associated Chernobyl 137Cs Redistribution in the Small Basins of Central Russia // *Applied Geomorphology: Theory and Practice*. – Ed. RJ Allison, John Wiley & Sons Ltd. – 2002. – pp. 165–181.
141. Golosov V.N., Panin A.V. Methods of monitoring of bottom gullies development, the centre of the Russian Plain // *Gully erosion under global change*. — Chengdu: Sichuan Science and Technology Press. – 2004. – pp. 21–28
142. Gusarov A.V., Golosov V.N., Sharifullin A.G. Contribution of climate and land cover changes to reduction in soil erosion rates within small cultivated catchments in the eastern part of the Russian plain during the last 60 years // *Environmental Research*. — 2018. — Vol. 167. — pp. 21–33.
143. Hengl T. Finding the right pixel size // *Computers and Geosciences*. – 2006. – Vol. 32. – Issue 9. – pp. 1283–1298.
144. Horton R.E. Erosional development of streams and their drainage basins, hydrophysical approach to quantitative morphology // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1945. – V. 56. – № 3. – pp. 275–370.
145. Hutchinson M. F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits // *Journal of hydrology*. – 1989. – V. 106. – №. 3–4. – pp. 211–232.
146. Hutchinson M. F. et al. Recent progress in the ANUDEM elevation gridding procedure // *Geomorphometry*. – 2011. – V. 2011. – pp. 19–22.
147. Ivanova N.N., Golosov V.N., Zhokhova A.V., and Tishkina E.V. Agrogenic Transformation of the Soil Cover Within a Small Catchment Area (by the Example of

- the Forest-Steppe Part of the Oka-Don Plain) // Eurasian Soil Science. – 1998. – Vol. 31. – №. 2. – pp. 197–204.
148. Jinze M., Qingmei M. Sediment delivery ratio as used in the computation of watershed sediment yield // Journal of Hydrology (New Zealand). – 1981. – pp. 27-38.
149. Klinkenberg B. Fractals and morphometric measures: is there a relationship? // Geomorphology. – 1992. – V. 5. – № 1/2. – pp. 5-20.
150. Kuznetsova Y., Golosov V. Morphometric analysis of interfluvial topography for scaling soil erosion rates from local to regional scales // IAHS publication. – 2008. – V. 325. – pp. 250.
151. Lee S. Soil erosion assessment and its verification using the universal soil loss equation and geographic information system: a case study at Boun, Korea // Environmental Geology. – 2004. – V. 45. – №. 4. – pp. 457-465.
152. Liu B. Y., Nearing M. A., Risse L. M. Slope gradient effects on soil loss for steep slopes // Transactions of the ASAE. – 1994. – V. 37. – №. 6. – pp. 1835-1840.
153. Maner S.B. Factors influencing sediment delivery rates in the Red Hills physiographic area // Tran. Am. Geophys. Union. – 1958. – V. 39. – pp. 669-675.
154. Martinez-Casasnovas J. A. A spatial information technology approach for the mapping and quantification of gully erosion // Catena. – 2003. – V. 50. – №. 2-4. – pp. 293-308.
155. 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 // Transactions of the ASAE. – 1987. – V. 30. – №. 5. – pp. 1387-1396.
156. Medvedeva R., Golosov V., Yermolaev O. Spatial assessment of gully density in the zone of intensive agriculture of the European part of Russia // European Geosciences Union General Assembly 2017. — Vol. 19 of Geophysical Research Abstracts. —2017. — pp. 1057–1057.
157. Miller C., Laflamme R. The digital terrain model — theory and application. // Photogrammetric Engineering – 1958. – № 24 (3). – pp. 433–442.
158. Miller V. C. Quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee // Technical report (Columbia University. Department of Geology) – № 3. – 1953. – 125 p.

159. Miller V.C. A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in Clinch Mountain Area, Virginia and Tennessee // Technical report (Columbia University Department of Geology). – 1953. – № 3. – 125 p.
160. Mitasova H. et al. GIS tools for erosion/deposition modeling and multidimensional visualization. PART II: Unit stream power-based erosion/deposition modeling and enhanced dynamic visualization // Report for USA CERL. University of Illinois, Urbana-Champaign, IL. – 1996. – p. 38.
161. Moore I. D., Burch G. J. Modelling erosion and deposition: topographic effects //Transactions of the ASAE. – 1986. – V. 29. – №. 6. – pp. 1624-1630.
162. Musgrave G.W. The quantitative evaluation of factors in water erosion: a first approximation // Journal of soil and water conservation. – 1947. – V.2. – pp. 133-138.
163. Mustafa A. S., Ahmed U. I., Naeem N. O. Drainage Basin Morphometric Analysis of Galagu Valley // Journal of Applied and Industrial Science. – 2016. – V. 4. – №. 1. – pp. 2320-4609.
164. Nearing M. A., Pruski F. F., O'neal M. R. Expected climate change impacts on soil erosion rates: a review // Journal of soil and water conservation. – 2004. – V. 59. – №. 1. – pp. 43-50.
165. Onyado J.O., Kisoyan P., Chemelil M.C. Estimation of potential soil erosion for river Perkerra catchment in Kenya // Water Resources Management. – 2005. – V. 19. – №. 2. – pp.133–143.
166. Outcalt S. I., Hinkel K. M., Nelson F. E. Fractal physiography? // Geomorphology. – 1994. – V. 11. – №. 2. – pp. 91-106.
167. Panin A. V., Walling D. E., Golosov V. N. The role of soil erosion and fluvial processes in the post-fallout redistribution of Chernobyl-derived caesium-137: a case study of the Lapki catchment, Central Russia // Geomorphology. — 2001. — Vol. 40, №. 3-4. — pp. 185–204.
168. Park H., Sherstiukov A. B., Fedorov A. N., Polyakov I. V., Walsh J. E. An observation-based assessment of the influences of air temperature and snow depth on soil temperature in Russia // Environmental Research Letters. – 2014. – V. 9. – №. 6. – pp. 1-7.



169. Piest R. F., Kramer L. A., Heinemann H. G. Sediment movement from loessial watersheds // Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources. – 1975. – V. 40. – pp. 30-141.
170. Poesen J. W. A., Hooke J. M. Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environments of southern Europe // Progress in Physical Geography. – 1997. – V. 21. – №. 2. – pp. 157-199.
171. Poesen J. W., Vandaele K., Van Wesemael B. Contribution of gully erosion to sediment production on cultivated lands and rangelands // IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences. – 1996. – V. 236. – pp. 251-266.
172. 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. // Agricultural Handbook — Washington, DC: US Department of Agriculture, Agricultural Research Services — 1997. — Vol. 703.
173. Roehl J.W. Sediment source areas, delivery ratios and influencing morphological factors // International Association of Scientific Hydrology, IAHS Publ. — 1962. — V. 59. — pp. 202–213.
174. Rysin I., Grigoriev I., Zaytseva M., Golosov V., Sharifullin A. Long-term monitoring of gully erosion in Udmurt Republic, Russia // ICCE Symposium 2016 – Integrating monitoring and modelling for sediment dynamics, Okehampton, UK, 11–15 July 2017. — Vol. 375 of Proc. IAHS. — Göttingen: Copernicus Publications. — 2017. — pp. 1–4.
175. Sharifullin A., Gusarov A., Gafurov A., Golosov V. Assessment of contemporary erosion/sedimentation rates trend within a small well-cultivated catchments using caesium-137 as a chronomarker (on the example of the Republic of Tatarstan, Russia) // European Geosciences Union General Assembly 2017. — Vol. 19 of Geophysical Research Abstracts. — 2017. — p. 7730.
176. Singh S., Dubey A. Geo-environmental planning of watersheds in India // Allahabad: Chugh Publications. — 1994. — pp. 28-69.
177. Smith D. D., Whitt D. M. Estimating Soil Losses from Field Areas of Claypan Soil // Soil Science Society of America Journal. – 1948. – V. 12. – №. C. – pp. 485-490.

178. Smith D. D., Wischmeier W. H. Factors affecting sheet and rill erosion // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. – 1957. – V. 38. – №. 6. – pp. 889-896.
179. Smith D.E., Zuber M.T., Solomon S.C. et al. The global topography of Mars and implications for surface evolution // *Science*. – 1999. – V. 284. – № 5419. – pp. 1495-1503.
180. Stanton E. A. The human development index: A history // *PERI Working Papers*. – 2007. – p. 85.
181. Vaidya N., Kuniyal J. C., Chauhan R. Morphometric analysis using Geographic Information System (GIS) for sustainable development of hydropower projects in the lower Satluj river catchment in Himachal Pradesh, India // *International Journal of Geomatics and Geosciences*. – 2013. – V. 3. – №. 3. – pp. 464.
182. Van Rompaey A.J.J., Verstraeten G., Van Oost K., Govers G., Poesen J. Modeling mean annual sediment yield using a distributed approach // *Earth Surface Processes and Landforms*. – 2001. – V. 26. – №. 11. – pp. 1221-1236.
183. Walling D. E. The sediment delivery problem // *Journal of hydrology*. – 1983. – V. 65. – №. 1-3. – pp. 209-237.
184. Walling D. E., Quine T. A. The use of caesium-137 measurements in soil erosion surveys // *Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basins*. – 1992. – № 210. – pp. 143-152.
185. Walling D.E., Webb B.W. Patterns of sediment yield // *Background to paleohydrology*. – Chichester: Wiley. – 1983. – pp. 149-176.
186. Williams J. R. Sediment delivery ratios determined with sediment and runoff models // *IAHS Publ.* – 1977. – V. 122. – pp. 168–179.
187. Wischemeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning // *USDA, Handbook – № 537* – 1978. – 58 p.
188. Wischmeier W. H. Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountain // *Agriculture handbook*. – 1965. – V 282. – p. 47.
189. Xinbao Z., Higgitt D. L., Walling D. E. A preliminary assessment of the potential for using caesium-137 to estimate rates of soil erosion in the Loess Plateau of China // *Hydrological Sciences Journal*. – 1990. – №. 3. – pp. 243-252.
190. Zingg A. W. et al. Degree and length of land slope as it affects soil loss in run-off // *Agric. Engng*. – 1940. – pp. 59-64.

191. Автоматизированная Информационная Система Обработки Режимной Информации (АИСОРИ) ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» Росгидромета. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://aisori.meteo.ru/>
192. География России. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://geographyofrussia.com/>
193. Геопортал «Речные бассейны Европейской России». [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://bassepr.kpfu.ru/>.
194. ГИС-атлас «Недра России». [Электронный ресурс]. – 2018. – Режим доступа <http://atlaspacket.vsegei.ru/#94f08f0b3026490b0>
195. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. [Электронный ресурс]. / Главные редакторы: А.Л. Иванов, С.А. Шоба // М.: Министерство сельского хозяйства Российской Федерации и Российская академия сельскохозяйственных наук — 2014. — Режим доступа: <http://infooil.ru/reestr/>
196. Национальный атлас России [Электронный ресурс] // Электронная версия атласа: ФГУП «ГОСГИСЦЕНТР». — 2010. — Том 2 «Природа. Экология». — Режим доступа: <https://национальныйатлас.рф/cd2/territory.html>