

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР КОМПЛЕКСНОГО
ИЗУЧЕНИЯ АРКТИКИ ИМЕНИ АКАДЕМИКА Н.П. ЛАВЕРОВА
УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

ПОЛЯКОВА Елена Викторовна

**ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ
СРЕДСТВАМИ ЦИФРОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА:
ВОЗМОЖНОСТИ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ**

Специальность 1.6.21. Геоэкология

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Научные консультанты:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.Г. Кутинов
доктор геолого-минералогических наук
А.И. Малов

Архангельск – 2021

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	5
Глава 1. Возможности применения цифрового моделирования рельефа для геоэкологических исследований	15
1.1. Современные тенденции и подходы к проведению геоэкологических исследований в России и за рубежом.....	15
1.2. Роль геоэкологических исследований в оценке состояния природной среды северных территорий страны	25
1.3. Роль рельефа в геоэкологических исследованиях.....	30
1.4. Роль геоморфометрического анализа рельефа в геоэкологических исследованиях	33
1.4.1. Цифровая модель рельефа как основа для проведения геоморфометрического анализа.....	34
1.4.2. Геоморфометрические параметры рельефа.....	40
1.4.3. Методика проведения геоэкологических исследований на основе цифровой модели рельефа.....	70
Глава 2. Природно-антропогенная характеристика района исследований.....	85
2.1. Географическое положение региона исследований.....	85
2.2. Структурно-тектонические условия.....	86
2.3. Геолого-литологические условия.....	90
2.4. Геоморфологические условия.....	102
2.5. Геокриологические условия.....	106
2.6. Ландшафтно-климатические условия.....	108
2.7. Почвенно-растительные условия.....	113
2.8. Антропогенная деятельность на территории исследования.....	115
Глава 3. Геоэкологическая оценка вероятности проявления эрозионных процессов на основе геоморфометрического анализа рельефа.....	121

3.1. Особенности развития эрозионных процессов на исследуемой территории.....	121
3.2. Геоморфометрические параметры, характеризующие вероятность развития эрозионных процессов.....	126
3.2.1. Угол наклона поверхности.....	128
3.2.2. Экспозиция склонов.....	131
3.2.3. Кривизны поверхности.....	136
3.2.4. Суммированные индексы эрозии.....	139
3.2.5. Общая и удельная водосборные площади.....	142
3.3. Подготовка монофакторных карт для геоэкологической оценки территории.....	144
3.3.1. Генерализация данных.....	144
3.3.2. Кластерный анализ.....	147
3.4. Геоэкологическая оценка вероятности проявления эрозионных процессов на исследуемой территории.....	149
Глава 4. Геоэкологическая оценка вероятности проявления карстовых процессов на основе геоморфометрического анализа рельефа.....	164
4.1. Особенности развития карста на исследуемой территории.....	164
4.2. Районирование карста Архангельской области.....	172
4.3. Топология впадин на цифровой модели рельефа.....	180
4.4. Методика расчета плотности впадин на основе цифровой модели рельефа.....	184
4.5. Геоморфометрические признаки выделения карстовых форм рельефа.....	188
4.6. Геоэкологическая оценка вероятности проявления карстовых процессов на исследуемой территории	196
Глава 5. Геоэкологическая оценка состояния подземных вод на основе геоморфометрического анализа рельефа.....	206
5.1. Факторы формирования химического состава подземных вод.....	206
5.2. Гидрогеологические условия формирования химического состава	

подземных вод на исследуемой территории.....	212
5.2.1. Водоносные горизонты зоны дренирования.....	213
5.3. Обеспеченность Архангельской области запасами питьевых подземных вод и их использование.....	220
5.4. Защищенность подземных вод от природного и антропогенного загрязнения.....	223
5.4.1. Природное загрязнение подземных вод.....	224
5.4.2. Антропогенное загрязнение подземных вод.....	228
5.5. Геоэкологическая оценка состояния подземных вод на территории Архангельской области.....	229
5.5.1. Деятельность атмосферных осадков.....	229
5.5.2. Расчлененность рельефа.....	230
5.5.3. Геоэкологическая оценка состояния подземных вод.....	232
Глава 6. Цифровое моделирование рельефа в структурно-геологических исследованиях Севера Русской плиты.....	242
6.1. Структурно-тектоническое развитие Севера Русской плиты.....	242
6.2. Методика построения цифровой модели поверхности фундамента.....	250
6.3. Сопоставление и нормирование ЦМР дневной поверхности и ЦМР поверхности фундамента.....	256
6.4. Формы наследования структур фундамента в современном рельефе Севера Русской плиты.....	261
6.5. Возможности применения полученных результатов.....	265
Заключение.....	271
Список литературы.....	274
Приложения.....	309

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Осуществление хозяйственной деятельности в северных регионах РФ сталкивается с определенными трудностями в силу отсутствия актуальной и объективной геопространственной информации об опасных природных явлениях и процессах, а также о вероятности их развития (Амбросимов, Сизов, 2013; Полякова, 2018). Экстенсивный характер лесопользования и низкая скорость лесовозобновления приводят к быстрому сокращению лесных площадей (Исаченко, 1995). Существенное влияние на северные экосистемы оказывает разведка и разработка месторождений полезных ископаемых (Миняев, Юдахин, 1996). Например, на территории Архангельской области открыты и в настоящее время разрабатываются месторождения алмазов (месторождения им. М.В. Ломоносова и В. Гриба), бокситов (Северо-Онежский бокситовый район), углеводородов и т.д. Объемы добычи сырья, потребляемой продукции и сопутствующих отходов, определяют главные изменения естественного баланса массы и энергии в природной среде. Определенное влияние на северные экосистемы оказывают урбанизация и развитие транспортной сети. Интенсивное хозяйственное освоение северных территорий часто приводит к активизации природных процессов или развитию новых опасных явлений, которые ранее здесь отсутствовали (Опасные экзогенные процессы, 1999). В связи с этим весьма важной представляется разработка и реализация экологически сбалансированного подхода к освоению ресурсов геологической среды (Губайдуллин, 2002).

На изучение и решение вопросов сохранения необходимой для нормальной и продуктивной жизнедеятельности геологической среды, при максимальном и эффективном использовании ее ресурсов для нужд человечества, направлены геоэкологические исследования (Проблемы рационального..., 1988; Козловский, 1989; Кузнецов и др., 1991; Сычев, 1991; Бгатов, 1993; Голодковская, Куринов, 1994; Трофимов и др., 1994; Гарецкий, Каратаев, 1995; Красилова, 1997; Богословский, Жигалин, 1998; Соломкина, 2001; Губайдуллин, 2002; Моисеев,

2007; Осипов, 2017 и др.; Кутинов и др., 2019; Кутинов и др., 2020). Общей целью геоэкологических исследований является оценка экологического состояния геологической среды (Андросова, 2000).

В работе (Руш, 2006, с. 7) отмечается, что «при проведении процедуры комплексной геоэкологической оценки конкретной территории, подверженной воздействию техногенной нагрузки, необходимо использовать современные подходы и методы исследования объектов окружающей среды, наиболее апробированные в определенных условиях, в целях получения достоверной информации об изучаемом объекте».

Актуальным и востребованным направлением, позволяющим получать оперативную информацию, является мониторинг природных и техногенных объектов на территориях горнодобывающих и промышленных комплексов с применением данных дистанционного зондирования Земли (Галченко и др., 2020). Однако космо- и аэрофотосъемка могут быть малоэффективными на лесопокрытых территориях. В то же время предвосхищение, предвидение возможного развития нежелательных и даже опасных экзогенных процессов на территориях с планируемой хозяйственной деятельностью, является не менее актуальной задачей. Рельеф, в этом плане, раскрывает потенциальные возможности территории к перераспределению осадочного материала по поверхности, определяя зоны возможного смыва, транзита и накопления различных веществ, в том числе и загрязняющих геологическую среду. Оценка роли рельефа в развитии экзогенных процессов требует его количественной характеристики. В этом аспекте одним из наиболее объективных и эффективных подходов является геоморфометрический анализ его цифрового аналога – цифровой модели рельефа.

Цель работы: проведение геоэкологического анализа территории Севера Русской плиты на основе цифрового моделирования рельефа для оценки потенциальной вероятности развития опасных геологических процессов и явлений в свете возрастающей антропогенной нагрузки.

Основные задачи исследований:

1. Проанализировать современные тенденции и подходы к проведению геоэкологических исследований в России и за рубежом.

2. Провести геоморфометрический анализ построенной на основе ASTER GDEM v.2 цифровой модели рельефа; произвести подбор геоморфометрических параметров для геоэкологической оценки состояния природной среды на примере Архангельской области.

3. На основе выбранных геоморфометрических параметров выделить территории с наибольшей вероятностью развития эрозионных процессов (зоны сноса материала), с возможным проявлением эрозионных процессов (зоны транзита материала) и с потенциальным развитием аккумулятивных процессов (зоны накопления материала); оценить долю каждой зоны в пределах региона исследований.

4. Оценить вероятность активизации карстового процесса на основе применения метода обнаружения бессточных впадин, используемого при гидрологической коррекции цифровой модели рельефа для устранения ошибок; показать состоятельность данного метода.

5. Отразить взаимосвязь индекса расчлененности рельефа как объективной количественной характеристики неоднородности территории с химическим составом подземных вод.

6. Установить основной характер проявления структур фундамента в современном рельефе Севера Русской плиты; показать возможность применения цифрового моделирования рельефа в структурно-геологических исследованиях.

Фактический материал и методы исследований. В работе в качестве основы всех геоморфометрических расчетов применялась цифровая модель рельефа, построенная для территории Архангельской области на основе глобальной цифровой модели рельефа ASTER GDEM v.2. Для исходной модели была проведена процедура подготовки, заключающаяся в заполнении недостающих данных значениями модели GMTED2010 с искусственным уменьшением размера ячейки до 1 угловой секунды; устранении артефактов,

ошибок и шумов; проведении гидрологической коррекции. Для получения данных о глубине залегания фундамента использовались материалы отчетов из фондов Архангельского филиала ФБУ «ТФГИ по СЗФО».

Для проведения геоэкологического анализа территории исследований использовались методы цифрового моделирования рельефа, математической статистики, а также картографический материал. Расчеты, обработка и подготовка картографического материала осуществлялись в программных продуктах SAGA GIS и ESRI ArcGIS.

Личный вклад автора. В диссертационной работе приводятся результаты многолетних исследований, выполненных лично автором, при его участии, или под его руководством. Совместно с сотрудниками лаборатории глубинного геологического строения и динамики литосферы была построена цифровая модель рельефа на территорию Архангельской области. Автору принадлежат: выбор направления исследования и постановка проблемы, аналитический обзор литературы, разработка обобщенной концепции геоморфометрического подхода в геоэкологических исследованиях природной среды, формулирование теоретических, методологических и методических положений геоэкологического анализа территории, а также подготовка картографического материала. Автор в период с 2000 по 2020 гг. являлся руководителем и участником экспедиционных исследований, проводимых в приарктических и арктических регионах страны с целью наземной верификации картографического материала и данных дистанционного зондирования, а также проведения GPS-замеров для проверки точности цифровой модели рельефа.

Основные защищаемые положения:

1. Геоморфометрический анализ рельефа и ГИС-технологии являются неотъемлемой частью современных геоэкологических исследований в силу доступности исходного материала, объективности количественных методов расчета и охвата больших территорий одновременно.

2. На основе объединения кластеров максимальных значений угла наклона, LS фактора, индекса расчлененности рельефа выделены участки с наибольшей

вероятностью развития эрозионных процессов, соответствующие зонам сноса материала и составляющие порядка 18 % исследуемой территории. На основе объединения кластеров средних значений тех же параметров выделены участки с возможным проявлением эрозионных процессов, соответствующие зонам транзита материала и составляющие порядка 33 % территории. На основе объединения кластеров минимальных значений параметров, а также максимальных значений индекса влажности выделены участки с потенциальным развитием аккумулятивных процессов, соответствующих зонам накопления материала и составляющие порядка 35 % территории исследования.

3. Метод обнаружения бессточных впадин, используемый при гидрологической коррекции цифровой модели рельефа с целью устранения ошибок, может быть применен для выделения зон вероятной активизации карстового процесса, что особенно актуально для лесопокрытых северных территорий с возрастающей антропогенной нагрузкой. Максимальная плотность бессточных впадин приходится на территории с развитием карбонатного покрытого и погребенного карста.

4. На равнинных территориях индекс расчлененности рельефа отражает химический состав подземных вод. Высокая расчлененность рельефа, малая толщина перекрывающих коренные породы четвертичных отложений, отсутствие водоупора способствуют опреснению подземных вод за счет проникновения ультрапресных атмосферных осадков. Низкая расчлененность рельефа обуславливает невысокую интенсивность водообмена и, как следствие, – более высокую минерализацию подземных вод.

5. Цифровое моделирование рельефа позволяет проводить структурно-геологические исследования. На основе сопоставления цифровой модели рельефа фундамента и цифровой модели дневной поверхности выделены формы проявления структур фундамента в современном рельефе Архангельской области. Прямой характер наследования имеет 61 % территории, обратный – 25 %, районы, где наследование не проявляется, соответствуют 14 % территории области.

Научная новизна исследований:

- Впервые создана детальная корректная цифровая модель рельефа для территории Архангельской области на основе глобальной цифровой модели ASTER GDEM v.2. Релевантность доказана инструментально.

- Теоретически обоснована возможность применения геоморфометрического анализа рельефа в геоэкологических исследованиях Севера Русской плиты. Приведены примеры практического применения.

- Впервые проведена геоэкологическая оценка вероятности развития эрозионных и аккумулятивных процессов на территории Архангельской области на основе геоморфометрического анализа рельефа. Выделены зоны сноса, транзита и накопления материала, в том числе и загрязняющих веществ, а также территории, склонные к подтоплению во время паводков и предрасположенные к заболачиванию.

- Предложен новый способ для выделения зон вероятной активизации карстового процесса, основанный на расчете плотности бессточных впадин. Ранее метод обнаружения бессточных впадин использовался только при гидрологической коррекции цифровой модели рельефа с целью устранения в ней ошибок.

- Впервые построена цифровая модель рельефа фундамента Севера Русской плиты, проведено ее сопоставление с цифровой моделью дневной поверхности и выделены формы отражения фундамента в современном рельефе Архангельской области. Показана возможность проведения структурно-геологических исследований средствами цифрового моделирования рельефа.

Практическая значимость исследований. В работе изложен научно обоснованный подход к проведению геоэкологических исследований с применением современного объективного аппарата геоморфометрии. Для труднодоступных лесопокрытых северных территорий геоморфометрический подход является одним из определяющих способов проведения анализа состояния геологической среды. Геоморфометрический модульный аппарат, заложенный в программный комплекс SAGA GIS, является мощным инструментом для решения

различных глобальных, региональных и узконаправленных задач. В частности, результаты проведенных исследований были использованы для проведения мониторинговых работ по оценке состояния и загрязнения объектов окружающей среды, находящихся на территории ОАО «Архангельский ЦБК» и в пределах его воздействия.

Работа выполнялась по темам ФНИР «Изучение структуры и динамики абиотических факторов и оценка их влияния на окружающую среду северных регионов» (№ 01201256211), «Изучение межгеосферных процессов в районах тектонических структур и узлов их пересечений в геологических условиях древних платформ на примере Архангельской области» (№ АААА-А18-118012390305-7); была поддержана: программой Президиума РАН «Научные основы инновационных энергоресурсосберегающих экологически безопасных технологий оценки и освоения природных и техногенных ресурсов», проект № 12-П-5-1009 «Фундаментальные основы экологически безопасных технологий освоения природных ресурсов западно-арктического сектора Российской Федерации» (№ 01201256211); Программой фундаментальных исследований УрО РАН «Арктика» (№ 12-5-3-002-АРКТИКА), проект «Геоэкологическое районирование арктических и приарктических территорий РФ для рационального освоения Арктики» (№ 01201268728); Грантами РФФИ № 09-05-00547-а «Влияние разработки алмазов на территории Беломорско-Кулойского плато на состояние естественных экосистем (на примере растительного покрова долины реки Золотица)», № 14-05-98803-р_север_а «Изменение геоэкологических условий при глубоком водопонижении на карьере Ломоносовского ГОКа в Архангельской области», № 14-05-00008-а «Совершенствование методики определения возраста подземных вод по уран-изотопным данным», № 18-05-60024-Арктика «Анализ состояния природной среды равнинных территорий Арктической зоны РФ с использованием геоинформационных технологий и цифрового моделирования рельефа».

К диссертационной работе прилагаются акты об использовании результатов исследований: в научно-исследовательской деятельности ФГБУН ВНИИ ГОЧС

(ФЦ) МЧС России при разработке аванпроекта по СЧ ОКР «Модернизация и развитие системы валидационных подспутниковых наблюдений и создание на ее основе многофункциональной системы сквозного контроля качества целевой информации и аппаратуры космических комплексов и космических систем ДЗЗ»; при проведении научно-исследовательских работ ОАО «Архангельский ЦБК»; при выполнении проектов: «ГИС Соловецкого архипелага» с Государственным автономным учреждением Архангельской области «Управление информационно-коммуникационных технологий Архангельской области»; «Охрана лесов в Баренцевоморском регионе», «Бореальная лесная платформа – баланс интересов сохранения высоких природоохранных ценностей и эффективного лесного хозяйства в бореальных лесах», «Сохранение лесов высокой природоохранных ценностей 2-й категории» с Представительством Всемирного фонда дикой природы в Архангельской области; о практическом использовании в учебном процессе Научно-образовательного центра ФГБУН ФИЦКИА РАН при проведении курса «ГИС-технологии в геоэкологических исследованиях» по направлению подготовки 05.06.01 – Науки о Земле.

Достоверность результатов определяется надежностью построенной цифровой модели рельефа. Проверка релевантности построенной ЦМР Архангельской области осуществлялась сопоставлением с точками плановой съемочной сети открытых векторных данных ГИС Панорама (где в качестве геодезической основы в плановом отношении выступали пункты государственной геодезической сети (точность 0,1 мм), в высотном – пункты государственной нивелирной сети (точность 0,8 мм)); с цифровой моделью рельефа Беломорско-Кулойского плато, построенной с использованием топографических карт масштаба 1:200000 в ПО ГИС GRASS; а также с проведенными полевыми замерах высот с помощью GPS-навигатора в ходе экспедиционных работ.

Апробация работы. Основные положения диссертации докладывались на XV Всероссийской конференции с международным участием «Геологические опасности» (Архангельск, ИЭПС УрО РАН, 2009); международном симпозиуме «Экология арктических и приарктических территорий» (Архангельск, ИЭПС УрО

РАН, 2010); III Всероссийской научной конференции с международным участием «Экологические проблемы Северных регионов и пути их решения» (Апатиты, 2010); VII Северном социально-экологическом конгрессе «Приращение богатств России и качество жизни северян» (Архангельск, СГМУ, 2011); Всероссийской конференции с международным участием «Применение космических технологий для развития арктических регионов» (Архангельск, САФУ им. М.В. Ломоносова, 2013); I Всероссийской научно-практической конференции «Методологические аспекты развития метеорологии специального назначения, экологии и систем аэрокосмического мониторинга» (Воронеж, ВВА им. проф. Н.Е. Жуковского и Ю.А. Гагарина, 2014); Всероссийской конференции с международным участием «Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI в.» (Архангельск, АНЦ, ИЭПС УрО РАН, 2014); Всероссийской конференции с международным участием «Состояние арктических морей и территорий в условиях изменения климата» (Архангельск, САФУ им. М.В. Ломоносова, 2014); II Международной научной конференции «Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли» (Красноярск, СФУ, 2015); Международной научной конференции «Природные ресурсы и комплексное освоение прибрежных районов Арктической зоны» (Архангельск, АНЦ, 2015); VIII-XIX Открытых Всероссийских конференциях «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (Москва, ИКИ РАН, 2008-2021 гг.); XVIII, XIX, XXI Сергеевских чтениях (Москва, ИГЭ им. Е.М. Сергеева, 2016, 2017 гг., Пермь, 2019); XX международной научно-практической конференции по проблемам снижения природных опасностей и рисков «ГЕОРИСК – 2018» (Москва, ИГЭ им. Е.М. Сергеева, 2018); Международном симпозиуме ESA Living Planet 2019 (Милан, 2019); VI Международной научно-практической конференции «Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы» (Севастополь, 2019); V Международной конференции «Информационные технологии для наук о Земле и приложения для геологии, горной промышленности и экономики» ITES&MP-2019 (Москва, 2019); Международной научной конференции «Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики» (Санкт-Петербург, 2020);

Всероссийской конференции с международным участием «Глобальные проблемы Арктики и Антарктики» (Архангельск, 2020); VIII Всероссийской научно-практической конференции с международным участием «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов» (Пермь, 2021).

Публикации: по теме диссертации опубликовано 58 работ, в том числе 5 монографий (2 – авторские, 3 – в соавторстве), 26 статей (11 – в журналах, индексируемых в международных базах Web of Science и Scopus, 15 – в журналах, включенных в Перечень ведущих научных журналов ВАК).

Соответствие паспорту научной специальности: диссертационное исследование соответствует пунктам 1.8, 1.11-1.15, 1.17 паспорта специальности ВАК 1.6.21. Геоэкология (геолого-минералогические науки).

Структура и объем диссертации: диссертационная работа состоит из введения, шести глав, заключения, списка литературы (385 наименований, из них 93 – иностранные источники), приложения. Общий объем: 314 страниц, включая 139 рисунка и 29 таблиц.

Благодарности: автор выражает огромную благодарность научному консультанту, д.г.-м.н. Ю.Г. Кутинову за своевременные, ценные консультации и дискуссии; д.г.-м.н. А.И. Малову за помощь в написании отдельных глав; директору ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, член-корр. РАН И.Н. Болотову; коллективу лаборатории глубинного геологического строения и динамики литосферы; отдельная благодарность к.г.-м.н. А.Л. Минееву за помощь в подготовке картографического материала и совместную деятельность; д.ф.-м.н. Д.М. Ермакову за критическое редактирование текста; бесконечная признательность семье за поддержку и понимание; а также всем заинтересованным лицам, выразившим неравнодушие к данной работе.

ГЛАВА I

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ЦИФРОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ
РЕЛЬЕФА ДЛЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1. Современные тенденции и подходы к проведению геоэкологических исследований в России и за рубежом

Анализ принципов и приемов геоэкологических исследований показывает, что в их основе лежит, как правило, учет антропогенного воздействия и практически отсутствует целостный анализ природного состояния окружающей среды, в первую очередь, геологической (Кутинов и др., 2019а).

Рядом авторов проводились попытки выделения «единицы» геоэкологического анализа на основе сопоставления геологических и географических классификаций с биологическими и экологическими (Лосев и др., 2001; Спиридонов, Трофимов, 2001). В первом случае сопоставлялись понятия «ландшафт» и «экосистема». За наименьшие и равнозначные единицы выбирались «фация» (ландшафтоведение) и «биогеоценоз» (экология). Д.А. Спиридонов и В.Т. Трофимов предлагали в качестве эволюционной единицы «геологическую формацию», считая ее геологическим аналогом биологического термина «популяция».

Г.В. Калабин предлагал выделять «техногенные провинции», то есть «регионы, где природоэксплуатирующие отрасли производства преобладают в структуре экономики» (Калабин, 2000, с. 9). Следует отметить, что к данному таксону на территории Арктической зоны РФ (АЗРФ) обоснованно можно отнести только Кольский и Норильский регионы.

Ряд исследователей (Опекунов и др., 2002) выделяют эколого-ресурсные провинции, относя к ним Кольскую, Беломорскую, Тимано-Печорскую, Новоземельскую, Северную Западно-Сибирскую, Западно-Сибирскую, Таймырскую, Норильскую, Енисей-Ленскую, Северо-Земельскую, Яно-

Колымскую, Новосибирскую, Чукотско-Анадырскую. Данная классификация скорее имеет инвентаризационный характер, поскольку анализируются только действующие промышленные комплексы и не учитываются тенденции развития регионов.

Наиболее детальная классификация была разработана для инженерно-геологических структур Земли (Трофимов, Аверкина, 1999). В основе лежит сочетание неотектонических структур четырех уровней и набор «климатогенных структур четырех типов». Всего выделяется «6 типов суперструктур, 48 типов мегаструктур, 99 типов макроструктур и 348 типов мезоструктур. Фактическое многообразие инженерно-геологических структур Земли меньше логического и включает 4 типа суперструктур, 33 типа мегаструктур, 69 типов макроструктур и 280 типов мезоструктур» (Трофимов, Аверкина, 1999, с. 163).

Наиболее сложным вопросом при районировании (типизации, зонировании) является выбор классификационных признаков. Согласно (Кутинов, 2005), типологическое районирование должно быть основано на анализе природных факторов, отражающих объективную реальность. Техногенные процессы развиваются на фоне естественных, в основе своей они субъективны и наложены на природную среду (Кутинов и др., 2019а).

Существует два основных подхода к оценке устойчивости среды. Наиболее популярными являются экспертные оценки на основе балльных шкал, основанные на анализе результатов геоэкологических исследований. Они используются применительно к сложным системам, для которых получение прямых количественных значений сопряжено со значительными методическими трудностями и большими финансовыми затратами. Согласно (Коробов, Кочуров, 2007, с. 66) «популярность классификаций, основанных на балльных оценках, обусловлена возможностью приведения показателей факторов к безразмерному виду». Экспертный анализ заключается в установлении оценок значимости и выраженности признаков. Это условие выполняется далеко не всегда. Обычно используется балльная система без определения весов признаков (Коробов, 2002). Весовые коэффициенты «влияющих факторов» рассчитываются по одному из

трех методов экспертного опроса: методу анализа иерархий, ранжированию факторов по степени их важности или прямой расстановки оценок (Коробов, 2005). Подробно суть экспертного подхода к оценке устойчивости среды изложен в (Коробов, 2019).

Наиболее сложным в проблеме является получение количественных оценок устойчивости. Математические методы определения численных значений в настоящее время достаточно ограничены. Как правило, это возможно при детальном исследовании устойчивости отдельных компонентов системы к конкретным видам воздействия. Для решения задачи необходимо количественно охарактеризовать сами воздействия и обосновать пороговые значения для компонентов или параметров геосистем. При этом могут использоваться следующие критерии, по (Опекунов, Холмянский, 2000):

- 1) Скорость возврата системы в исходное состояние;
- 2) Предел (порог) устойчивости системы к данному возмущающему фактору;
- 3) Буферная емкость к возмущающему фактору или потенциал устойчивости;
- 4) Событие выхода системы из области допустимых значений ее переменных (использование математического аппарата теории надежности и понятия отказа). В основе расчетов должен лежать достоверный статистический материал, что требует большого объема мониторинговых наблюдений (это же относится и к применению теории бифуркаций);
- 5) Определение интегральных показателей. Критерием устойчивости служит состояние системы, когда прирост энтропии близок к нулю. Положительный баланс энтропии свидетельствует о потере геосистемой способности к саморегуляции и устойчивости.

Таким образом, понятие устойчивости геологической среды требует дальнейшего развития, т.к. не определены существенные признаки этого понятия, слабо разработаны математические методы выражения признаков (Кутинов и др., 2019а).

Принципам составления эколого-геологических карт, их содержанию и назначению посвящено значительное количество работ (Харькина, Зилинг, 2002; Трофимов и др., 2007; Голоудин, 2012; Харькина, Трофимов, 2019). Достаточно подробно принципы составления эколого-геологических карт регламентированы в работе, посвященной аэрокосмическому мониторингу (Аэрокосмический., 1992). К сожалению, основное внимание в этой работе уделено экзогенным процессам. Интересные материалы были созданы в рамках реализации программы ГНТП-18 (Направление 1 – «Глобальные изменения природной среды») (Современные изменения., 1996). К ним можно отнести: Схему новейших геодинамических систем центральной части Северной Евразии (автор В.И. Макаров); Схему региональной гидрогеохимической зональности Сибирской платформы (Б.И. Писарский); Схему современной экзодинамики и ее изменений при возможном потеплении климата на западе Сибирской платформы (Г.Н. Голубев); Карту ландшафтно-геохимических условий миграции радионуклидов и размещения предприятий атомной промышленности России масштаба 1:4000000 (редактор Н.П. Лаверов).

Широкое развитие получили эколого-геоморфологические карты, посвященные состоянию геоморфосистем, под которыми обычно подразумевается совокупность форм и (или) элементов рельефа, взаимодействующих между собой посредством геоморфологических процессов, управляемых внешними факторами (Сенькин, 1986). Анализ обычно проводится при помощи ландшафтно-индикационных методов (Скублова, 1995) или на геотопологической основе (Павлова, Дорожкина, 1995). В работе (Петрова, 2014, с. 30) отмечается, что «эколого-геоморфологические карты занимают второе место среди эколого-географических после карт разного рода загрязнения и загрязненности, деля его с картами антропогенных трансформаций геосистем. Массовое создание подобных карт вызвано тем, что они весьма востребованы при проведении практических мероприятий (при инженерно-экологических изысканиях, при выявлении зон чрезвычайной экологической ситуации и экологического бедствия, при оценке воздействия на окружающую среду и т.п.)». По тематике среди них выделяются

карты антропогенных воздействий и их последствий, геоморфологических опасностей, рисков, состояния, геоморфологической устойчивости, реципиентов негативных воздействий, геоморфологических аспектов условий жизни и деятельности населения, природно-экологического потенциала и др. (Петрова, 2014). В этой же работе указывается на неразработанность теоретико-методологической и методической базы, понятийного аппарата при составлении значительного количества эколого-геоморфологических карт.

Выполнение задачи экологического районирования в целом и ранжирования в частности сопряжено с преодолением немалых трудностей, в том числе с ликвидацией пробелов в концептуальном познании среды. Для этого проводятся комплексные междисциплинарные исследования с применением полевых, аналитических, дистанционных и геоинформационных методов. Для выполнения подобных работ необходимы значительные средства, время, а также группы квалифицированных специалистов. Поэтому научные коллективы разрабатывают экспресс-методы представления соответствующей комплексной информации. Один из таких путей – составление обзорных мелкомасштабных карт, получивших название экологических, эколого-географических, или так называемых «красных» карт, которые показывают наиболее измененные в результате антропогенной деятельности территории, зоны экологических катастроф, экологического неблагополучия, районы повышенного для жизни риска и т.п. Важность проявления особого внимания комплексному картографированию экологических проблем и ситуаций, а также объединение усилий географов, экологов и геологов отмечена в работе (Кочуров и др., 2009).

Стимулом для развития карт эколого-географического содержания служит возрастающая потребность в пространственно-временных оценках состояния природно-техногенной (природно-измененной) среды. Эколого-географические карты, получившие широкое распространение в 80-х годах прошлого века, нередко (Эколого-географическое..., 1990; Серебряный и др., 1992) претендовали на оценку остроты экологических проблем и, соответственно, допускалась гипертрофированность изображения наиболее трансформированных территорий с

угрожающим состоянием среды (Серебряный и др., 1992). Вместе с тем создатели эколого-географических карт, например (Кочуров, 1989), констатировали неразработанность нормирования предельно допустимых изменений среды под антропогенным влиянием, что вызывало затруднения в точном оконтуривании ареалов. До сих пор не удалось достичь наглядного совместного отображения разнотипных антропогенных нагрузок на ландшафт.

Решение подобной проблемы вызывает особый интерес при районировании и пространственно-временной оценке окружающей среды Крайнего Севера. Антропогенное воздействие, усилившееся в последние десятилетия, транспортное и промышленное освоение ряда регионов, имеют серьезные негативные экологические последствия (например, авария на Усинском трубопроводе в августе 1994 г., Норильская катастрофа в мае 2020 г.) и обуславливают неблагоприятное и критическое состояние окружающей среды. Это дает повод для широкой экстраполяции катастрофических обстановок чуть ли не на всю территорию Крайнего Севера и получает отражение на современных картах эколого-географического содержания. Правомерность подобных обобщений вызывает определенные сомнения.

Достаточно показательной в этом отношении является обзорная карта антропогенной трансформации окружающей среды масштаба 1:8000000, разработанная коллективом Института географии РАН (Серебряный и др., 1992). Карта относится к категории инвентаризационных и ограничивается изображением физической трансформации среды в результате антропогенного воздействия. Она охватывает территорию Крайнего Севера, расположенную в пределах 64° с.ш., а также отдельные более южные районы Сибири и Дальнего Востока. Ведущая роль при составлении карты отведена качественным методам, причем оценивались не изменения, произошедшие за определенный период, а суммарная трансформация среды с момента ее вовлечения в ту или иную форму хозяйственного оборота. В основе лежит оценка трансформации окружающей среды по балльной шкале, разработанной с учетом мнения экспертов (экспертная система оценки).

В последние десятилетия широкое развитие получила эколого-геохимическая картография. Согласно базовым положениям, изложенным В.Т. Трофимовым и Д.Г. Зилингом (Трофимов и др., 1997; Трофимов, Зилинг, 1999), эколого-геохимические карты являются частной разновидностью эколого-геологических карт и представляют собой графическую модель эколого-геохимической обстановки, документально фиксирующей на топографической основе эколого-геохимическое состояние компонентов литосферы. Среди эколого-геохимических карт выделяют карты условий, районирования, прогнозные и рекомендательные. Наиболее широкое распространение получили первые два типа карт.

Карты эколого-геохимических условий фиксируют уровень содержания геохимических элементов в компонентах литосферы и качественную оценку состояния биоты. Как правило, на данном типе карт компоненты литосферы изображаются отдельно и оцениваются по ряду геохимических и гигиенических параметров, а в качестве биоиндикаторов экологического благополучия используются показатели содержания микроэлементов в растениях различных ярусов и/или медико-демографические характеристики. Способы картографического представления материалов, в связи с отсутствием четких регламентирующих документов, обусловлены оригинальными разработками исследователей. Так, например, в монографии (Коробова, 2019) излагается оригинальная концепция двуслойной структуры современной ноосферы, формируемой в результате взаимного наложения геохимических полей природного и антропогенного генезиса.

Карты эколого-геохимического районирования – это оценочные карты, на которых по совокупности абиотических и биотических критериев выполняется ранжирование эколого-геохимических условий состояния различных компонентов литосферы на ряд зон по геохимическим или гигиеническим параметрам. Данные типы карт различаются по набору параметров оценки, что затрудняет сопоставление результатов съемки для сопредельных территорий. На современном этапе исследований для экосистем принята четырехступенчатая

система ранжирования на зоны нарушений по степени необратимости процессов: норма, риск, кризис, бедствие (Ермаков, 1995). Данным зонам соответствуют следующие состояния состава литосферы: удовлетворительное, условно удовлетворительное, неудовлетворительное и катастрофическое. С целью упорядочения применяемых критериев Т.А. Барабошкиной (Барабошкина, 2000) было предложено ранжировать экологическое состояние литосферы на основе сопряженного анализа биотических и абиотических показателей в корреляции с состоянием экосистем и использовать это при разработке легенд карт.

Достаточно полно типизация с целью оценки защищенности геологической среды (ГС) разработана для территорий нефтепромыслов. Основой здесь является оценка защищенности от загрязнения первого от поверхности водоносного горизонта (грунтовых вод) (Анисимов, 1989; Гольдберг, 1989). Обычно при региональном прогнозе рекомендуется в качестве первого классификационного признака использовать климатический (зона); второго – структурно-тектонический (структура); третьего – формационно-литологический или гидрогеологический, характеризующий активность водообмена (район); четвертого – геоморфологический (подрайон). Последним таксоном районирования служит участок, который выделяется по степени защищенности подземных вод. При этом защищенность подземных вод оценивается несколько односторонне из условий загрязнения только сверху. Между тем, загрязнение может проникать в водоносный пласт снизу, со стороны подошвы водоносного горизонта и нижнего водоупора.

В основе большинства перечисленных типов карт лежит оценка антропогенной трансформации среды. Эти карты в наиболее ярком виде отражают сущность применяемых в настоящее время подходов при создании синтезированных экологических карт. То есть, они, как правило, носят инвентаризационный характер. В оценке преобладают качественные экспертные методы, не отражающие «емкостные» характеристики среды (ее устойчивость к воздействию). В результате данные карты практически не несут вероятностно-прогностической нагрузки. Очень часто при оценке степени трансформации

используются нормативные показатели (ПДК, ПДУ, ПДВ и т.д.). При изучении состояния окружающей среды абсолютные количества компонентов, формирующих систему, играют гораздо менее существенную роль, чем взаимосвязи между ними. Поэтому использование только нормативных показателей для оценки качества систем, сред зачастую имеет лишь дисциплинирующее значение и не является индикатором опасности их воздействия на человека и окружающую среду. Большинство карт отражает отдельные черты экологической ситуации территорий и, по сути, являются специализированными геологическими, тектоническими, геодинамическими, геохимическими и прочими картами с элементами экологической интерпретации.

В работе (Кутинов, 2003) отмечается, что к настоящему времени сформировано и продолжает активно развиваться новое фундаментальное направление в науках о Земле – геоэкология, самостоятельное по объекту изучения, задачам и методам, что накладывает определенные требования к проводимым исследованиям. В подавляющем большинстве публикаций термины «экология», «геоэкология» и «экологическая геология» в геоэкологических исследованиях связывают с экзогенными геологическими процессами, с гидрогеологическими и инженерно-геологическими объектами. При этом подразумевается, что человечество, имея дело с геологической средой, в основном взаимодействует с самыми верхними частями разреза, которые испытывают максимальную антропогенную нагрузку, и с которыми, как считается, связаны наиболее распространенные опасные природные процессы (Кутинов, 2003).

Анализируя методы и подходы геологии и геоэкологии, следует отметить, что геологические науки направлены на разработку методов реконструкции событий, в то время как в геоэкологии необходимо осуществлять прогноз будущих событий (таблица 1.1), в этом их принципиальная разница (Кутинов, 2000; 2003; Кутинов, Чистова, 2012б; Кутинов и др., 2020).

Развитие экологии в целом и, геоэкологии в частности, привело к необходимости районирования крупных территорий, чем и объясняется

возникновение большого количества карт, претендующих на полноту отражения экологического состояния окружающей природной среды. В реалии эти карты являются, как правило, монофакторными и отражают либо характеристику отдельных компонентов среды (системы), либо один из процессов, протекающий в ней (Кутинов и др., 2020).

Таблица 1.1 – Сравнительная характеристика методов и подходов в геологии и геоэкологии, по (Кутинов, 2003; Кутинов и др., 2020)

Геология	Геоэкология
Подход	
Сферный	Сферный или экосистемный (пока не сформулирован)
Постулат	
Непрерывность слоя	Не сформулирован. Возможно, межгеосферное взаимодействие
События (прогноз)	
В основном произошедшие	Настоящие и прогноз будущего состояния (поливариантность развития)
Структура отрасли знания	
Структурирована (преобладает анализ)	Не структурирована (преобладает синтез)
Объект исследований	
В основном вещество (реконструкция процессов через вещественный состав)	Процессы – реконструкция и прогноз изменения вещественного состава и свойств окружающей среды через процессы
Взаимодействие сфер и процессов	
Рост количества подводимой энергии (сходство организации энергетики и временных параметров)	Взаимодействие разноорганизованных систем: геологическая среда – биосфера – атмосфера – частично ионосфера – человек
Периодичность исследований	
В основном разовые анализы и измерения	Мониторинг с определенной периодичностью
Математические методы	
В основном статистика	Теория бифуркаций (катастроф), нелинейные функции, цифровое моделирование

Комплексных исследований, посвященных геоэкологической оценке надпорядковых таксонов Земли, в мировой практике крайне недостаточно. Обычно оценка проводится для отдельных компонентов окружающей среды (например, лесных экосистем – ИКИ РАН, сейсмического районирования – ОСР-97, природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций – МЧС РФ, карт пожарной опасности – Росгидромет, МЧС и ИКИ РАН и др.), отдельных регионов и отдельных объектов. Работы имеют разрозненный характер, отсутствует научно-методологическая и концептуальная основы геоэкологического районирования крупных, особенно северных территорий. Поэтому необходимо проведение системного анализа имеющихся данных, приведение их к единой основе, создание и внедрение новых программных продуктов.

Суть комплексного подхода к изучению, оценке состояния природной среды, а также к принятию решений, связанных с проблемами природопользования и сохранения природных ресурсов, состоит в том, чтобы каждая частная задача решалась с учетом органически связанных с нею дисциплин, с учетом возможных прямых и обратных связей. Это, несомненно, повысит полноту решения прямой задачи и обозначит ее «побочные» эффекты.

1.2. Роль геоэкологических исследований в оценке состояния природной среды северных территорий страны

При рациональном недропользовании необходимо учитывать природные и экономические условия и свойства территории, на которой производится хозяйственная деятельность. Осуществление хозяйственной деятельности в северных регионах РФ сталкивается с определенными трудностями из-за отсутствия актуальной и объективной геопространственной информации об опасных природных явлениях и процессах, а также о вероятности их развития (Амбросимов, Сизов, 2013; Полякова, 2018). Экстенсивный характер лесопользования и низкая скорость лесовозобновления приводят к быстрому

сокращению лесных площадей (Исаченко, 1995). Существенное влияние на северные экосистемы оказывает разведка и разработка месторождений полезных ископаемых (Миняев, Юдахин, 1996). Например, на территории Архангельской области открыты и в настоящее время разрабатываются месторождения алмазов (месторождения им. М.В. Ломоносова и В. Гриба), бокситов (Северо-Онежский бокситовый район), углеводородов и т.д. Объемы добычи сырья, потребляемой продукции и сопутствующих отходов, определяют главные изменения естественного баланса массы и энергии в природной среде. Определенное влияние на северные экосистемы оказывают урбанизация и развитие транспортной сети. Интенсивное хозяйственное освоение северных территорий часто приводит к активизации природных процессов или развитию новых опасных явлений, которые ранее здесь отсутствовали (Опасные экзогенные процессы, 1999). В связи с этим весьма важной представляется разработка и реализация экологически сбалансированного подхода к освоению ресурсов геологической среды, поскольку оно будет сопровождаться нарастающей техногенной нагрузкой на окружающую природную среду (Губайдуллин, 2002).

Геоэкологические исследования направлены на изучение и решение вопросов сохранения необходимой для нормальной и продуктивной жизнедеятельности геологической среды, при максимальном и эффективном использовании ее ресурсов для нужд человечества (Проблемы рационального..., 1988; Козловский, 1989; Кузнецов и др., 1991; Сычев, 1991; Бгатов, 1993; Голодковская, Куринов, 1994; Трофимов и др., 1994; Гарецкий, Каратаев, 1995; Красилова, 1997; Богословский, Жигалин, 1998; Соломкина, 2001; Губайдуллин, 2002; Моисеев, 2007; Осипов, 2017 и др.; Кутинов и др., 2019а; Кутинов и др., 2020).

Общей целью геоэкологических исследований является оценка экологического состояния геологической среды. К основным задачам относятся (Андросова, 2000, с. 4-5):

– предварительная оценка экологического состояния и районирование исследуемой территории;

- выделение районов с природным повышенным фоновым содержанием токсичных элементов;
- выявление техногенных факторов, воздействующих на геологическую среду, и оценка характера их влияния;
- изучение, оценка и прогноз техногенных изменений;
- обоснование мероприятий по рациональному использованию недр и размещению стационарной сети по наблюдению и контролю;
- выделение территорий для более детальных исследований;
- детальное изучение конкретных объектов (Андросова, 2000, с. 4-5).

Теоретические и методологические основы, определяющие роль и значение литосферы в жизнеобеспечении биоты, разработаны на рубеже XX-XI столетий в фундаментальных исследованиях Е.М. Сергеева – по геологической среде, В.И. Осипова – по геоэкологии, В.Т. Трофимова – в сфере экологических ресурсных функций геологической среды.

В методологическом аспекте эта категория может рассматриваться с двух сторон. Первая базируется на том, что геологическая среда – это сложный объект природы, объективно существующий независимо от человека и его деятельности (Трофимов и др., 1994). Геологическая среда состоит из отдельных элементов – рельефа, горных пород, подземных вод, многолетней мерзлоты, а также природных процессов и т.д.

Ломтадзе В.Д. (Ломтадзе, 1977, с. 5) следующим образом определяет этот термин: «Каждая территория на Земле с ее рельефом, процессами и явлениями представляет собой геологическую среду жизни и деятельности человека. Геологическая среда – это окружающие нас геологические условия. Геологическая среда возникает и меняется во взаимодействии с атмосферой, гидросферой, биосферой и внутренними сферами Земли». Здесь интересным представляется то, что геологическая среда привязывается к определенной территории, и то, что она взаимодействует с внешними природными силами, постоянно изменяя свое термодинамическое состояние.

Второй взгляд заключается в том, что под геологической рассматривается среда взаимосвязанная с каким-то конкретным объектом. Это может быть любой искусственный инженерный объект или объект живой природы. «Геологическая среда – это комплекс геоморфологических, геофизических и геохимических условий, в которых существует организм (в том числе человек и его хозяйство)» (Реймерс, 1990, с. 491). В данном случае под геологической средой понимается верхняя часть литосферы, включающая горные породы, почвы, флюиды, подвергающиеся воздействию человека. Такое определение с одной стороны искусственно сужает границы геологической среды до глубины освоения литосферы человеком, а с другой расширяет, дополняя категорию новыми элементами – результатами жизнедеятельности человека, например, сточные воды, отвалы горных предприятий и т.п.

Наиболее известным считается определение данного понятия у Е.М. Сергеева (Сергеев, 1987, с. 78): «геологической средой называют верхнюю часть литосферы, рассматриваемую как многокомпонентную систему, находящуюся под воздействием инженерно-хозяйственной деятельности человека, в результате чего происходит изменение природных геологических процессов и возникновение новых антропогенных явлений, что, в свою очередь, вызывает изменение инженерно-геологических условий строительства объектов на определенной территории. Основные элементы геологической среды – горные породы, подземные воды, формы рельефа, геологические процессы и явления и их инженерно-геологические аналоги». В данном случае термин связывается с техногенной деятельностью человека, которая направлена с одной стороны на разрушение существующей природной геологической среды, а с другой – на ее преобразование с целью строительства новых хозяйственных объектов.

Академик Осипов В.И. (Осипов, 1993, с. 5) дает следующее определение: «геологическая среда – это окружающие нас природные и измененные человеком геологические образования и поля, такие, как рельеф, горные породы, почвы, воды, полезные ископаемые, разные геофизические поля, эндогенные и

экзогенные процессы, которые являются минеральной (жизнеобеспечивающей) основой биосферы и влияют на условия существования и деятельности человека».

При техногенной деятельности человека геологическая среда испытывает воздействие, которое может существенно изменить свойства ее отдельных элементов, скорость и направленность происходящих в ней процессов. В настоящее время рядом авторов используются понятия, суживающие рассмотрение геологической среды до некоторого конкретного объема верхней части земной толщи, обусловленного только радиусом влияния инженерного сооружения. Они вводят такие понятия как «зона влияния инженерного сооружения» (Бондарик, 1984; Епишин, Трофимов, 1985), «зона геоэкологического влияния» (Королев, Николаева, 1994), «область взаимодействия сооружения и массива горных пород» (Молоков, 1982) и др., которые подтверждают тенденцию рассмотрения под этим понятием некоторых областей литосферы, объем которых зависит от поставленных перед исследователем задач, масштаба объекта и степени его ответственности или экологического воздействия. Так, в работе (Королев, Николаева, 1994, с. 25) под зоной влияния понимается «та часть геологической среды, в пределах которой под влиянием прямого или косвенного техногенного воздействия происходят существенные изменения всех или некоторых ее элементов, имеющие экологическое значение для человека».

Экологическая функция геологической среды по (Трофимов и др., 1997) подразделяется на три основные группы:

– ресурсную, определяющую возможность жизнедеятельности человеческого общества;

– геодинамическую, связанную с проявлениями и динамикой природных и антропогенных геологических процессов, влияющую на условия жизнеобитания биоты, в том числе и человека;

– геохимическую и геофизическую (медико-санитарную), определяющую воздействие на состояние здоровья человека природных и техногенных геохимических аномалий и геофизических полей.

Изучению геоэкологических проблем на территории Европейского Севера России посвящены исследования, обобщенные в монографиях (Состояние окружающей среды..., 1995; Литосфера и гидросфера..., 2001; Проблемы экологии..., 2002; Губайдуллин, 2002; Юдахин и др., 2003; Гофаров и др., 2006; Красовская, 2008; Полякова, 2009, 2012; Душкова, Евсеев, 2011; Богданович и др., 2014; Губайдуллин и др., 2017 и др.).

В рамках диссертационного исследования рассматривается в основном геодинамическая функция геологической среды, связанная с вероятностью проявления природных геологических процессов в свете возрастающей антропогенной нагрузки на территории Севера Русской плиты (в пределах Архангельской области).

1.3. Роль рельефа в геоэкологических исследованиях

Уникальность земной поверхности заключается в ее формировании на границе двух сред с резко различными термодинамическими и физико-химическими свойствами: твердой малоподвижной литосферы и подвижной атмосферы. Через нее происходит круговорот глубинного и поверхностного вещества, идет обмен энергией между недрами и внешними оболочками Земли (Якименко, 1990). Масштабы явлений, протекающих в системе взаимодействующих геосфер, определяются, прежде всего, распределением в них энергии (Зецер, 2009), т. е. источниками и стоками энергии во внутренних и внешних геосферах, определяющими баланс и параметры процессов. В целом, энергия, накопленная во внутренних геосферах, выше, чем во внешних. Но энергия геосфер, которая поступает извне, сразу расходуется, в отличие от энергии внутренних геосфер. Кроме того, суммарная масса газов, заключенная в верхних геосферах, значительно меньше массы твердой Земли и океанов. Поэтому, сравнивая удельные по массе мощности для указанных геосфер (таблица 1.2), можно заключить, что физические процессы, происходящие во

внешних геосферах, расходуют гораздо больше мощности (энергии) на единицу массы, чем во внутренних геосферах (Кутинов и др., 2019а).

Представление о планете Земля, как системе взаимодействующих геосфер, диктует необходимость выделения и установления взаимных связей между различными процессами в них (Кутинов, Чистова, 2012а; Кутинов и др., 2019а). При этом геосферы не являются независимыми, а непрерывно взаимодействуют друг с другом, обмениваясь энергией, импульсом и массой, под действием как внешних, так и внутренних возмущений (Зецер, 2009). Однако конкретные формы и механизмы взаимодействия не так однозначны и слабо изучены. Традиционно наибольший интерес представляют нелинейные взаимодействия, определяемые достаточно сильными возмущениями, когда либо возбуждаются несколько геосфер, либо реакция отдельной геосферы на такое возмущение настолько сильна, что возмущение передается на соседние геосферы (Адушкин, Зецер, 1994; Кутинов, Чистова, 2012а).

Таблица 1.2 – Мощности, расходуемые на глобальные процессы во внутренних и внешних геосферах, по (Зецер, 2009; Кутинов, Чистова, 2012а)

Внутренние геосферы		Внешние геосферы	
Процесс охлаждения внутренних геосфер	$4,4 \times 10^{13}$ Вт	Мощность аврорального высыпания электронов	2×10^{11} Вт
Поток механической энергии твердой Земли	$4,8 \times 10^{12}$ Вт	Мощность Джоулева нагрева ионосферы	$2,7 \times 10^{10}$ Вт
Энергия ядра и геомагнитного поля	$3,7 \times 10^{12}$ Вт	Мощность кольцевого тока	6×10^9 Вт
Суммарная мощность, расходуемая во внутренних геосферах	$5,25 \times 10^{13}$ Вт	Мощность образования плазмоида + мощность, расходуемая на нагрев плазменного слоя	5×10^{10} Вт
Средняя масса внутренних геосфер	4×10^{24} кг	Средняя масса внешних геосфер	6×10^{19} кг
Мощность, расходуемая во внутренних геосферах, приходящаяся на единицу массы	$1,3 \times 10^{-11}$ Вт/кг	Мощность, расходуемая во внешних геосферах, приходящаяся на единицу массы	4×10^{-10} Вт/кг

Как отмечается в (Кутинов, Чистова, 2012а) наиболее интересными представляются исследования межгеосферных взаимодействий на границе земная кора – атмосфера, характеризующейся высококонтрастными изменениями свойств контактирующих сред; здесь отмечаются значительные потоки энергии и массы (Новик, 2001; Резанов, 2002). Исследования геодинамических процессов, развивающихся в пределах указанной границы, проводятся в новом разделе геофизики – «приповерхностная геофизика» (Slater, 2006). Эти исследования наиболее важны для определения условий обитания всего живого, их изменений и для предупреждения последствий катастрофических процессов, опасных для человека (Экология человека., 2006; Кутинов, Чистова, 2012а; Кутинов и др., 2019а).

В связи тем, что рельеф образуется в результате длительного одновременного воздействия на земную поверхность эндогенных (внутренних) и экзогенных (внешних) процессов (Большой энциклопедический., Т. 2, 1991), он во многом определяет ход и направленность процессов в приповерхностном слое земной коры (Huggett, Cheesman, 2002). В зависимости от порядка и размера морфоструктур рельефа (Герасимов, 1959), он прямо или косвенно является индикатором геологического (тектонического) строения территории (Penck, 1924; Герасимов, 1959; Мещеряков, 1965; Уфимцев, 1984; Костенко, 1999; Кутинов, 2005 и др.). Большинство эколого-геохимических процессов зависит от поступления в каждую точку поверхности влаги и солнечной энергии, их перераспределение регулируется крутизной и ориентацией склонов. Направление распространения потока в целом, зоны возможного смыва, транзита и накопления осадочного материала и различных веществ, в том числе и загрязняющих геологическую среду, определяются морфоэлементами рельефа. Также рельеф является одним из факторов образования почв и их размещения по территории, так как во многом определяет микроклиматические и метеорологические характеристики, влияющие на гидрологический и тепловой режимы почв (Geiger, 1927; Романова, 1977; Кондратьев и др., 1978). Кроме того – отражает предпосылки латерального переноса воды и других веществ вдоль земной

поверхности под действием гравитации (Kirkby, Chorley, 1967; Speight, 1974). В этой связи, информация о рельефе широко применяется в науках о Земле, инженерных изысканиях, проектировании и строительстве.

Известно, что рельеф выступает перераспределителем влаги, тепла, света (Неуструев, 1930) и продуктов выветривания; он ответственен за перенос растворимых солей (Полынов, 1934), а также литодинамических потоков, что обеспечивает скопление в зонах аккумуляции осадочного материала и мелкодисперсных частиц почв (Ковда, 1985; Martz, de Jong, 1988). Формы рельефа связаны между собой процессами денудации (сноса) и аккумуляции (накопления материала), а также геохимическим потоком веществ. Кроме того рельеф существенно влияет на потоки воздуха в приземных слоях атмосферы (Cummins, 2000; Floors et al., 2014).

В работе (Сладкопевцев, 2016) отмечается, что как консервативный компонент природной среды рельеф не влияет на современные экологические ситуации, но может иметь значение при их прогнозе. П.А. Шарый (Шарый, 2016, с. 16) отмечает роль рельефа как одного из важных факторов среды, указывая, что «свойства рельефа при рассмотрении местностей региональных (не планетарных) протяженностей делают его «управляющим» многими прямыми факторами среды», понимая под прямыми факторами те, которые оказывают непосредственное воздействие на организмы (Розенберг и др., 1999).

Оценка роли рельефа в развитии экзогенных процессов невозможна без его количественной характеристики. В этом аспекте объективным и эффективным представляется геоморфометрический анализ его цифрового аналога – цифровой модели рельефа.

1.4. Роль геоморфометрического анализа рельефа в геоэкологических исследованиях

«Люди живут на Земле и познают свою местность. Гражданские инженеры проектируют и строят на ней здания; геологи пытаются изучить ее строение;

геоморфологи интересуются формой и процессами формирования ландшафта; а топографы занимаются измерением, описанием и различным представлением ее поверхности, например, с использованием карт, орто- и перспективных изображений и т. д. Несмотря на эти различия в акценте и интересе, у всех специалистов есть общий интерес – представление поверхности местности в удобном для восприятия виде и с определенной точностью» (Li et al., 2005, с. 1; перевод авторский). В качестве подобного представления выступает цифровая модель рельефа.

1.4.1. Цифровая модель рельефа как основа для проведения геоморфометрического анализа

Геоморфометрический анализ является эффективным методом при оценке вклада рельефа в функционирование геосистем. Именно этот метод широко используется в геоморфологии при проведении исследований как в нашей стране, так и за рубежом. Однако в последнее время сфера применения геоморфометрического анализа значительно расширилась, выйдя за рамки чисто геоморфологических работ. Теперь он применяется для решения геоэкологических задач, при проведении изысканий для проектирования и строительства в различных областях и т.д. (Глейзер и др., 2006).

Цифровая модель рельефа (ЦМР) является источником входных данных для геоморфометрического анализа, который, в свою очередь, является основой такой научной дисциплины, как геоморфометрия. Геоморфометрия (от английского *geomorphometry, digital terrain analysis*) (Hengl et al., 2008, *Terrain Analysis...*, 2000) оформилась в самостоятельное научное направление во второй половине XX века благодаря стремительному развитию компьютерных и аэрокосмических технологий.

Фундаментальным научным трудом, вобравшим в себя все принципиальные сведения о геоморфометрии как науке, является монография коллектива авторов «*Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*» (Geomorphometry..., 2009). В

ней дается следующее определение геоморфометрии (с оригинальными ссылками в авторском переводе): «Геоморфометрия – это наука о количественном анализе поверхности суши (Pike, 1995, 2000a; Rasemann et al., 2004). Это современный, аналитико-картографический подход к описанию топографии рельефа с помощью компьютерной обработки данных о высотах точек местности (Tobler, 1976, 2000). Геоморфометрия – это междисциплинарная область исследований, которая происходит из математики, наук о Земле и, с недавнего времени, из информационных технологий (рисунок 1.1). Хотя геоморфометрия до сих пор рассматривалась как составная часть ранее сформировавшихся областей деятельности – от географии и геоморфологии до почвоведения и военной инженерии, она уже не просто набор численных методов, а самостоятельная научная дисциплина (Pike, 1995)». Далее в монографии (Geomorphometry..., 2009) отмечается, что «геоморфометрия – это, прежде всего, компьютерное представление и анализ непрерывной топографической поверхности. Мелкомасштабным аналогом геоморфометрии в производстве является промышленная метрология поверхности (Thomas, 1999; Pike, 2000b)». Наиболее частыми эквивалентами геоморфометрии в онлайн-базе данных Google являются моделирование поверхности или рельефа местности, анализ рельефа местности и цифровое моделирование рельефа местности (Pike, 2002). Таким образом, геоморфометрия – это наука о топографическом исчислении; ее основное внимание сосредоточено на определении параметров и объектов земной поверхности по цифровым моделям рельефа (Geomorphometry..., 2009).

Геоморфометрическим исследованиям в науках о Земле посвящено значительное количество работ (Franklin, 1987; Moore et al., 1991; Zhang, Montgomery, 1994; Pike, 1995; Pike, 2000a,b, 2002; Wood, 1996; Shary et al., 2002; Hugentobler, 2004; Deng, 2007; Skidmore, 2007; Booth et al., 2009; Straumann, 2010; Dramis et al., 2011; Evans, 2012; Gallay et al., 2016; Florinsky, 2016; Zahtabian et al., 2017; Eckerstorfer et al., 2018; Karpatne et al., 2019; Sofia, 2020 и др.).



Рисунок 1.1. Геоморфометрия и ее связь с порождающими и прикладными дисциплинами; адаптировано из (Pike, 1995), перевод автора

Согласно (Новаковский и др., 2003, с. 3), под цифровой моделью какого-либо геометрического (географического) объекта следует понимать «определенную форму представления исходных данных и способ их структурного описания, позволяющий «вычислять» (восстанавливать) объект путем интерполяции, аппроксимации или экстраполяции». ЦМР – это особый вид трёхмерных математических моделей, отображающих «рельеф» как реальных, так и абстрактных геополей (поверхностей). При этом в качестве «рельефа поверхности» в цифровой модели могут выступать, кроме реального рельефа, различные другие показатели и характеристики: атмосферное давление, температура воздуха, осадки, геофизические поля, концентрация загрязняющих веществ и т.п. Геополя могут быть континуальными и дискретными (таблица 1.3), но для обоих типов применяется дискретная форма представления исходных данных (Новаковский и др., 2003; Хромых, Хромых, 2007).

Таблица 1.3 – Сравнение реальных и абстрактных геополей, по (Новаковский и др., 2003; Хромых, Хромых, 2007)

	Реальное геополе	Абстрактное геополе
Изучаемое явление	Существует реально	Может быть смоделирован
Характер распространения отображаемого явления	Сплошной	Сплошной или дискретный
Вид локализации явления	Непрерывное множество значений	Отдельные точки, линии, площади
Способ отображения	Изолинии	Псевдоизолинии
Примеры представления	Рельеф земной поверхности, атмосферное давление, температура воздуха, осадки, геофизические поля и т.п.	Поля загрязнения, плотности дискретных значений и т.п.

В работе (Новаковский и др., 2009, с. 132) отмечается, что «термин «цифровые модели» – это перевод с английского «*Digital Model*». В болгарской научной литературе, например, используется термин «численная модель рельефа», что удачно передает смысл, хотя и вызывает определенные ассоциации с некоторыми терминами прикладной математики: численный анализ, численные методы и т.д.». В (Geomorphometry..., 2009) в качестве синонимов к термину *цифровая модель рельефа*, ЦМР (*digital elevation model, DEM*) приводятся *цифровая модель земной поверхности*, ЦМЗП (*digital land surface model, DLSM*) и *цифровая модель поверхности*, ЦМП (*digital surface model, DSM*). Как бы то ни было, отмечается в (Новаковский и др., 2009, с. 132), «термин «цифровые модели» прочно утвердился в научном языке».

ЦМР можно получить с помощью разнообразных технологий. Наиболее простым и тривиальным способом является оцифровка горизонталей топографических карт разного масштаба (1:200000, 1:100000, 1:50000) в любом ГИС программном продукте (Esri ArcGIS, MapInfo, QGIS, SAGA GIS, GRASS и т.п.). ЦМР, полученные подобным способом, могут применяться для решения средне- и мелкомасштабных задач геоэкологии. Например, для исследуемой территории была построена ЦМР Беломорско-Кулойского плато (Гофаров и др.,

2006). При построении данной ЦМР использовались векторные карты горизонталей (высота сечений рельефа 20 м), отметки высот и урезов воды (рисунок 1.2). Векторные карты водотоков, озер и горизонталей были сформированы после оцифровки растровых изображений топографических карт масштаба 1:200000 и 1:100000 (Гофаров, 2004).

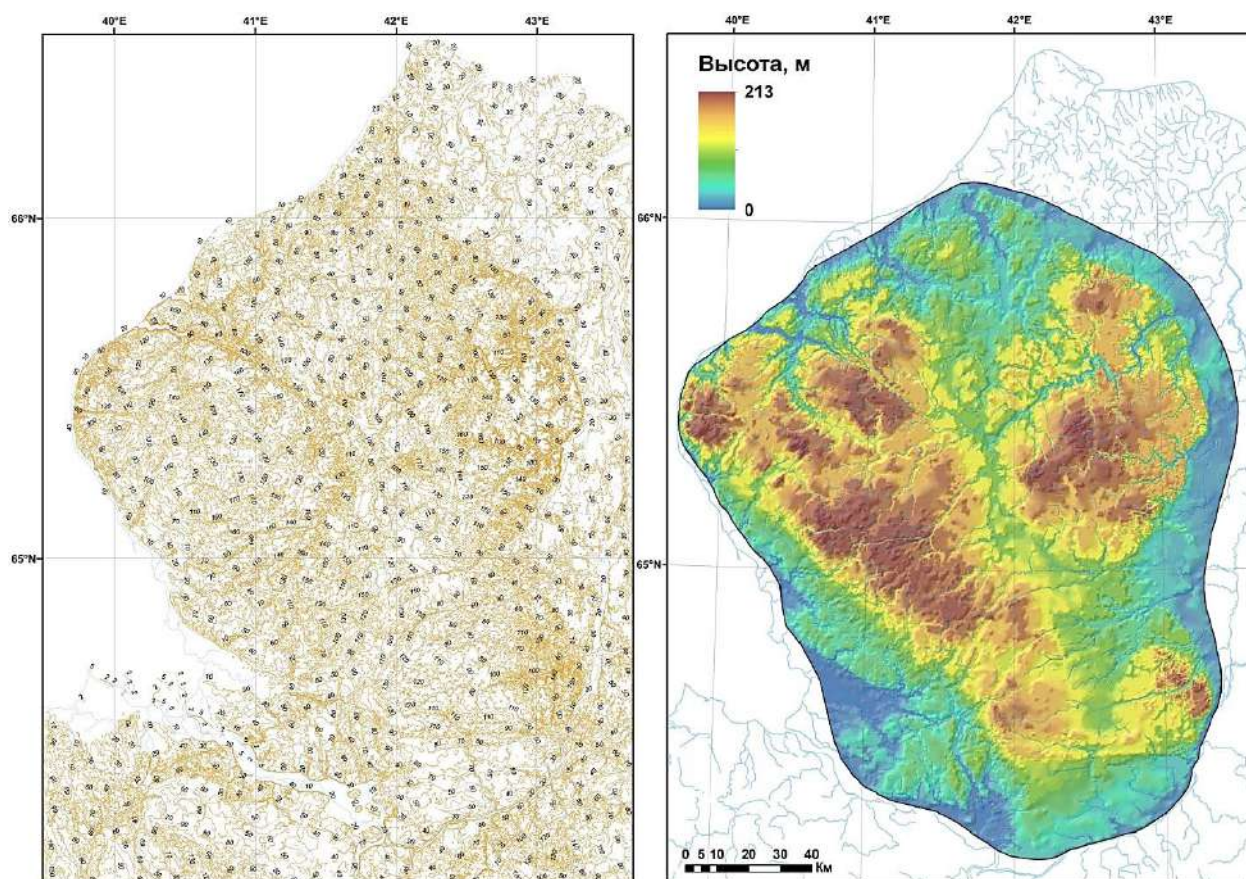


Рисунок 1.2. ЦМР Беломорско-Кулойского плато

Помимо топографических карт источниками данных для построения ЦМР могут выступать аэрофото- и космические снимки, альтиметрическая и радиолокационная съемки, спутниковые системы позиционирования (ГЛОНАСС, GPS), нивелирование и др.

Кроме того в последние десятилетия в нашей стране активно развивается направление, связанное с получением цифровых моделей местности на основе съемки с беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) – самолетов и квадрокоптеров (Вахтанов и др., 2013; Стешин, 2017; Бровко и др., 2017;

Береговой, Мустафин, 2018; Чернов, 2018; Павлова и др., 2019). Аэрофотосъемка с БПЛА позволяет создавать цифровые модели местности локальных территорий для решения частных задач, что применялось автором при проведении коллективных работ в термальном урочище Пымвашор в Большеземельской тундре (рисунок 1.3). Результаты исследований приведены в ряде публикаций и коллективной монографии (Полякова, 2010; Полякова, Гофаров, 2011; Функционирование..., 2011; Полякова, Гофаров, 2012б; Полякова и др., 2013).

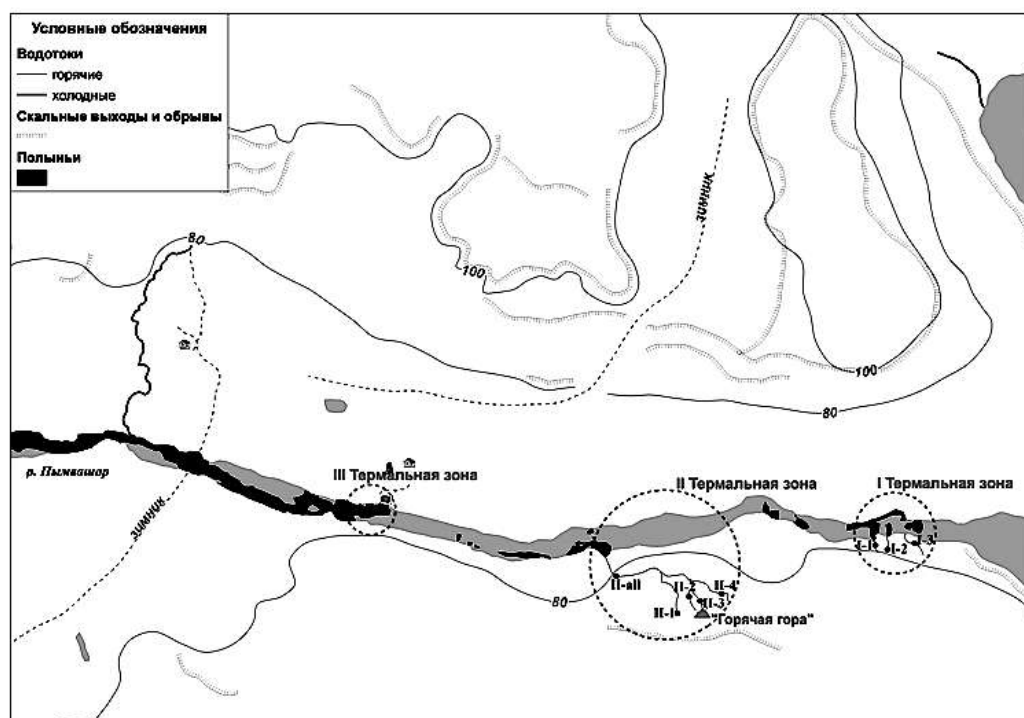
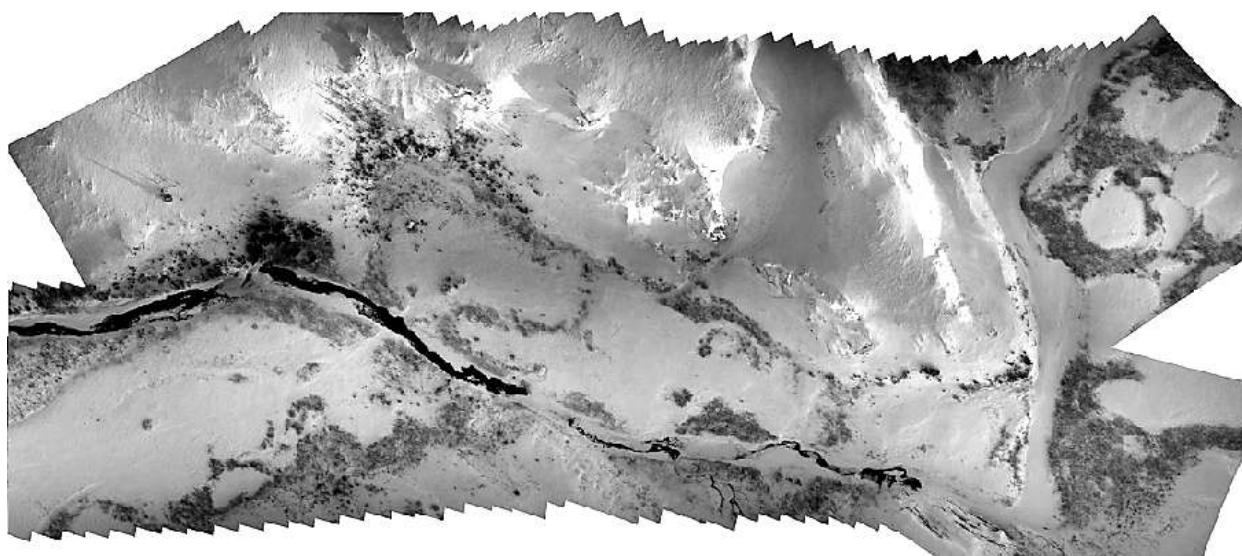


Рисунок 1.3. Панорамное изображение и цифровая схема термального урочища Пымвашор, по (Полякова, Гофаров, 2011)

Способам получения ЦМР посвящено достаточное количество научных и технических публикаций, в диссертационном исследовании они приводиться не будут, поскольку не затрагивают существа работы.

1.4.2. Геоморфометрические параметры рельефа

Фундаментальной основой в геоморфометрии является понятие морфометрической величины, то есть числовой характеристики рельефа, определенной в каждой точке исследуемой поверхности (Шарый, 2006). Морфометрическими величинами может описываться любая поверхность, как земная, так и любого другого космического тела. Поэтому логично и уместно применять термин *«геоморфометрические параметры»*, дабы подчеркнуть их принадлежность к земной поверхности. При этом под «земной поверхностью» понимается граница, отделяющая литосферу от гидросферы и атмосферы. Рельеф земной поверхности, согласно (Трегуб, Жаворонкин, 2000, с. 19), представляет собой «совокупность неровностей земной поверхности различных размеров, измеряемых относительно тех или иных базисных уровней. Важнейшей разновидностью базисных уровней является эквипотенциальная поверхность гравитационного поля».

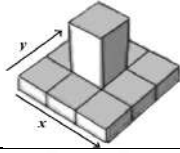
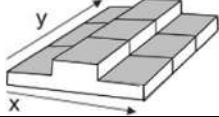
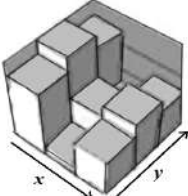
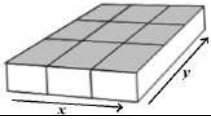
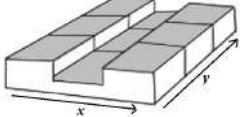
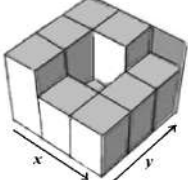
В геоморфометрии существует несколько классификаций геоморфометрических параметров. В данной работе будет приведено только две из них, которые использовались автором лично.

В первую очередь следует отметить широко известную и применяемую методику характеристики рельефа Дж. Вуда (Wood, 1996). Основные типы параметров данной классификации приведены в таблице 1.4.

Согласно данной методике вся поверхность анализируется по таким морфометрическим характеристикам как угол наклона, поперечная, максимальная и минимальная кривизны, которые затем классифицируются в 6 морфометрических типов: 1 – плоские поверхности (Plane), 2 – впадины (Pit), 3 – каналы (Channel), 4 – проходы (перевалы) (Pass (saddle)), 5 – хребты (Ridge), 6 –

пики (Peak). Расчетные параметры включены в модуль `r.param.scale` свободно распространяемого программного продукта GRASS GIS (<https://grass.osgeo.org/>).

Таблица 1.4 – Морфометрические характеристики точек поверхности

Тип параметра	Изображение	Выражение в производных
Пик (Peak)		$\frac{\delta^2 z}{\delta x^2} > 0, \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} > 0$
Хребет (Ridge)		$\frac{\delta^2 z}{\delta x^2} > 0, \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} = 0$
Проход (перевал) (Pass (saddle))		$\frac{\delta^2 z}{\delta x^2} < 0, \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} > 0$
Плоская поверхность (Plane)		$\frac{\delta^2 z}{\delta x^2} = 0, \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} = 0$
Канал (Channel)		$\frac{\delta^2 z}{\delta x^2} < 0, \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} = 0$
Впадина (Pit)		$\frac{\delta^2 z}{\delta x^2} < 0, \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} < 0$

Данная методика (Wood, 1996) была успешно применена при морфометрическом анализе рельефа острова Вайгач (рисунок 1.4). Результаты опубликованы в работе (Полякова, Гофаров, 2014). Исследование показало, что преобладающими типами поверхностей для о. Вайгач являются каналы и хребты (порядка 30 и 35 %), что на местности соответствует рекам и их бортам. Также достаточное количество плоских поверхностей (21 %), в основном это водные объекты (озера) (Полякова, Гофаров, 2014).

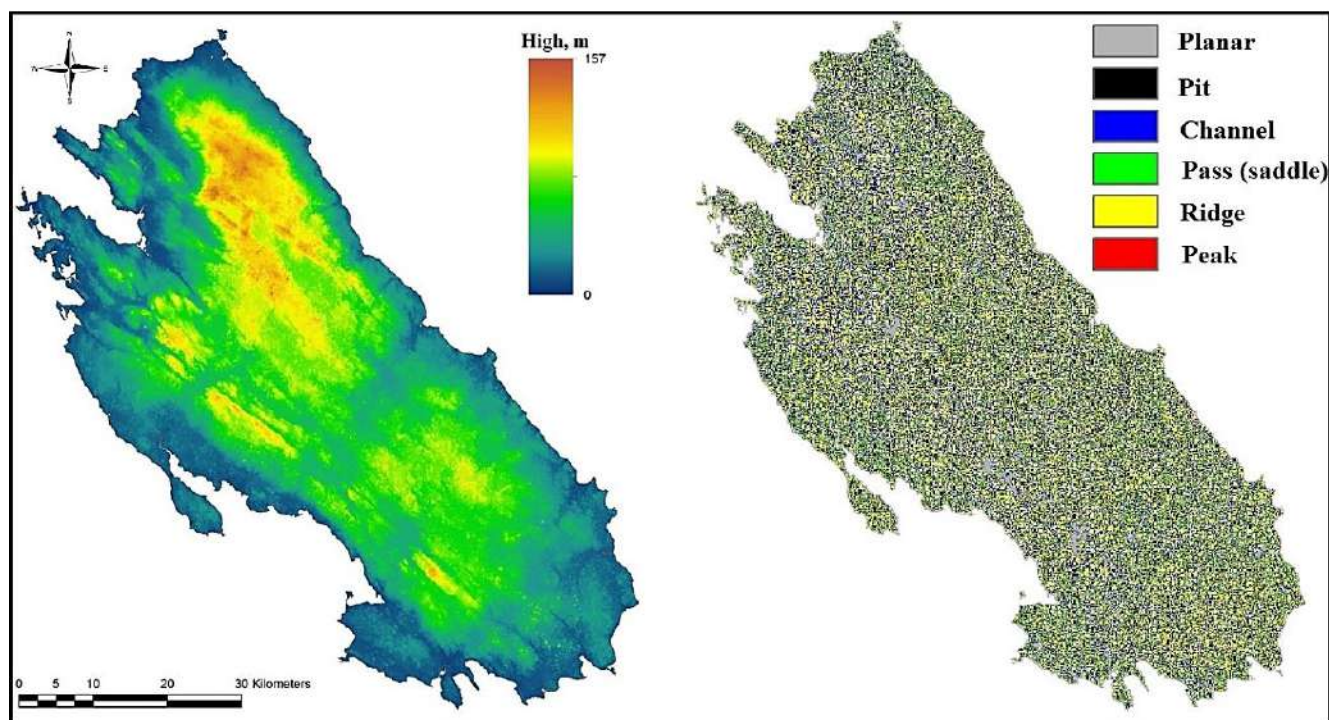


Рисунок 1.4. Морфометрический анализ рельефа острова Вайгач по методике Дж. Вуда (Wood, 1996), по (Полякова, Гофаров, 2014)

В диссертационной работе автор будет придерживаться классификации геоморфометрических параметров, приведенной в публикации (Глотов, 2013). По мнению автора, данная классификация наиболее полно соответствует структуре используемого в исследовании свободно распространяемого программного продукта SAGA GIS (<http://www.saga-gis.org>).

Согласно (Глотов, 2013, с. 32) выделяются 4 группы параметров:

1) Геометрические – группа параметров, отображающих особенности морфологии территории и определяющие скорость и интенсивность потоков вещества и энергии, а также динамику склоновых процессов. К этой группе относятся уклон и экспозиция склонов, кривизны земной поверхности.

2) Гидрологические – группа параметров, описывающих поверхностный сток, степень увлажнения территории и перемещение обломочного материала. Сюда относятся направление стока, топографический индекс влажности, показатели площадной и линейной эрозии, индекс баланса геомасс, результаты бассейнового моделирования, оценка зон потенциального затопления и т.д.

3) Топографо-микrokлиматические – группа параметров, характеризующая влияние земной поверхности на особенности распределения солнечной радиации, температурного поля. К данной группе относятся потенциальная солнечная радиация и инсоляция, дифференциация температуры земной поверхности, эффект воздействия ветра и др.

4) Вертикальная дифференциация природной среды. Применяются для количественной оценки неоднородностей рельефа. Сюда относятся индекс расчлененности рельефа, глубина речной долины и т.п.

Геометрические параметры.

Геометрические параметры основаны на анализе геометрических свойств рельефа. К ним относятся уклон и экспозиция, а также кривизны и другие, производные от них величины. Поскольку сам рельеф в математическом смысле является поверхностью (топографической поверхностью), то он может быть исследован с использованием всех принципов дифференциальной геометрии (Geomorphometry..., 2009; перевод авторский).

Для выполнения геоморфометрического анализа нужна математическая функция, описывающая рельеф, из которой можно извлечь значения новых параметров. Геометрические параметры (угол наклона, экспозиция, кривизна) рассчитываются дифференцированием функции, аппроксимирующей земную поверхность, согласно алгоритму (Zevenbergen, Thorne, 1987) по формуле 1.1:

$$Z = Ax^2y^2 + Bx^2y + Cxy^2 + Dx^2 + Ey^2 + Fxy + Gx + Hy + I \quad (1.1)$$

Данная модель предоставляет зависимость высоты z от координат x , y . Эта функция позволяет вычислить высоту точки, зная ее координаты, с помощью математических операций.

Однако чтобы сделать это, необходимо знать, чему равны коэффициенты A , B , C , D , E , F , G , H , I из формулы 1.1. Авторы (Zevenbergen, Thorne, 1987) предлагают получать их из топографических карт и ЦМР (рисунок 1.5).

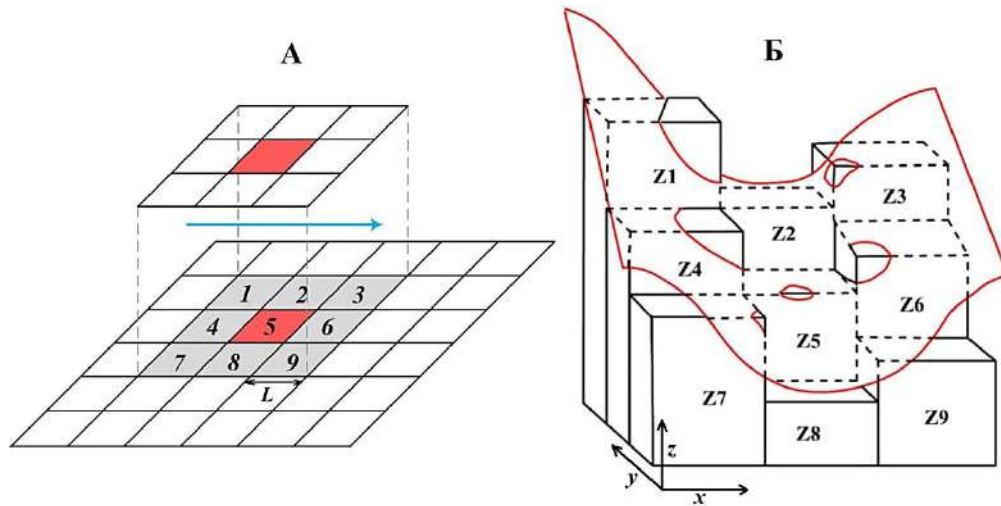


Рисунок 1.5. Скользящее окно 3×3 пиксела (А), по (Geomorphometry..., 2009) и 3D изображение пикселей ЦМР (Б), по (Wang et al., 2019)

Поскольку основной аналитической операцией в любой ГИС является анализ окружения, то для расчета применяется локальное скользящее по матрице высот окно (чаще всего, размером 3×3 пиксела), позволяющее количественно описать связь между центральной точкой (пикселем) и ее ближайшим окружением (рисунок 1.5А). В данном случае в точке 5 (центральная точка матрицы окна 3×3 на рисунке 1.5 А и Z5 на рисунке 1.5 Б) значения коэффициентов аппроксимации будут иметь следующий вид:

$$A = [(Z_1 + Z_3 + Z_7 + Z_9)/4 - (Z_2 + Z_4 + Z_6 + Z_8)/2 + Z_5]/L^4$$

$$B = [(Z_1 + Z_3 - Z_7 - Z_9)/4 - (Z_2 - Z_8)/2]/L^3$$

$$C = [(-Z_1 + Z_3 - Z_7 + Z_9)/4 + (Z_4 - Z_8)/2]/L^3$$

$$D = [(Z_4 + Z_6) - Z_5]/L^2$$

$$E = [(Z_2 + Z_8)/2 - Z_5]/L^2$$

$$F = (-Z_1 + Z_3 + Z_7 - Z_9)/4L^2$$

$$G = (-Z_4 + Z_6)/2L$$

$$H = (Z_2 - Z_8)/2L$$

$$I = Z_5 ,$$

(1.2)

где L – это сторона ячейки.

Расчёт параметров сводится к решению уравнений относительно коэффициентов аппроксимации (A, B, \dots, I). Значения высоты (Z_1, Z_2, \dots, Z_9) во всех точках матрицы ЦМР в окне 3×3 всегда известны, а уравнение определенного геоморфометрического параметра решается подстановкой определенных значений в выражение 1.2.

Угол наклона (*Slope*) – угол в точке пересечения между горизонтальной плоскостью и плоскостью касательной к земной поверхности; фиксирует интенсивность перепада высот (градиент) между двумя заданными точками. Вычисляется либо по классической формуле (1.3) (Geomorphometry, 2009), либо по формуле (1.4) (Zevenbergen, Thorne, 1987), применяемой в программном продукте SAGA GIS, в котором производились все дальнейшие расчеты:

$$SLOPE = \arctan(\nabla Z) \quad (1.3)$$

$$SLOPE = \arctan(\sqrt{G^2 + H^2}) \quad (1.4)$$

Уклон (или угол наклона) поверхности – фундаментальный геоморфометрический параметр, который закономерно связан со следующими процессами и характеристиками ландшафта (излагается по <https://gis-lab.info/qa/geomorphometric-parameters-theory.html>):

1) поверхностный сток и дренирование – чем более крутой склон, тем интенсивнее поверхностный сток и меньше инфильтрация влаги в почвенную толщу. Таким образом, уклон имеет принципиальное значение для режима увлажнения почв, особенно – верхних слоев;

2) эрозия – интенсивность эрозии растет экспоненциально с увеличением уклона. Это объясняется тем, что с увеличением градиента кинетическая энергия осадков остается постоянной, но транспорт ускоряется в направлении подножья. В результате, кинетическая энергия стока превышает кинетическую энергию осадков, когда склон переходит отметку $8,5^\circ$, что и способствует проявлению эрозионных процессов;

3) мощность почвенного профиля на склоне закономерно изменяется в соответствии с уклоном и относительной высотой. Как правило, почвенный слой меньше на возвышенных наклонных участках вследствие эрозионных процессов и гравитационного перемещения материала, и постепенно увеличивается в направлении пониженных участков с небольшим уклоном;

4) количество солнечной энергии также зависит от уклона, поскольку он определяет угол падения солнечных лучей на земную поверхность. Увеличение уклона поверхности в направлении поступления солнечных лучей увеличивает угол их падения, а значит – количество энергии, которое получает поверхность. Это определяет микроклиматические особенности участка, в частности температуру, эвапотранспирацию и влажность верхних слоев почвы;

5) особенности растительного покрова совокупно отражают все вышеперечисленные характеристики, поскольку они прямо или косвенно влияют на такие эдафические факторы как водный и температурный режим почвы, механический состав корнесодержащего слоя, содержание питательных элементов и т.д. (<https://gis-lab.info/qa/geomorphometric-parameters-theory.html>).

В таблице 1.5 приведены классификации склонов по крутизне для равнинных территорий разных авторов. На рисунке 1.6 приведен пример угла наклона для территории Беломорско-Кулойского плато (БКП), рассчитанный в SAGA GIS на основе вышеупомянутой на рисунке 1.2 ЦМР.

Таблица 1.5 – Классификации склонов по углу наклона

Брауде Д.И. (Брауде, 1965)		Жучкова В.К., Раковская Э.М. (Жучкова, Раковская, 2004)		Николаев Н.И. (по Рычагов, 2006)	
< 1°	Слабопологие	< 1°	Плоские равнины (субгоризонтальные)	< 2°	Не относятся к склонам
1-2°	Пологие	1-3°	Слабонаклонные равнины (очень пологие склоны)	2-4°	Очень пологие
2-5°	Покатые	3-5°	Пологие склоны (наклонные равнины)	4-8°	Пологие
5-9°	Покато- крутые	5-7°	Слабопокатые склоны	8-15°	Средней крутизны
9-20°	Крутые	7-10°	Покатые склоны	15-35	Крутые

Продолжение таблицы 1.5

20-30°	Очень крутые	10-15°	Сильнопокатые склоны	> 35°	Очень крутые
30-45°	Чрезвычайно крутые	15-20°	Крутые склоны		
45-70°	Обрывистые	20-40°	Очень крутые склоны		
70-90°	Отвесные	> 40°	Обрывистые склоны		

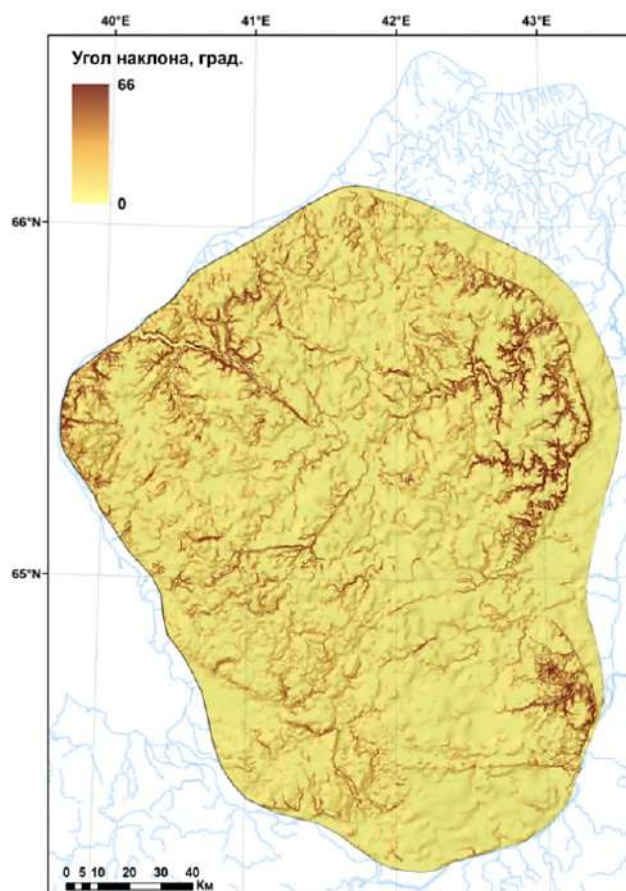


Рисунок 1.6. Значения угла наклона для территории БКП

Простота расчета и информативность делают угол наклона наиболее употребимым показателем в моделировании процессов перераспределения поверхностного стока, эрозии, определении эдафических условий и прочих взаимосвязанных процессов. Значения показателя чаще измеряются в градусах (0° – горизонтальная, 90° – вертикальная плоскость. Также угол наклона можно выражать и в процентах, например: $\text{tg } 1^\circ = 0,017 = 1,7 \%$.

Экспозиция склона (Aspect) – угол по часовой стрелке между определенным направлением и проекцией уклона на горизонтальную плоскость; фиксирует направление (азимут) максимального уклона (градиента) земной поверхности. Значения экспозиции лежат в диапазоне от 0° до 360° (это круговой параметр рельефа) и характеризуют ориентацию склонов. Параметр вычисляется по классической формуле (1.5) (Geomorphometry, 2009) или по формуле (1.6) (Zevenbergen, Thorne, 1987), применяемой в SAGA GIS:

$$ASPECT = 180 - \arctan\left(\frac{\partial z/\partial x}{\partial z/\partial y}\right) + 90 \cdot \left(\frac{\partial z/\partial y}{|\partial z/\partial x|}\right) \quad (1.5)$$

$$ASPECT = 180^\circ - \arctan\left(\frac{H}{G}\right) + 90^\circ \times \left(\frac{G}{|G|}\right) \quad (1.6)$$

На рисунке 1.7 приведен пример экспозиции склона для территории Беломорско-Кулойского плато, рассчитанный в SAGA GIS на основе вышеупомянутой на рисунке 1.2 ЦМР.

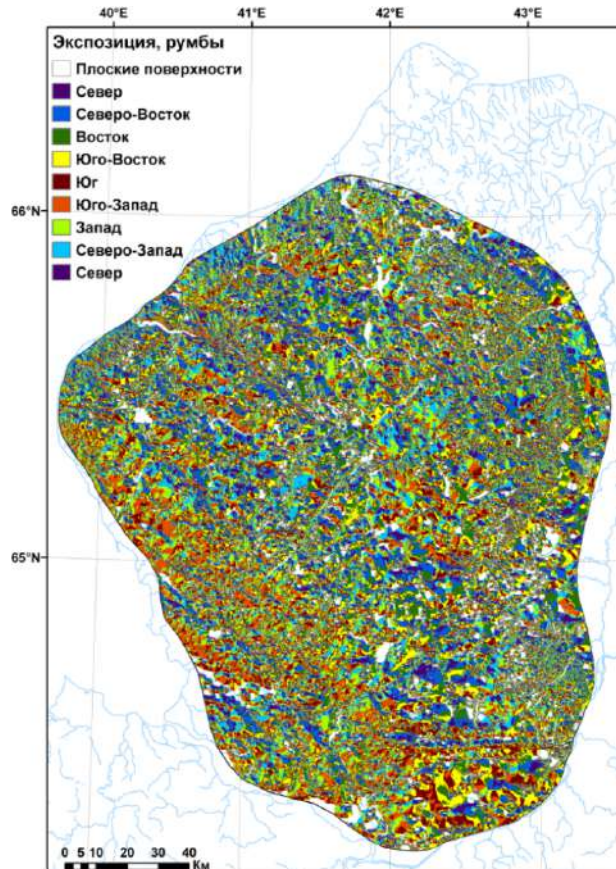


Рисунок 1.7. Экспозиция склонов для территории БКП

Функциональная интерпретация экспозиции может вестись в нескольких направлениях, поскольку она характеризует (излагается по <https://gis-lab.info/qa/geomorphometric-parameters-theory.html>):

1) основное направление линий тока, т.е. когда вода (или другой способный к перемещению материал) движется под действием силы тяжести вниз по склону, она делает это в направлении, которое определяется экспозицией. Эта закономерность положена в основу гидрологических алгоритмов моделирования поверхностного стока;

2) ориентацию участка по отношению к потоку солнечных лучей, а значит и количество радиации, получаемой земной поверхностью – инсоляцию. Благодаря этому экспозиция существенно влияет на локальный климат (микроклимат) участка. Например, в северном полушарии склоны южной экспозиции прогреваются лучше, чем северной. Кроме того, вследствие большей эвапотранспирации южные склоны суше северных. Количество солнечной радиации непосредственно определяет интенсивность развития растений и их биологическую продуктивность. Такие закономерности иногда обуславливают существенные азональные и локальные отличия в почвенном и растительном покровах, сезонном течении функциональных процессов.

Типология инсоляционных местоположений чаще проводится по сторонам горизонта (румбам) (таблица 1.6)

Таблица 1.6 – Типология ориентации склонов

Ориентация склонов		Румбы (в градусах)
Северная	N	0-22,5°; 337,5-360°
Северо-Восточная	NE	22,5-67,5°
Восточная	E	67,5-112,5°
Юго-Восточная	SE	112,5-157,5°
Южная	S	157,5-202,5°
Юго-Западная	SW	202,5-247,5°
Западная	W	247,5-292,5°
Северо-Западная	NW	292,5-337,5°

Отмеченные выше особенности распределения тепла дополнительно усложняются тем, что склоны восточной и западной ориентации, формально одинаковой экспозиции (90°), имеют разные тепловые условия. Эти различия объясняются тем, что на восточные склоны солнечные лучи попадают в утренние прохладные часы, и основной расход энергии идет на прогревание дневной поверхности, а западные склоны освещаются во второй половине дня, когда поверхность уже прогрета. В результате, западные склоны несколько теплее и суше, чем восточные. В работе (Гродзинский, 2013) отмечается, что при весьма значительной крутизне склонов (особенно в горных ландшафтах) склоны юго-западной экспозиции оказываются теплее и суше, чем южной экспозиции, а склоны северо-восточной экспозиции – холоднее и влажнее, чем северные. Еще раньше эту особенность отметил Р. Уиттекер (Уиттекер, 1980). Самой холодной он считал не северную, а северо-восточную экспозицию, а наиболее теплыми – склоны юго-западной ориентации.

Определение соотношения по теплообеспеченности между этими типами может трактоваться по-разному, с учетом того, как будут рассматриваться склоны восточной и западной экспозиций. Поэтому возможно несколько вариантов упорядочивания местоположений в инсоляционный ряд (рисунок 1.8, таблица 1.7) (Гродзинский, 2013).

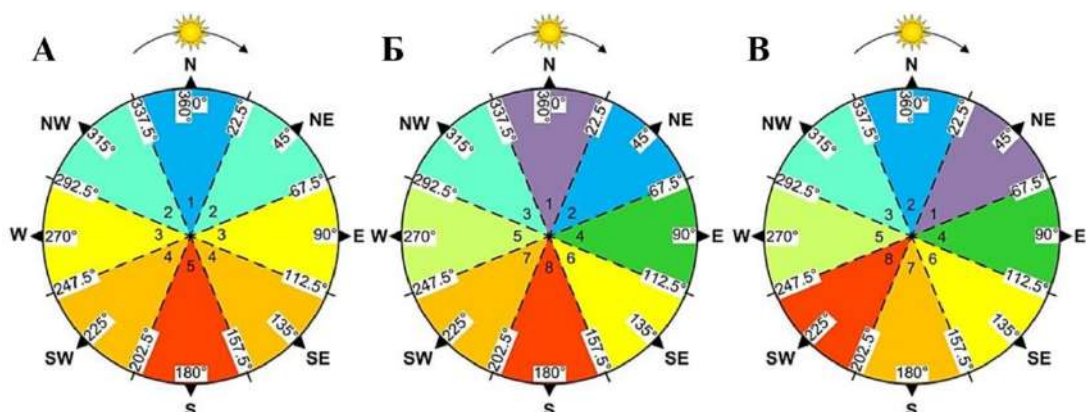


Рисунок 1.8. Варианты типологии инсоляционных местоположений: А – по ориентационному, Б – по «компасному», В – по экологическому (топографический ряд Уиттекера) принципу; 1-8 – типы местоположений (увеличение порядкового номера указывает на увеличение сухости местоположения)

Таблица 1.7 – Варианты рядов тепло(влаго)обеспеченности по инсоляционной экспозиции

Варианты рядов	Холодно → Тепло Влажно → Сухо
Ориентационный ряд	N→NE = NW→E = W→SE = SW→S
Традиционный «компасный» ряд	N→NE→NW→E→W→SE→SW→S
Ряд Уиттекера	NE→N→NW→E→W→SE→S→SW

Совместное использование уклона и экспозиции дает возможность генерировать так называемые карты отмывки (затенения) рельефа для улучшения его визуального представления (Geomorphometry, 2009). Получили широкое распространение с 1980-х годов прошлого века (Horn, 1981). На рисунке 1.9 приведен пример теневой отмывки рельефа для территории БКП. Карты отмывки рельефа используются сами по себе или совместно с другими изображениями в качестве «подложки» для создания эффекта трехмерного пространства.

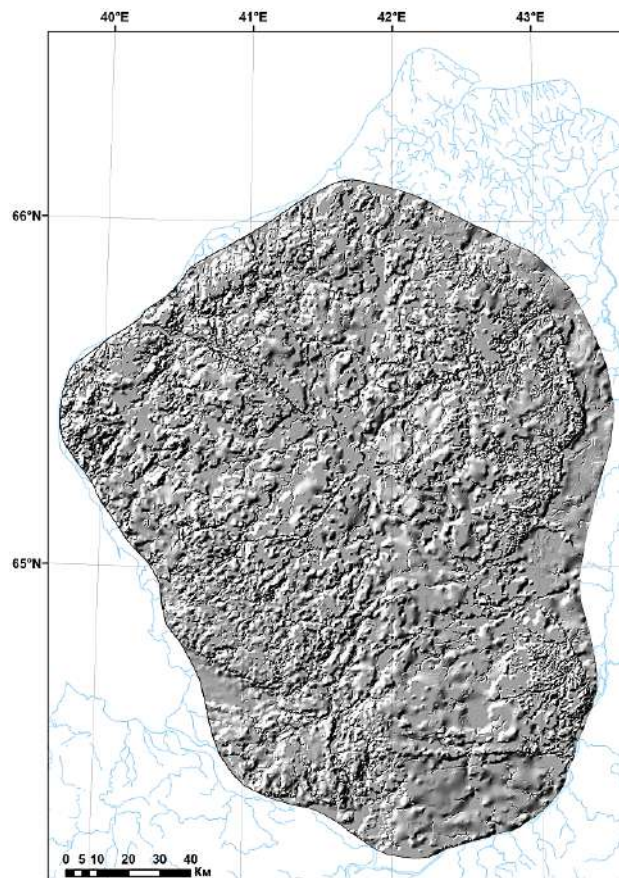


Рисунок 1.9. Теневая отмывка рельефа для территории БКП

Кривизна (Curvature). Следующий этап геоморфометрического анализа параметров рельефа – это получение производных второго порядка от высоты. Их физический смысл заключается в описании выпуклости и вогнутости поверхности. Описывающий их параметр называется кривизной. Важной концепцией для понимания геометрического смысла кривизны является так называемое нормальное сечение гладкой поверхности (рисунок 1.10) (Geomorphometry, 2009, перевод авторский). Нормальное сечение поверхности S в точке X – это кривая, которая получается в результате пересечения поверхности и плоскости, проходящей через вектор n , ортогональный S . Жирная кривая на схеме – одно из возможных нормальных сечений; другие возникают в результате вращения этой плоскости вокруг n (Shary et al, 2002).

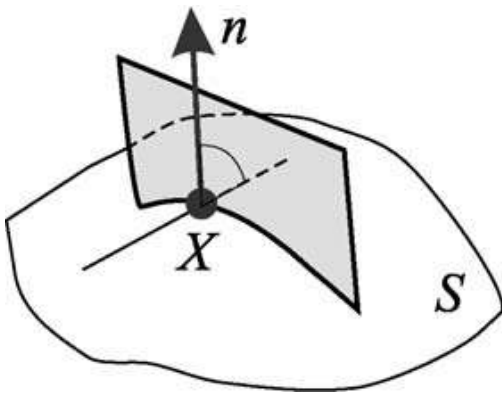


Рисунок 1.10. Пример нормального сечения гладкой поверхности, по (Geomorphometry, 2009)

Нормальным сечением называется плоская кривая, кривизна которой определяется как $1/R$, где R – радиус соприкасающейся окружности (наилучшим образом приближающей кривую) в данной точке (рисунок 1.11).

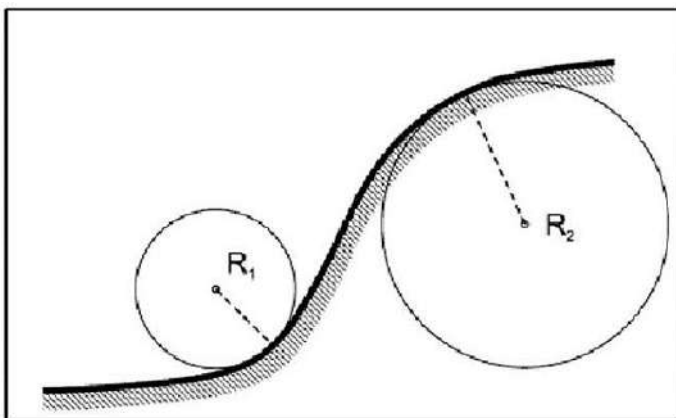


Рисунок 1.11. Пояснение геометрического смысла кривизны, по (Geomorphometry, 2009)

Кривизна $1/R$ плоской кривой обратна радиусу R окружности, которая лучше всего подходит к этой кривой в данной точке. В науках о Земле принято считать, что знак кривизны положительный для выпуклой формы поверхности (R_2 больше 0) и отрицательный для вогнутой (R_1 меньше 0).

Кривизна k плоской кривой $z(x)$ задается формулой (Geomorphometry, 2009):

$$k = \frac{\frac{d^2z}{dx^2}}{\left[1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2\right]^{1.5}} \quad (1.7)$$

В первом приближении выделяют горизонтальную (тангенциальную) и вертикальную (профильную) кривизны. Оба типа кривизн используются для различения выпуклых и вогнутых форм рельефа. При этом горизонтальная кривизна характеризует направление потока, а вертикальная – его скорость. Горизонтальная вогнутость (отрицательная форма) указывает на схождение (конвергенцию), а горизонтальная выпуклость (положительная форма) – на расхождение (дивергенцию) линий потока, тем самым определяя пространственную неоднородность стока. Вертикальная выпуклость указывает на ускорение потока, вертикальная вогнутость – на его замедление. То есть, расчет вертикальной кривизны позволяет определять местоположение зон сноса материала на положительных формах и его накопления на отрицательных, определяя, тем самым, закономерности эрозии и аккумуляции осадков и загрязняющих веществ. Горизонтальная кривизна отображает первый, а вертикальная – второй механизм аккумуляции.

Для представления простых кривизн на склоне А.П. Шарый с соавторами (Shary et al., 2002) предложили рассмотреть некоторые выбранные (или естественным образом выделенные) направления на нем. Есть четыре таких направления на гладкой поверхности (рисунок 1.12).

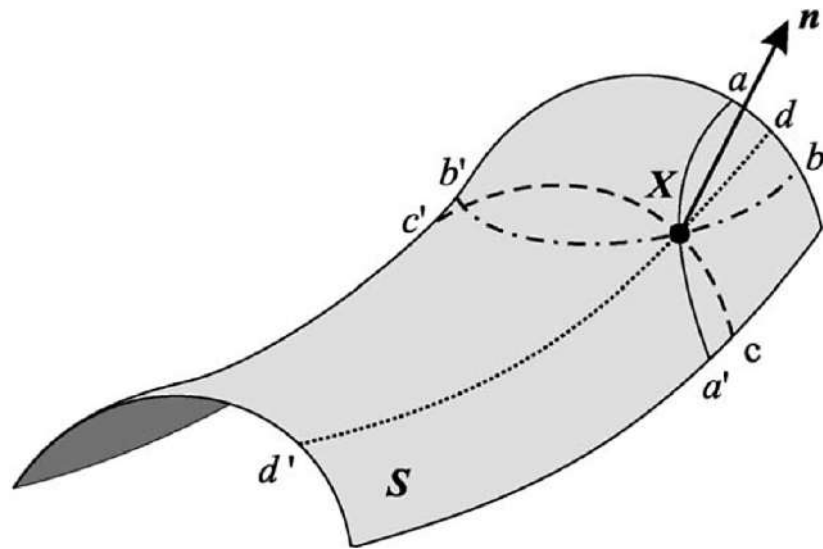


Рисунок 1.12. Четыре направления на поверхности S , по (Geomorphometry, 2009; Shary et al., 2002):

n – вектор нормали к S в точке X ; aa' – линия градиента; bb' – контурная линия; dd' , cc' – главные нормальные сечения

Направления aa' и bb' физически выделены гравитационным полем Земли, два других – выделены самой поверхностью: cc' – максимальным значением кривизны нормального сечения, dd' – его минимальным значением. Кривизны, соответствующие этим четырем нормальным сечениям, известны как (Geomorphometry, 2009, перевод авторский):

- 1) профильная (или вертикальная) кривизна – нормального сечения aa' ;
- 2) тангенциальная (или горизонтальная) кривизна – нормального сечения bb' ;
- 3) максимальная кривизна – нормального сечения cc' ;
- 4) минимальная кривизна – нормального сечения dd' .

Максимальная и минимальные кривизны могут применяться в структурной геологии, поскольку выделяют гребневые и долинные формы, которые эффективны при проведении линеаментного анализа (Shary, 1995).

На рисунке 1.13 приведены примеры вышеперечисленных типов кривизн, рассчитанных на основе ЦМР ASTER GDEM v2 (р. Сотка на БКП).

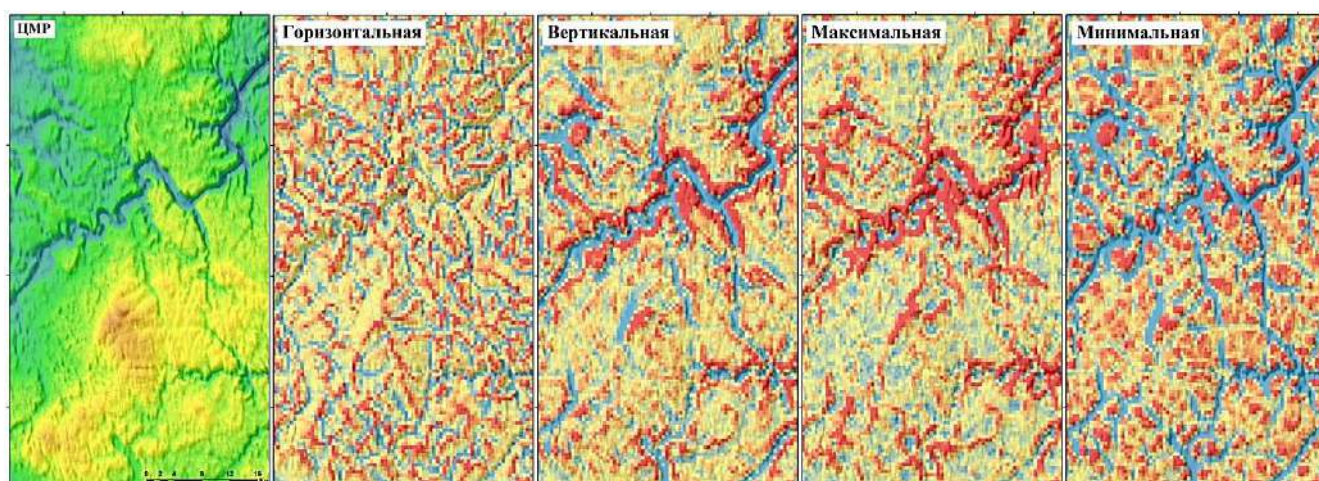


Рисунок 1.13. Пример горизонтальной, вертикальной, максимальной и минимальной кривизн, рассчитанных на основе ЦМР

Среднее значение кривизн любых двух взаимно перпендикулярных нормальных сечений называется средней кривизной. Ее можно получить, разделив сумму значений горизонтальной и вертикальной кривизн пополам. Средняя кривизна описывает в среднем вогнутые и в среднем выпуклые ландшафты, что представляет особый интерес в геоморфологических исследованиях. Положительные значения средней кривизны связаны с областями относительного накопления (аккумуляции), а отрицательные возникают в областях относительного сноса материала (Geomorphometry, 2009).

В работе (Шарый, 2006) отмечается, что первую классификацию геометрических форм поверхности предложил К.Ф. Гаусс (Об основаниях..., 1956). Она основывается на знаках полной гауссовой и средней кривизн; в ней выделяется 4 типа форм. Позднее Ф.Р. Трёх (Troeh, 1964) предложил классификацию, основанную на знаках горизонтальной и вертикальной кривизн, и совмещавшую в себе два основных механизма аккумуляции (рисунок 1.14). В ней также присутствует 4 типа форм. А.П. Шарый ввел систему из 12 кривизн, включившую в себя классификации Гаусса и Трёха как частные случаи (рисунок 1.15).

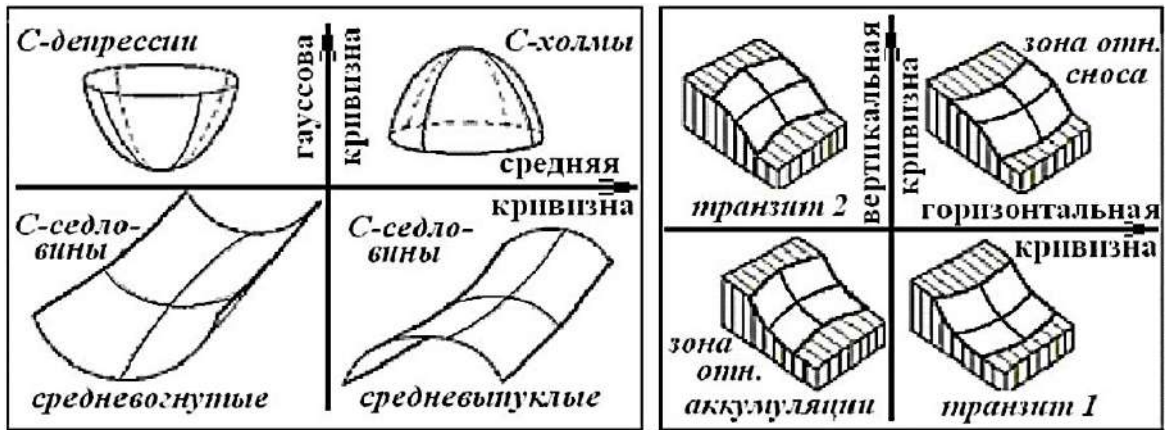


Рисунок 1.14. Типы форм рельефа: слева – классификация Гаусса, справа – классификация Трёха, по (Шарый, 2006, с. 464)

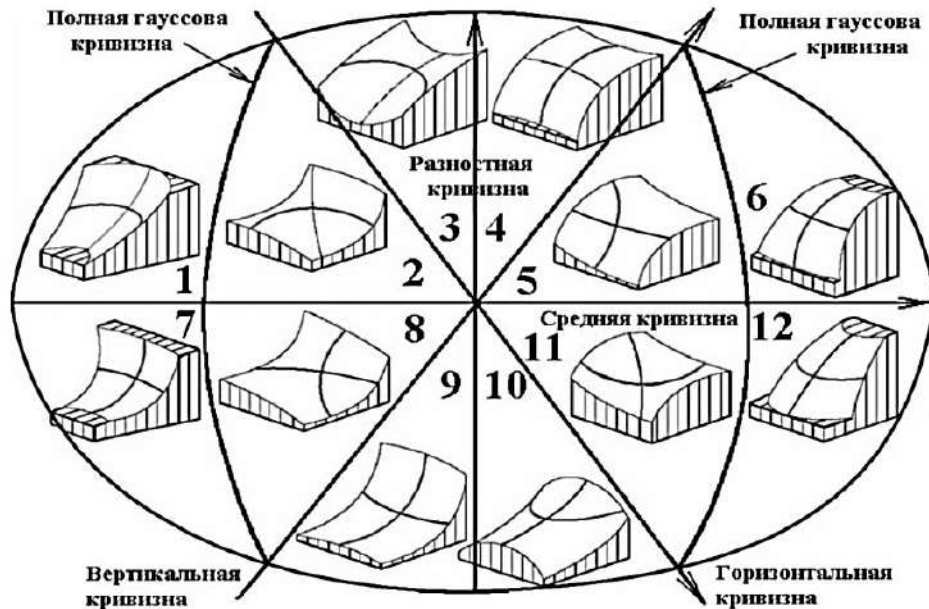


Рисунок 1.15. Двенадцать типов форм рельефа классификации Шарого, по (Шарый, 2006, с. 464)

Большее число типов форм рельефа в классификации А.П. Шарого, по сравнению с классификациями Гаусса и Трёха, означает и большую вариабельность их использования (Шарый, 2006), однако в данной работе более детально они рассматриваться не будут.

Расчет кривизн может быть очень ценен для понимания различных характеристик анализируемого ландшафта и экосистемы в целом. Так, например, вертикальная кривизна существенно связана с влажностью почвы. Она свидетельствует о тенденции воды увеличивать скорость (при выпуклой форме)

или уменьшать ее (при вогнутой форме), показывая, таким образом, склонность ячейки к накоплению воды (Shary et al., 2002).

Что касается горизонтальной кривизны, то, как было сказано выше, потоки, проходящие через ячейки с вогнутой кривизной, стремятся концентрироваться (сходиться), а через ячейки с выпуклой кривизной – расходиться. Это также дает интересную информацию о потенциальной эрозии, которая может производиться этими потоками, и расширяет информацию, даваемую вертикальной кривизной. Например, развитие эрозии с большей вероятностью возникает при вогнутой плановой кривизне и выпуклой профильной кривизне, чем в ячейках других конфигураций. Однако кривизны являются первым приближением к реальности на локальном уровне. Чтобы дать точную оценку процессов, необходимо рассматривать и другие геоморфометрические параметры (Geomorphometry, 2009, перевод авторский).

Гидрологические параметры.

Общая водосборная площадь (Catchment Area) и удельная водосборная площадь (Specific Catchment Area)

Понятие водосборной площади имеет большое значение при гидрологическом и геоэкологическом анализе, поскольку этот параметр описывает пространственную характеристику зоны сбора воды (жидких осадков). Применительно к цифровым моделям рельефа можно говорить об общей водосборной площади и рассматривать ячейку ЦМР как некоторый конечный участок площади, в котором суммируются осадки (при расчете средствами ГИС значение конкретной ячейки ЦМР равно площади участка, с которого стекаются потоки в данную конкретную ячейку). Удельная водосборная площадь характеризует водосборную площадь, приходящуюся на единицу измерения.

Стоит отметить, что удельная водосборная площадь, как более фундаментальный параметр, в ГИС используется для расчета ряда так называемых топографических индексов (индекс влажности, индекс мощности эрозии, индекс потенциала плоскостной эрозии и так далее). Общая же водосборная площадь может быть применена как иницирующее значение при

выделении речной сети, так как при построении раstra общей водосборной площади четко выделяется древовидная структура потоков речной сети, что обосновывается смысловым содержанием этого параметра. С помощью раstra водосборной площади средствами ГИС можно выделить потоки, собирающие осадки с участков конкретной заданной площади, регулируя, таким образом, детализацию полученной сети (от крупных рек до мелких притоков) (Geomorphometry, 2009).

Модуль «Catchment Area (Top-Down)» в SAGA GIS позволяет рассчитать водосборную площадь – площадь, с которой стекается вода в определённую ячейку ЦМР. В расчётах используется метод «Multiple Flow Direction», учитывающий направление потока из целевой ячейки в каждую из окружающих её, а не только в самую низкую (рисунок 1.16). Доля воды, которая стекается из целевой ячейки в одну из её соседних, определяется по формуле (Freeman, 1991):

$$f_i = \frac{\max(0, Slope_i^p)}{\sum_{j=1}^8 (\max(0, Slope_j^p))}, \quad (1.8)$$

где $Slope_i$ – угол наклона в целевой ячейке, $Slope_j$ – угол наклона в j -той соседней ячейке ($j=1..8$), p – коэффициент сходимости потоков, настраиваемый параметр, по умолчанию равен 1.1.

Ячейки с высоким суммарным стоком – это участки концентрированного стока; они могут быть использованы для определения русел водотоков. Ячейки с суммарным стоком, равным нулю, – это локальные топографические пики; они могут быть использованы для выделения хребтов или линий водоразделов.

Два наиболее важных и часто используемых показателя, связанных с водосборной площадью – это влажность и мощность потока, выражаемые в виде составных индексов.

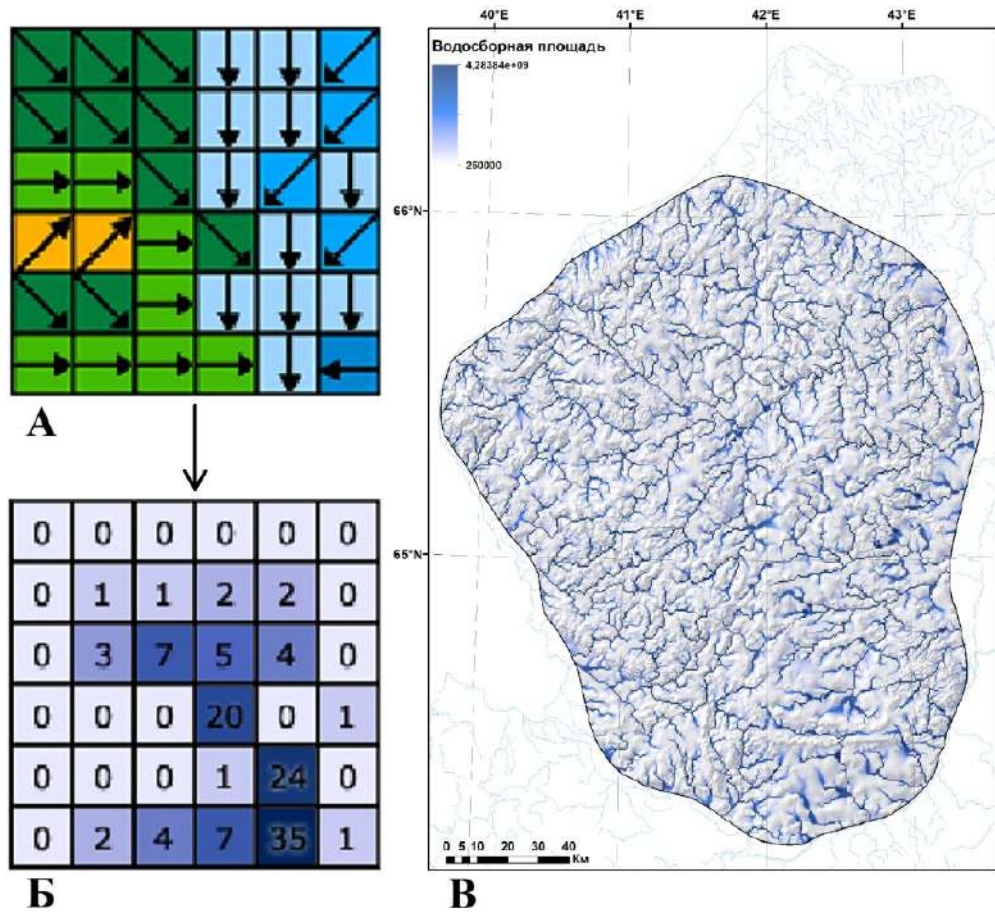


Рисунок 1.16. Пример расчета общей водосборной площади для территории БКП:
 А – направление стока, Б – суммарный сток (количество ячеек, впадающих в каждую ячейку), В – пример водосборной площади, рассчитанной по цифровой модели рельефа БКП

Топографический индекс влажности (Topographic Wetness Index (TWI)), также называемый в ряде источников Топографическим индексом (Topographic Index) или Составным топографическим индексом (Compound Topographic Index) (Quinn et al., 1991) – это параметр, описывающий склонность площадки, соответствующей конкретной ячейке раstra, к накоплению в ней воды. *TWI* вычисляется по формуле (Geomorphometry, 2009):

$$TWI = \ln\left(\frac{A}{\tan(\beta)}\right), \quad (1.9)$$

где A – это значение удельной водосборной площади в конкретной ячейке раstra, β – это локальный уклон (угол наклона).

Топографический индекс влажности выступает показателем гидроморфности почвенного покрова, который во многом определяется особенностями рельефа территории. Он позволяет оценить предпосылки к развитию переувлажненных земель и развитию процессов заболачивания, а также учесть данный фактор при планировании оптимизационных (мелиоративных) мероприятий. Наличие указанной информации позволяет, в первую очередь, оптимизировать структуру сельскохозяйственного землепользования, учесть характер развития негативных природных процессов и потенциальную деградацию сельскохозяйственных угодий с целью рационального использования земельных ресурсов (Глотов, 2013).

В геоэкологических исследованиях топографический индекс влажности позволяет выделять площади преимущественной аккумуляции осадков. Пример расчета индекса для территории БКП приведен на рисунке 1.17.

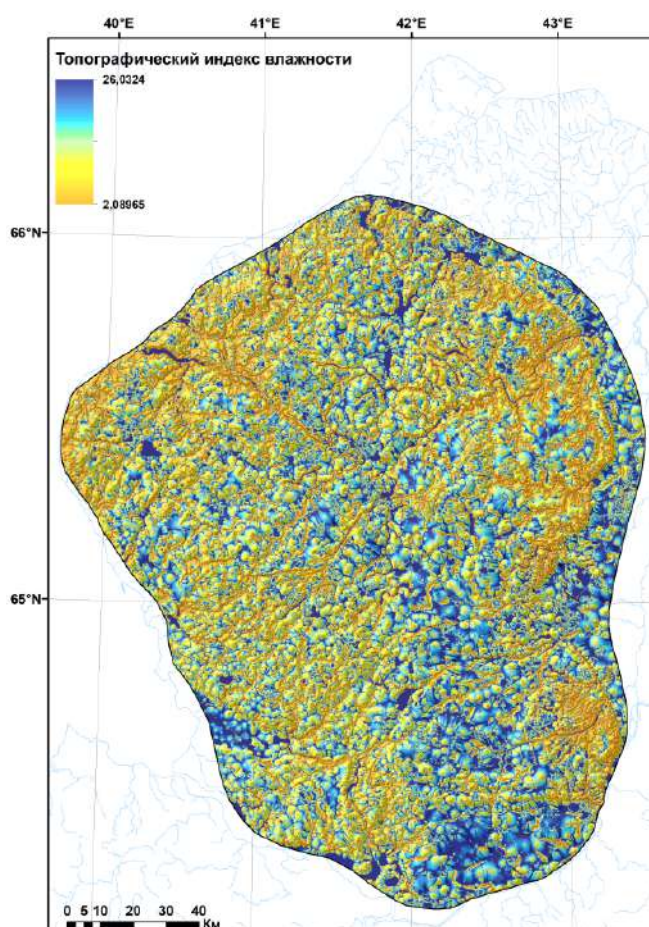


Рисунок 1.17. Топографический индекс влажности для территории БКП

Индекс мощности эрозии, или индекс мощности потоков (*Stream Power Index (SPI)*) используется для описывания потенциальной линейной (потоковой) эрозии. По мере увеличения удельной водосборной площади и крутизны склона количество воды, поступающей с вышележащих участков, и скорость водного потока увеличиваются, следовательно, возрастает и мощность потока и потенциальная эрозия. Параметр рассчитывается как (Geomorphometry, 2009):

$$SPI = A \cdot \tan(\beta), \quad (1.10)$$

где A – это значение удельной водосборной площади в конкретной ячейке раstra, β – это локальный уклон (угол наклона).

В геоэкологических исследованиях применяется большое количество других индексов, объединенных в группу суммированных индексов эрозии, описывающих накопленный сток и предпосылки к развитию эрозии почвы, возникновению оползней, обрушению склонов и т.п. Среди прочих в исследовании использовались индекс потенциала плоскостной эрозии и индекс баланса геомасс.

Индекс потенциала плоскостной эрозии (*LS Factor*). Важным аспектом исследований является изучение водной эрозии. Под водной эрозией понимают процесс смыва и размыва почвы и пород поверхностным стоком временных водных потоков, возникающих главным образом в результате таяния снега или дождевых осадков (Танасиенко, 1999). Точную количественную оценку деградации почвы можно смоделировать. Для этого ученые часто используют Универсальное уравнение потерь почвы (The Universal Soil Loss Equation, USLE) или его пересмотренную версию (Revised Universal Soil Loss Equation, RUSLE), несмотря на их недостатки (Panagos et al., 2015; Lu et al., 2020). В этих уравнениях при расчете количества смываемой почвы (кг, т) с единицы площади (m^2 , га) учитываются такие факторы, как осадки (R), свойства почвы (водопроницаемость и противоэрозионная стойкость (K)), длина (L) и крутизна (S) склона, почвенно-растительный покров (C), противоэрозионные мероприятия (P). В общем виде

уравнения записываются следующим образом (Wischmeier, Smith, 1965, 1978):

$$A = R \times K \times LS \times C \times P \quad (1.11)$$

Разница между уравнениями заключается в формулах расчета отдельных факторов, а также в величинах погрешностей, возникающих при расчетах. Показатели L и S сильно зависят от разрешения входных данных (ЦМР или топографической основы), что, в свою очередь, значительно снижает точность оценки потери почв (Ren et al., 2011; Fu et al., 2015; Lu et al., 2020). В работе (Pelton et al., 2014) отмечается, что ошибка порядка 10 % в расчетах угла наклона может привести к 20 % ошибке в прогнозировании почвенной эрозии.

Длина (L) и крутизна (S) склонов оказывают большое влияние на развитие эрозионных процессов. Оба этих показателя по отдельности выражены в универсальном уравнении потери почвы, однако, в прикладных задачах зачастую бывает более эффективно рассматривать их в совокупности как единый топографический показатель, называемый фактором длины и крутизны склонов, или индексом потенциала плоскостной эрозии, или LS фактор. Физический смысл данного параметра заключается в том, что чем больше значение коэффициента, тем выше влияние рельефа на процессы водной эрозии. LS фактор выводится из уравнений USLE и RUSLE. Однако в европейском научном сообществе LS фактор реализован с использованием алгоритмов Desmet и Govers (Desmet, Govers, 1996; Panagos et al., 2015).

В SAGA GIS LS фактор рассчитывается по методу (Moore et al., 1991):

$$LS = \left(\frac{As}{22,13} \right)^m \times \left(\frac{\sin\beta}{0,0896} \right)^n, \quad (1.12)$$

где $m = 0,4-0,6$; $n = 1,2-1,3$; As – удельная водосборная площадь, β – угол наклона в градусах.

Пример расчета LS фактора для территории БКП приведен на рисунке 1.18.

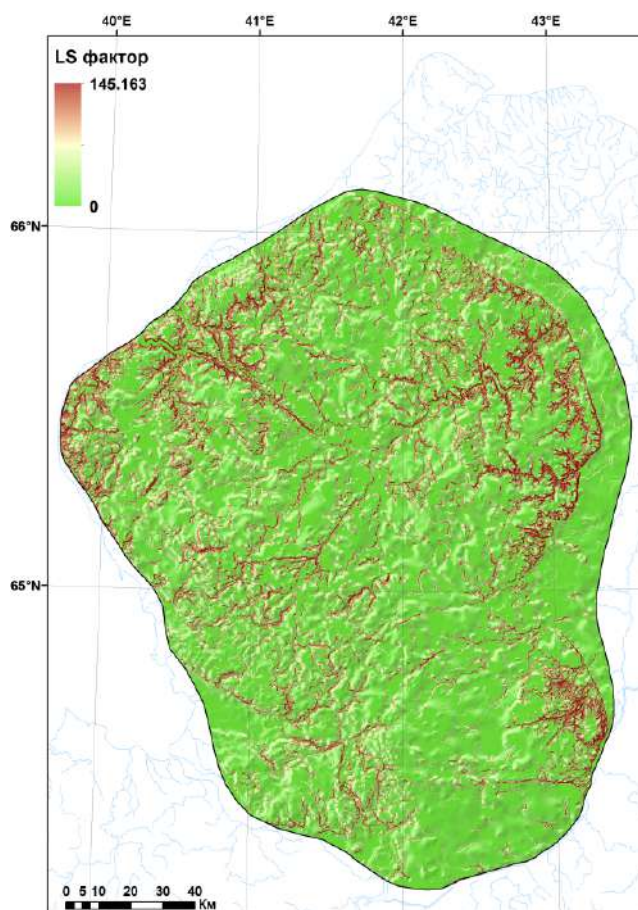


Рисунок 1.18. LS фактор для территории БКП

Значимым, с точки зрения прогнозирования опасных склоновых процессов (оползни, обвалы, осыпи) и оценки их воздействия на объекты транспортной и инженерной инфраструктуры (автомобильные и железные дороги, мосты и т. д.), является показатель **Индекс баланса геомасс (Mass Balance Index, MBI)**, который раскрывает топографические предпосылки к разрушению и отложению грунтов (Глотов, 2013). Данный показатель позволяет выявить участки с высокой степенью вероятности развития осыпных склоновых процессов и нанесения вреда значимым объектам инфраструктуры и соответственно учесть эту информацию при проектировании и создании защитных сооружений. Отрицательные значения MBI представляют области ярко выраженной аккумуляции (углубления, долины), положительные – области ярко выраженной эрозии (выпуклые склоны холмов). Близкие к нулю значения MBI представляют области, в которых поддерживается баланс между аккумуляцией и эрозией (плоские равнины).

МБИ рассчитывается на основе трансформированных параметров рельефа (Möller et al., 2012):

- 1) $f(S)$ – угол наклона (Slope),
- 2) $f(VDN)$ – вертикальное расстояние до канальной (речной, русловой) сети (Vertical Distance to Channel Network),
- 3) $f(TC)$ – общая кривизна (Total Curvature).

$$MBI = \begin{cases} f(TC) \times (1 - f(S)) \times (1 - f(VDN)), & \text{для } f(TC) < 0 \\ f(TC) \times (1 + f(S)) \times (1 + f(VDN)), & \text{для } f(TC) > 0 \end{cases} \quad (1.13)$$

Функция трансформации выглядит следующим образом:

$$f(x) = \frac{x}{|x|+F} \quad (1.14)$$

В этой формуле x – это S , VDN или TC ; а F – это константа трансформации, которая задается во время расчета. В ПО SAGA GIS по умолчанию задаются значения константы 15 для VDN и S , и 0,01 для TC .

Применяемый при расчётах слой канальной сети (а точнее, его детальность) влияет на значения интерполированного базового уровня (Base Level), а, следовательно, и на значения VDN , и на значения МБИ (рисунок 1.19).

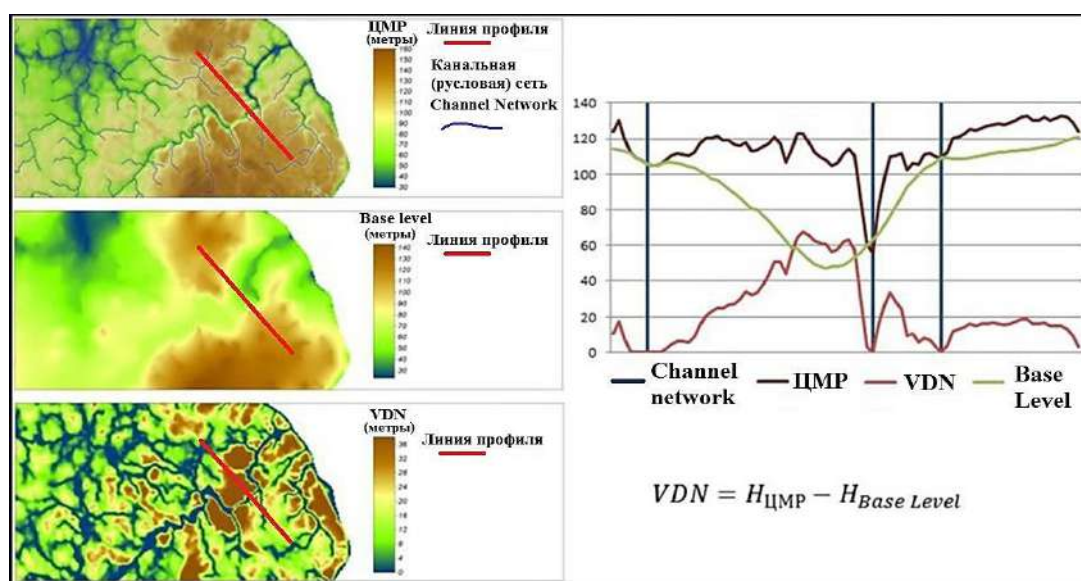


Рисунок 1.19. Вертикальное расстояние до канальной (русловой) сети

Пример расчета индекса баланса геомасс для территории БКП приведен на рисунке 1.20.

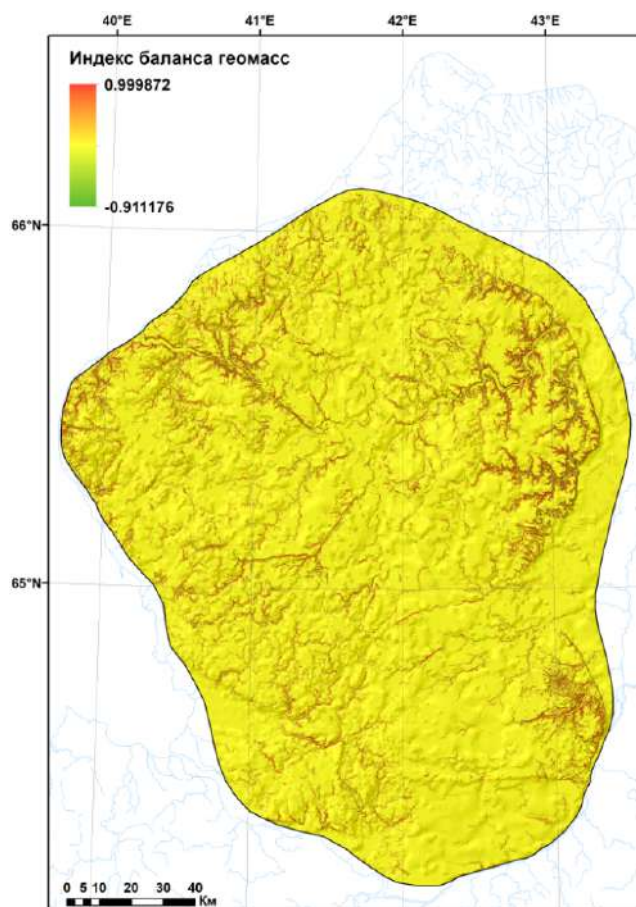


Рисунок 1.20. Пример расчета МВІ для территории БКП

Помимо вышеописанных параметров, существенный вклад в неоднородность рельефа вносит гидрографическая сеть. В эрозионной работе водотоков различают глубинную (донную) эрозию, направленную на углубление речной долины, и боковую эрозию, ведущую к ее расширению (Гофаров и др., 2006). Эти взаимосвязанные процессы оказывают значительное влияние на морфологию речных долин. Узкие, глубокие и относительно спрямленные долины свидетельствуют об интенсивной глубинной эрозии текущих по ним водотоков. Широкие, плоскодонные долины с сильно извилистыми руслами водотоков говорят о преобладании боковой эрозии (Леонтьев, Рычагов, 1988).

Средняя густота речной сети ($\text{км}/\text{км}^2$) обычно оценивается по формуле (Руководство..., 1986):

$$\rho_p = \Sigma l / S, \quad (1.15)$$

где Σl – сумма длин всех водотоков в пределах местности, км; S – площадь местности, км².

Густота и общая извилистость речной сети могут служить индикатором интенсивно идущих процессов боковой эрозии (Маккавеев, 1971). Однако иногда высокая густота речной сети может быть следствием сильной обводненности территории или хозяйственной деятельности человека (Гофаров и др., 2006).

В данном исследовании был произведен расчет *плотности гидросети*, т.к. анализ показал определенную «консервативность» разрывных нарушений и длительную историю их развития, что нашло свое отражение в строении осадочного чехла и дневной поверхности (Кутинов, Чистова, 2004). Плотность гидросети – это отношение совокупной длины всех водотоков на исследуемом участке к площади этого участка. В SAGA GIS не предусмотрено отдельного готового модуля для расчета данного параметра (Минеев и др., 2017). Однако вывести этот показатель можно, воспользовавшись последовательным выполнением стандартных модулей ГИС-пакета, что было реализовано в диссертационном исследовании Минеева А.Л. и приведено в (Минеев, 2020; Кутинов и др., 2020).

Пример иллюстрирования плотности гидросети в окне 1×1 и 5×5 км для территории Беломорско-Кулойского плато приведен на рисунке 1.21.

Топографо-микrokлиматические параметры

Потенциальная солнечная радиация (Potential Incoming Solar Radiation)

Инсоляция в общем (insolation, I) – это доля прямой солнечной радиации, получаемая топографической поверхностью при данном положении Солнца на небе. Инсоляция является неотрицательной величиной; ее значения лежат в диапазоне от 0 % (теневые склоны) до 100 % (перпендикулярное падение солнечных лучей на склоны). Инсоляция характеризует степень перпендикулярности падения солнечных лучей на топографическую поверхность. Инсоляция применяется для описания температурного режима склонов.

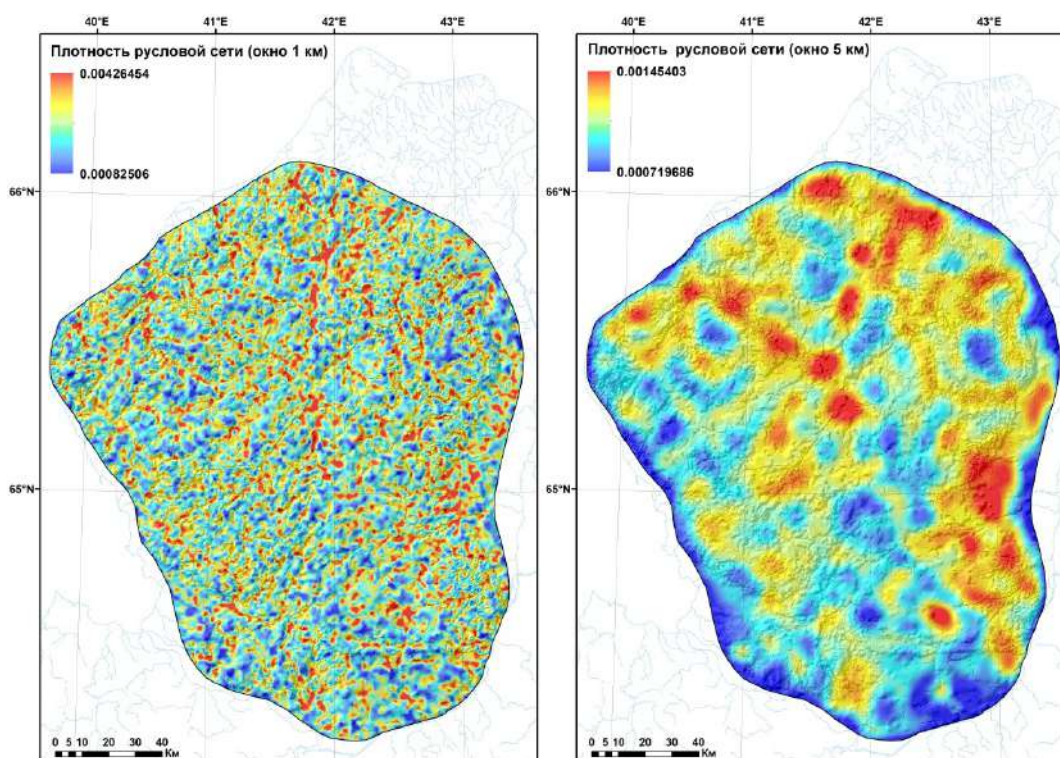


Рисунок 1.21. Плотность гидросети при расчете в окне 1×1 км (слева) и 5×5 км (справа) для территории БКП

Модуль *Potential Incoming Solar Radiation* в SAGA GIS позволяет рассчитать потенциальную приходящую солнечную радиацию (прямую, рассеянную, совокупную инсоляции) за различный период времени, в том числе за сутки, а также в определенные месяцы и дни месяца. При расчетах используется солнечная постоянная, равная 1366 Вт/м^2 . Кроме того модуль позволяет получить данные о времени восхода и захода солнца над территорией.

Пример прямой и рассеянной солнечной радиации для территории Беломорско-Кулойского плато приведен на рисунке 1.22.

Из всего спектра излучения в жизнедеятельности растений наиболее важную роль играет видимое излучение с длиной волны в диапазоне 0,38-0,71 мкм (Тооминг, Гуляев, 1967). **Фотосинтетически активная радиация (ФАР)** – это часть доходящего до биоценозов солнечного излучения в видимом диапазоне, используемая растениями для фотосинтеза. Зная суммарную дневную прямую и рассеянную инсоляции, суммарную дневную фотосинтетически активную радиацию можно рассчитать по формуле (Агеев и др., 2014):

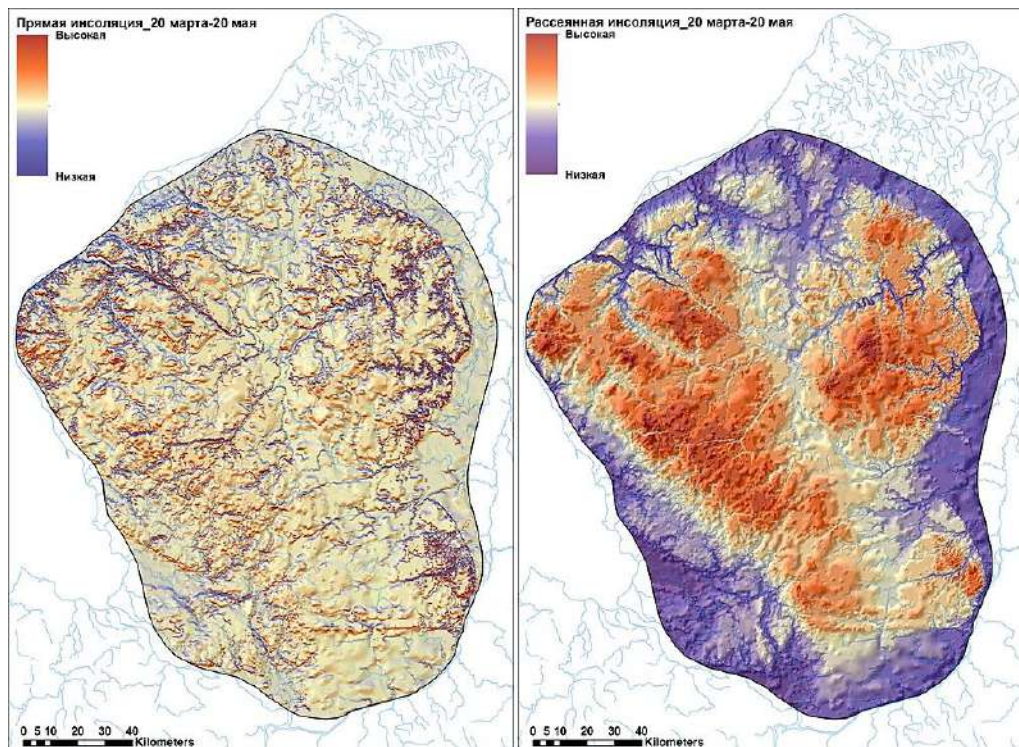


Рисунок 1.22. Прямая и рассеянная солнечная радиация для территории БКП

$$\sum Q_{\text{ФАР}} = 0.4225 \sum S + 0.582 \sum D \quad (1.16)$$

где S – суммарная дневная прямая инсоляция, D – суммарная дневная рассеянная инсоляция.

Самый распространенный пигмент растений – хлорофилл – наиболее эффективно поглощает красный и синий свет (рисунок 1.23). Вспомогательные пигменты, такие как каротиноиды и ксантофиллы, поглощают некоторое количество зелёного и синего света и передают его в реакционный центр фотосинтеза.

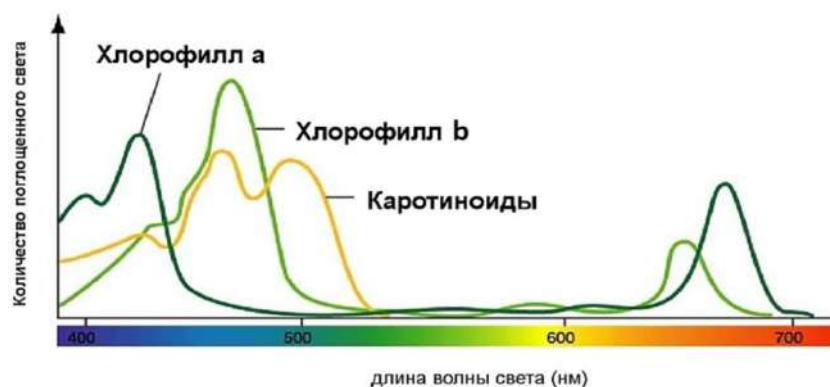


Рисунок 1.23. Спектры поглощения хлорофиллов а, b и каротиноидов

Измерения ФАР используются в сельском хозяйстве, лесоводстве и океанографии и других смежных дисциплинах.

Параметры вертикальной дифференциации природной среды

Индекс расчлененности рельефа (Terrain Ruggedness Index, Topographic Ruggedness Index, TRI) служит для объективной количественной оценки разнородности (неоднородности) рельефа. Был разработан (Riley et al., 1999), чтобы выразить величину разницы высот между соседними ячейками ЦМР. Процедура расчета индекса следующая. Вычисляется разница в значениях высоты для центральной ячейки и восьмью соседними, непосредственно окружающими ее. Затем возводится в квадрат каждое из восьми значений разницы высот, чтобы все значения были положительными, и усредняются квадраты. Индекс расчлененности рельефа рассчитывается путем извлечения квадратного корня из этого среднего значения, формула для вычисления (Riley et al., 1999):

$$TRI = \sqrt{\sum (h_{0,0} - h_{i,j})^2}, \quad (1.17)$$

где $h_{0,0}$ – значение высоты рассматриваемой ячейки ЦМР; $h_{i,j}$ – значения высот каждой из 8 смежных ячеек.

Эти же авторы (Riley et al., 1999) предлагают использовать методы классификации для выделения групп значений TRI. В зависимости от выбранного метода и полученных значений TRI, граничные значения групп могут быть разными. А далее называть группы как «однородные», «почти однородные», «слегка изрезанные», «средне-изрезанные», «умеренно изрезанные», «очень изрезанные», «чрезвычайно изрезанные» области. Пример иллюстрации индекса расчлененности для территории БКП приведен на рисунке 1.24.

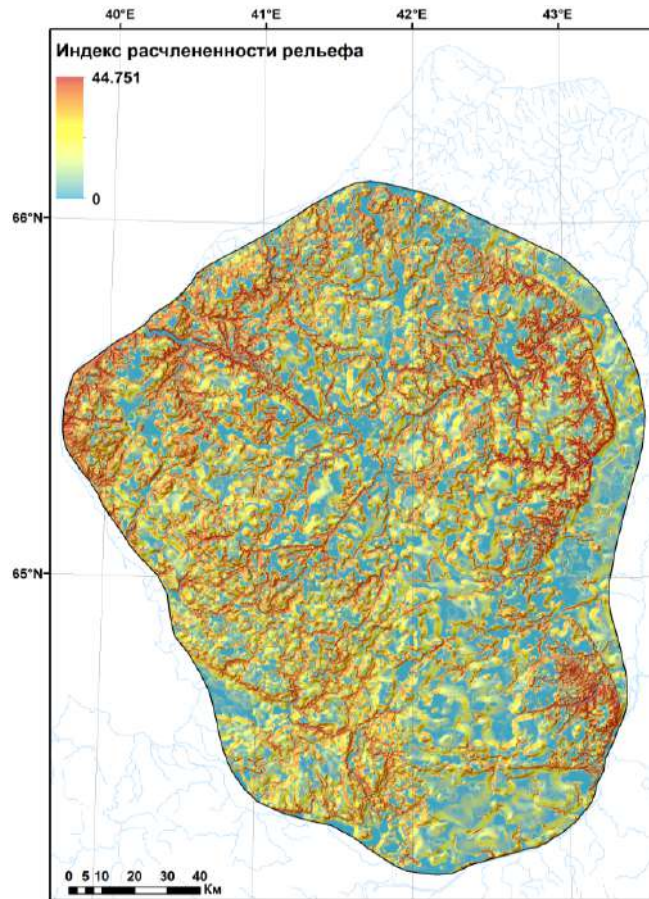


Рисунок 1.24. Индекс расчлененности рельефа для территории БКП

Выделяются еще некоторые параметры вертикальной дифференциации природной среды, например относительная высота, глубина речной долины (Глотов, 2013), но в данном исследовании они не рассматривались.

1.4.3. Методика проведения геоэкологических исследований на основе цифровой модели рельефа

Проведение геоэкологических исследований средствами цифрового моделирования рельефа следует осуществлять по алгоритму, представленному на рисунке 1.25.

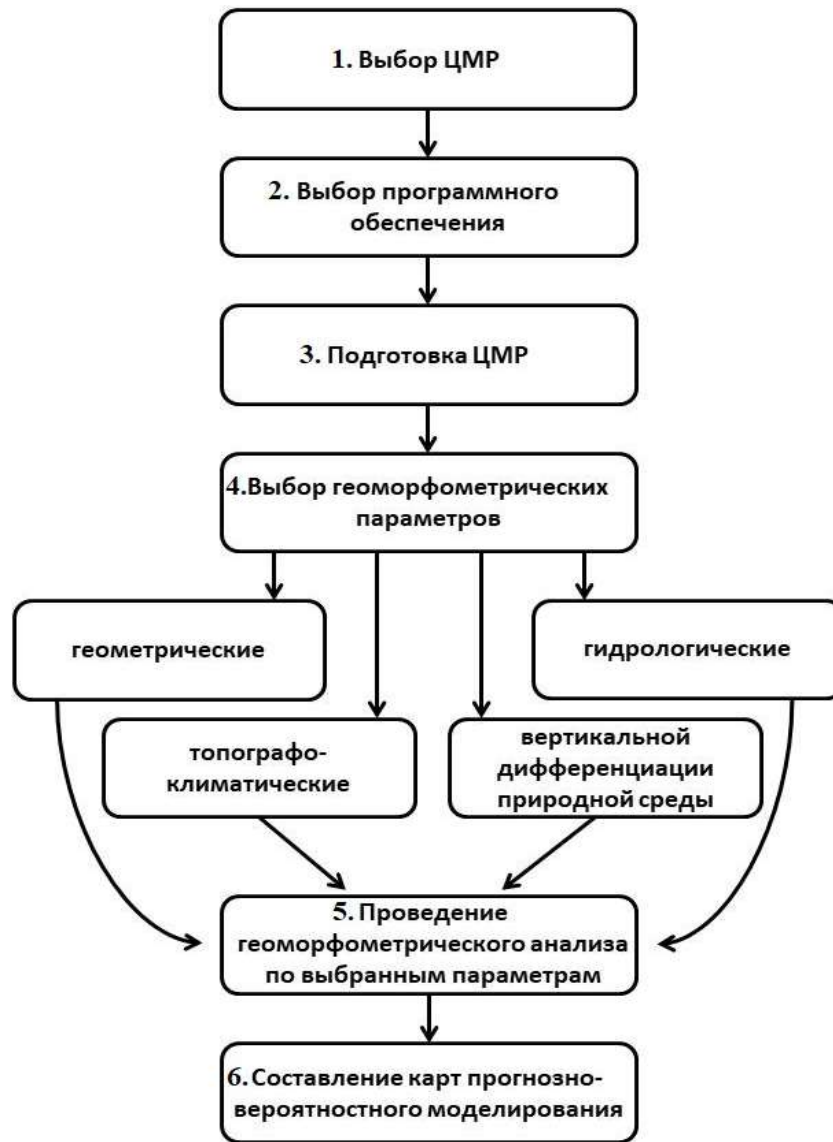


Рисунок 1.25. Блок-схема методики проведения геоэкологических исследований на основе цифрового моделирования рельефа, по (Полякова, 2018)

Блок 1. Глобальные цифровые модели рельефа – это ЦМР, охватывающие всю или практически всю территорию Земли. Выбор ЦМР для исследований должен базироваться, прежде всего, на таких параметрах как доступность исходного материала (коммерческий или свободно распространяемый продукт), пространственное разрешение (низкое – свыше 30 м, среднее – 15-30 м и высокое – до 15 м), охват и условия территории (геоморфологические, структурно-геологические, ландшафтные и т.п.).

ЦМР высокого разрешения (NEXTMap World 30, WorldDEM™, AW3D™) являются коммерческими продуктами и доступны не всем пользователям в силу

своей дороговизны. Свободные (некоммерческие) ЦМР могут удовлетворять по пространственному разрешению, но не содержать данных на интересующую исследователя территорию. Например, наиболее часто используемая в различных исследованиях ЦМР SRTM, разрешение которой в 1 угловую секунду (примерно 30 м) для территории США и 3 угловых секунды (90 м) для других территорий, охватывает поверхность земного шара между 60° северной и 56° южной широты (приблизительно 80 % поверхности Земли) и не покрывает высокие широты планеты. Обзор свободно распространяемых ЦМР, покрывающих северные территории Российской Федерации приведен в таблице 1.8.

Таблица 1.8 – Обзор свободно распространяемых ЦМР, покрывающих северные территории РФ

ЦМР	Пространственное разрешение		Абсолютная точность по высоте (LE90*), м	Охват территории Земли
	угловые секунды	метры		
ГТОРО30	30	~900	от 15 до 500	90° с.ш. – 90° ю.ш., 180° в.д. – 180° з.д.
ЕТОРО	30	~900	зависит от исходных данных	90° с.ш. – 90° ю.ш., 180° в.д. – 180° з.д.
GMTED2010	30	~900	50 – 82	84° с.ш. – 56° ю.ш.
	15	~500	58 – 64	
	7,5	~250	56 – 60	
ACE2	3	~90	1 – 16	90° с.ш. – 90° ю.ш., 180° в.д. – 180° з.д.
	9	~270		
	30	~900		
ASTER GDEM v2	1	~30	12 – 30	83° с.ш. – 83° ю.ш. (99% поверхности земного шара)
ArcticDEM		~2	1 – 3	вся арктическая часть Земли (севернее 60° с.ш.)

*линейная ошибка (LE) при уровне вероятности 90 %

Сравнение исходного качества вышеперечисленных моделей на примере территории Архангельской области продемонстрировано на рисунке 1.26 (Кутинов и др., 2019а).

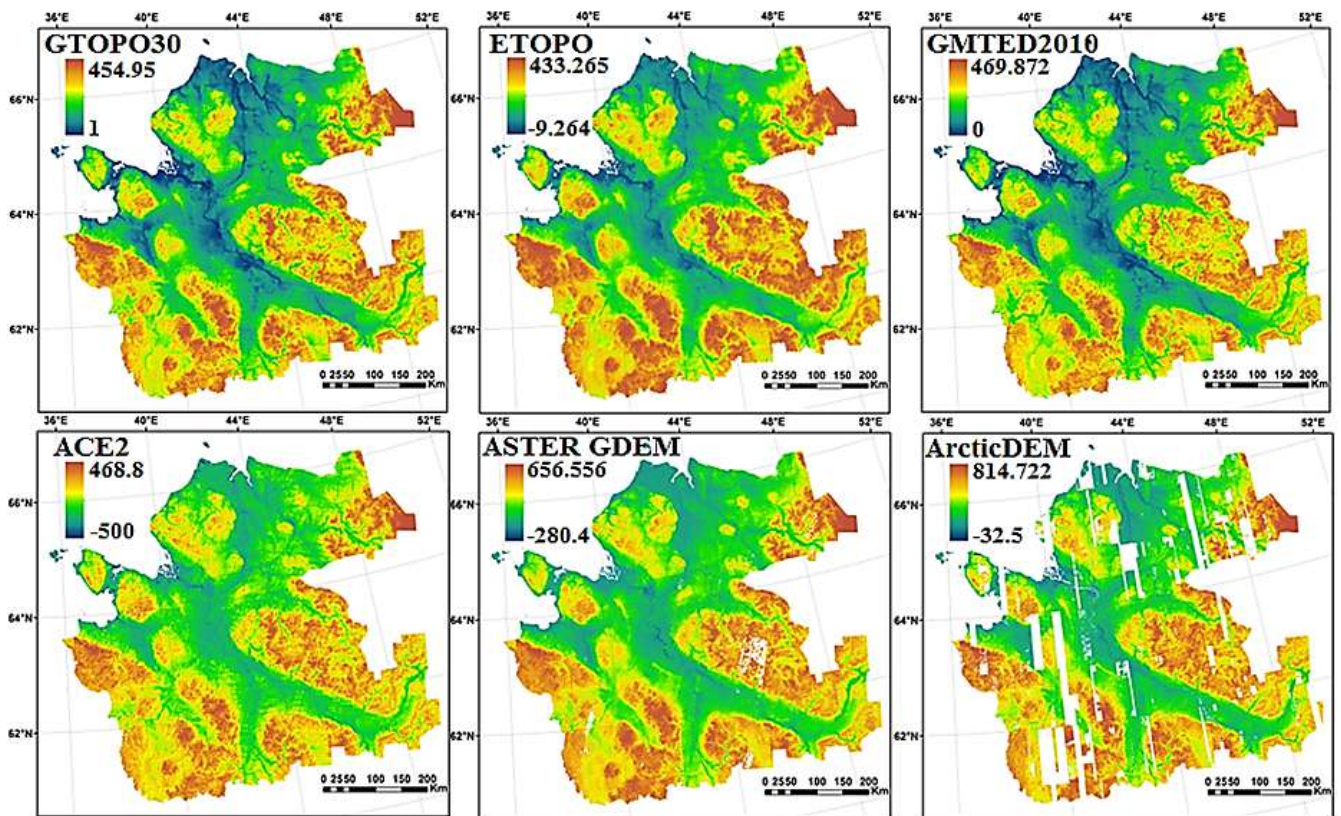


Рисунок 1.26. Сравнение свободно распространяемых ЦМР (на примере территории Архангельской области), по (Кутинов и др., 2019а)

Для арктических и приарктических территорий Российской Федерации среди имеющихся на сегодняшний день свободно распространяемыми ЦМР по пространственному разрешению самой точной является ArcticDEM (разрешение до 2 м). Однако, поскольку это продукт разновременных панхроматических оптических снимков, а не результат единой миссии, такие атмосферные явления как облака, туман, тени, и другие могут препятствовать извлечению информации о рельефе. Это определяет значительное количество территорий с отсутствием данных. Наибольшее количество таких участков характерно для Северо-Запада РФ (Полякова и др., 2020а, 2020б). Для территории Архангельской области количество пустот в модели ArcticDEM Release 7 (текущая версия, выпущена 28.09.2018, согласно <https://www.pgc.umn.edu/guides/arcticdem/introduction-to-arcticdem/>) на порядок больше, чем в модели ASTER GDEM v2 (таблица 1.9).

Таким образом, для проведения геоморфометрического анализа территории исследования была выбрана модель ASTER GDEM v2. Подробно о выборе ЦМР

для геоэкологических исследований Севера Русской плиты изложено в работах (Кутинов и др., 2017а; Кутинов и др., 2019а; Минеев, 2020).

Таблица 1.9 – Сравнение исходных данных моделей ArcticDEM и ASTER GDEM v2 для территории Архангельской области (в % от общей площади)

ЦМР	Области отсутствия данных	Количество ячеек	
		ниже нуля	выше максимальной отметки (471 м)
ArcticDEM Release 7	14,49	0,002	0,53
ASTER GDEM v2	1,24	0,3	0,46

Блок 2. Существует достаточное количество программных продуктов, реализующих функции геоморфометрического анализа рельефа. В целом, все они обладают схожим набором возможностей, но одни из них делают упор на решение определенных задач, например, расчет характеристик рельефа (SAGA GIS), а другие пытаются охватить как можно более широкий круг задач (ESRI ArcGIS). Выбор обычного потребителя основывается в первую очередь на доступности программного продукта. К наиболее используемым для геоморфометрического анализа рельефа и находящимся в свободном доступе относятся такие программные продукты, как SAGA GIS (группа модулей Terrain Analysis), GRASS (модуль r.param.scale), QGIS (использует модули SAGA GIS и GRASS), gvSIG (набор инструментов SEXTANTE). Среди коммерческих продуктов – это ESRI ArcGIS (модуль Spatial Analyst), MapInfo Professional (модуль Vertical Mapper). Для проведения геоморфометрического анализа оптимальнее использовать SAGA GIS (<http://www.saga-gis.org>), поскольку она обладает расширенной линейкой инструментов расчета наибольшего числа геоморфометрических параметров, их пространственного распределения и расчета статистики. О выборе программного продукта для геоэкологических исследований приведено в (Кутинов и др., 2019а; Минеев, 2020).

Блок 3. Подготовка выбранной ЦМР – очень важный и ответственный этап, поскольку от нее будет зависеть качество получаемого в дальнейшем материала.

Глобальные ЦМР содержат такие артефакты, как экстремальные понижения (впадины) и повышения (пики), которые нужно устранять перед началом работы с моделью. В большинстве случаев наличие данных артефактов обусловлено экранированием территории облаками, недостаточным количеством наблюдений, отражением континентальных водоемов и несовпадениями между цифровыми моделями, используемыми для построения глобальной модели (ASTER Global..., 2011). При разработке ASTER GDEM v2 на территорию России большинство артефактов были удалены разработчиками, но на их месте образовались пустоты, области отсутствия данных. Пустоты можно заполнять данными других моделей, например GMTED2010, искусственно уменьшая размер ячейки до 1 угловой секунды (разрешение ASTER GDEM v2). Подробности методики подготовки ЦМР Архангельской области описана в (Минеев и др., 2015а; Минеев и др., 2015б; Кутинов и др., 2019а; Минеев, 2020). Она включала в себя следующие этапы:

- 1) извлечение и объединение данных;
- 2) обнаружение и замена аномальных значений высотных отметок и «пустот». Экстремальные выбросы обнаруживались методом абсолютного медианного отклонения. Отсутствующие данные и «пустоты» заполнялись данными GMTED2010 (сцена 50n030e_20101117_gmted_mea075) с искусственным уменьшением размера ячейки до 1 угловой секунды;
- 3) устранение шероховатостей, шума и ошибок, возникающих при наложении снимков, с использованием модуля DTM Filter;
- 4) заполнение бессточных впадин (гидрологическая коррекция) с применением метода (Wang, Liu, 2006).

В работе (Dawod, Al-Ghamdi, 2017) отмечается, что надёжность любой ЦМР должна быть проверена сопоставлением с известными наземными контрольными точками с измеренными точными координатами и точными значениями высот. Точность (надёжность) построенной ЦМР проверена сопоставлением с открытыми векторными данными ГИС Панорама. Данные ГИС Панорама на Архангельскую область включают в себя около 770 векторных слоев (каждый из

которых соответствует номенклатурному листу топокарты), в качестве геодезической основы в плановом отношении выступают пункты государственной геодезической сети (точность 0,1 мм), в высотном отношении – пункты государственной нивелирной сети (точность 0,8 мм). Сравнительные данные приведены в таблице 1.10. Кроме того, сопоставление проводилось с ЦМР Беломорско-Кулойского плато, построенной на основе топографических карт масштаба 1:200000 в ПО ГИС GRASS (Гофаров и др., 2006) и с проведенными полевыми замерами высот с помощью GPS-навигатора (Garmin Oregon 450, точность позиционирования 3 м) (Минеев и др., 2018).

Таблица 1.10 – Абсолютные разности значений высот между данными из ГИС Панорама и построенной ЦМР Архангельской области

Абсолютная разность по высоте, м	Количество высотных отметок	Доля, %
0 – 10	46541	74,4085
11 – 20	14615	23,3661
21 – 30	1226	1,9601
31 – 40	101	0,1615
41 – 50	33	0,0528
51 – 60	19	0,0304
61 – 70	6	0,0096
71 – 80	3	0,0048
100 – 130	4	0,0064
Среднее арифметическое разности		7,45 м
Стандартное отклонение		5,62 м
Максимальная разность		126,71 м (1 высотная отметка)
Минимальная разность		0 м

Установлено, что абсолютная разность большинства высотных отметок (74 %) не превышает 10 м, 24 % отметок укладываются в интервале от 11 до 20 м, и лишь 2 % значений имеют расхождение свыше 20 м. Эти остаточные значения приходятся на территорию, где в исходном виде отсутствовали данные ASTER GDEM v.2, и пустоты заполнялись данными GMTED2010 (Минеев и др., 2018).

Таким образом, можно говорить о релевантности построенной ЦМР Архангельской области и ее пригодности для проведения на ее основе

дальнейшего геоморфометрического анализа с целью получения геоэкологически значимой информации

Блок 4. Расчетные геоморфометрические параметры могут принимать различные значения в одной и той же точке в зависимости от пространственного разрешения ЦМР и, следовательно, выделять различные объекты. В (Geomorphometry..., 2009, перевод авторский) проблема выбора размера ячейки заключается в том, что «могут возникать значительные различия между интерполированной высотой поверхности и фактической поверхностью суши, а это означает, что некоторые пики и каналы могут исчезнуть (или сместиться) при представлении в грубой растровой ЦМР». Данное утверждение продемонстрировано на рисунке 1.27.

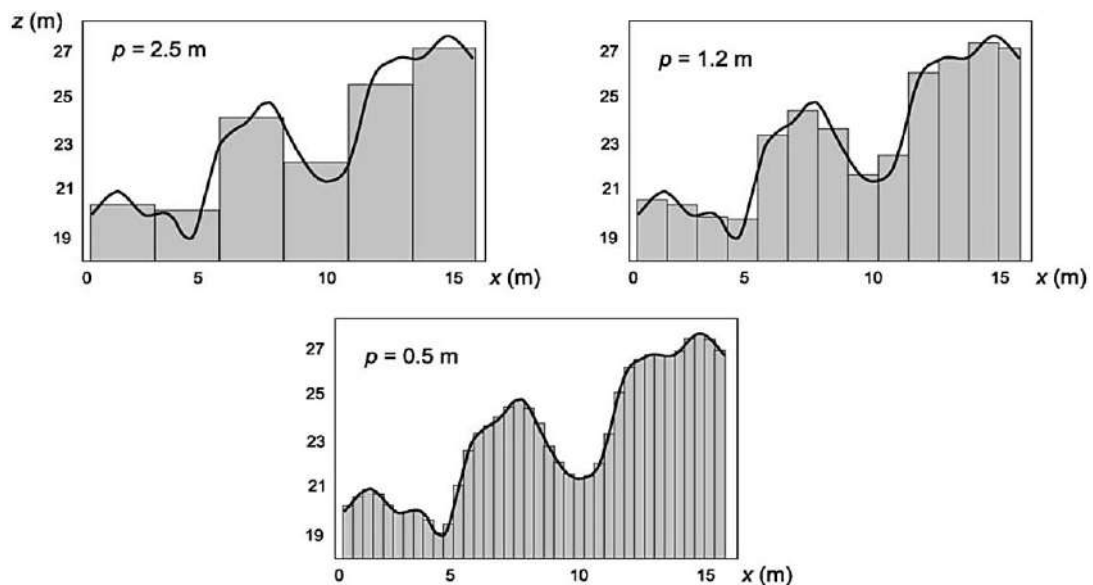


Рисунок 1.27. Схематический пример, показывающий влияние разрешения сетки на представление топографии (взято из (Geomorphometry..., 2009), адаптировано из (Hengl, 2006))

Подходящий размер ячейки ЦМР для дальнейшего анализа может быть выбран в соответствии со сложностью местности (перепады высот, расчлененность, изрезанность гидросетью и т.п.) и/или масштабом работы (площадь изучаемой территории). Если размер ячейки достаточно мал (несколько сантиметров), анализ определит крутые склоны даже на тех участках, которые

выглядят абсолютно плоскими (равнины, речные террасы). Как только разрешение растра становится грубее, среднее значение углов наклона уменьшается. Если размер ячейки достаточно большой, склоны на ЦМР будут очень пологими даже на тех участках, где ожидаются большие значения углов наклона (Минеев и др., 2017). ЦМР для территории Архангельской области была построена в 4 разрешениях (рисунок 1.28), на основании которых были рассчитаны остальные параметры, используемые в исследовании (например, углы наклона, приведенные на рисунке 1.29).

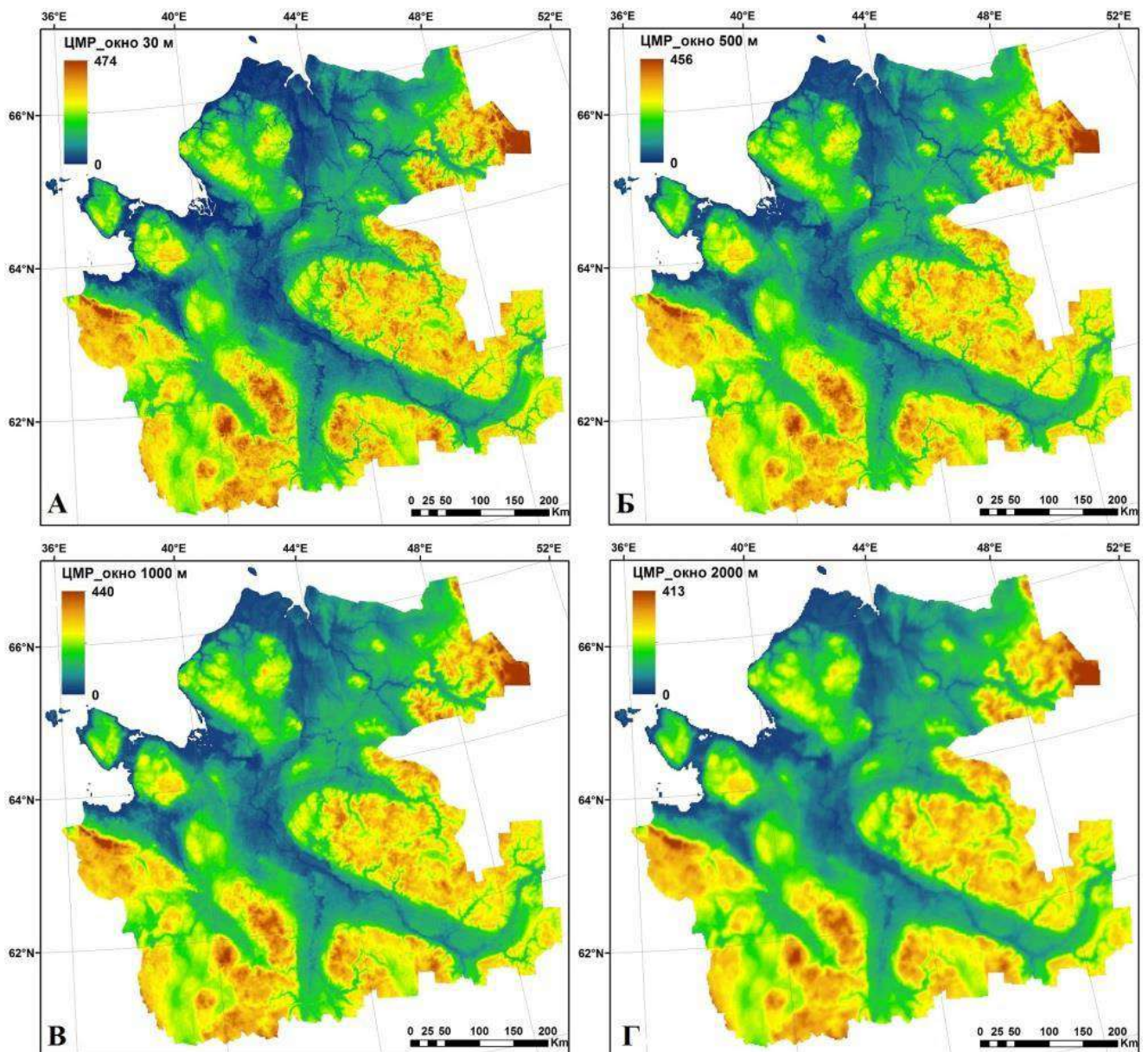


Рисунок 1.28. Примеры ЦМР, рассчитанные в окнах 30×30 м (исходная модель, А), 480×480 м (Б), 960×960 м (В) и 1920×1920 м (Г)

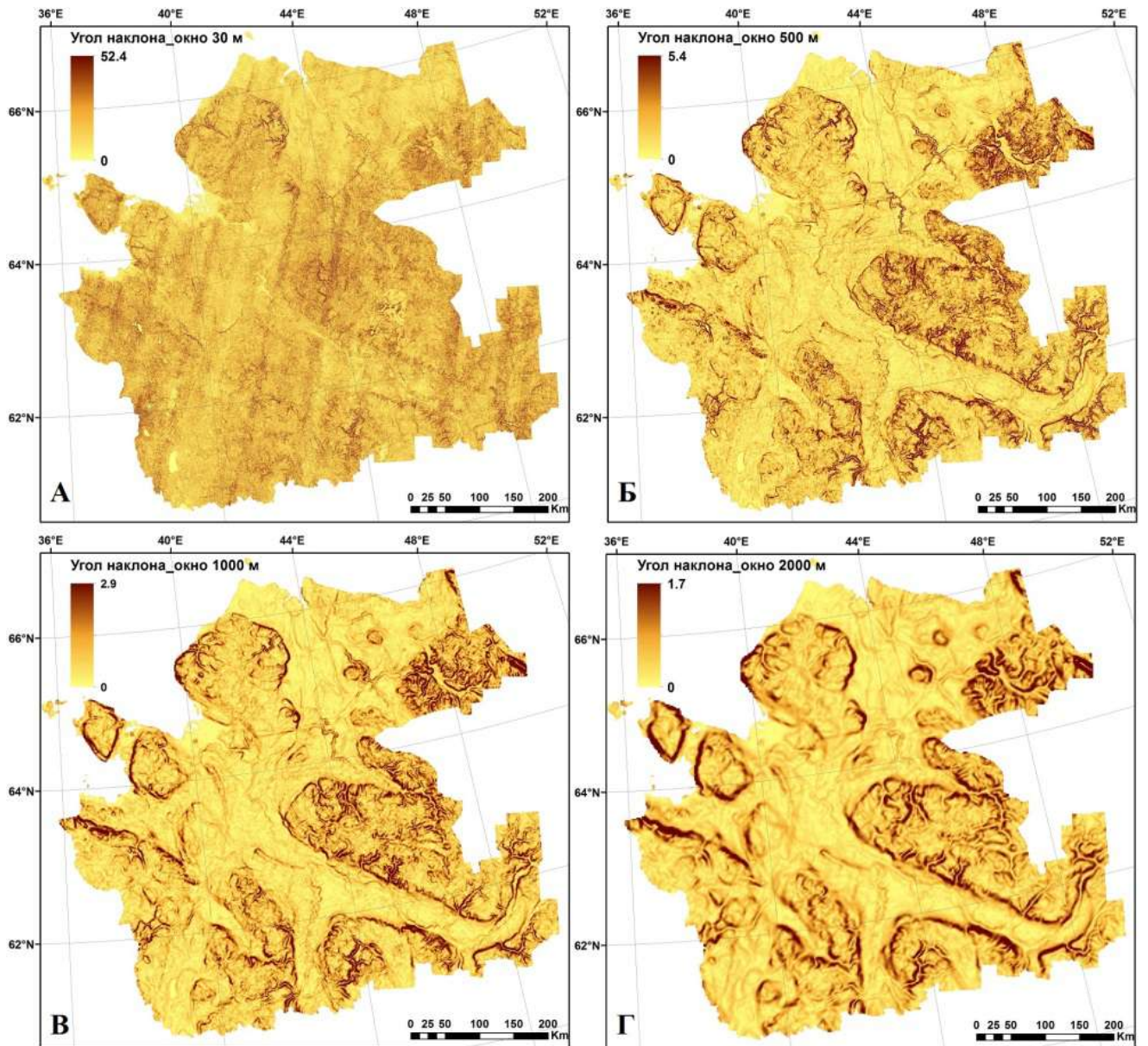


Рисунок 1.29. Примеры расчетов углов наклона поверхности в окнах 30×30 м (А), 480×480 м (Б), 960×960 м (В) и 1920×1920 м (Г)

Из рисунка 1.28 видно, что на ЦМР с исходным разрешением (30×30 м) диапазон значений высот составляет от 0 до 474 м. При «загрублении» модели значения высот изменяются. Так, при расчетах в окнах 480×480 м диапазон высот составляет от 0 до 456 м, 960×960 м – от 0 до 440 м, 1920×1920 м – от 0 до 413 м.

Определяющим фактором возникновения любых экзогенных процессов является не столько высота, сколько угол наклона поверхности. Из рисунка 1.29 следует, что максимальные значения углов наклона отмечаются на модели с исходным разрешением 30×30 м и составляют 52,4°. При уменьшении разрешения

до 480×480, 960×960 и 1920×1920 м максимальные значения углов наклона также изменяются и составляют 5,4°, 2,9° и 1,7° соответственно.

Поскольку сам уклон поверхности является причиной возникновения эрозии (Михайлов, 2000), то его величина во многом определяет интенсивность эрозионных процессов. Интенсивность эрозии растет экспоненциально с увеличением уклона.

Важной характеристикой рельефа является также и экспозиция склонов, т.к. этот параметр определяет их теплообеспеченность и, как следствие, особенности протекания здесь эрозионных процессов (Киркби, 1984). Теплообеспеченность склонов в дальнейшем можно оценить по таким топо-климатическим параметрам, как потенциальная солнечная радиация и фотосинтетически активная радиация.

С точки зрения роли рельефа в процессах перемещения материалов (в данном случае воды и переносимых ей твердой и растворимой фаз), водосборная площадь – это параметр, описывающий склонность некоторого участка (ячейки раstra) к получению воды, а локальный уклон – это параметр, описывающий склонность к отторжению воды (Geomorphometry, 2009).

Показатель индекса баланса геомасс выступает в качестве предиктора возникновения опасных склоновых процессов (оползни, обвалы, осыпи), поскольку раскрывает топографические предпосылки к разрушению и отложению грунтов (Глотов, 2013). Данный показатель позволяет выявить участки с высокой степенью вероятности развития гравитационных склоновых процессов.

Зоны сноса, транзита и аккумуляции хорошо описываются разными видами кривизн. Грамотное их сочетание позволяет с точностью до исходного разрешения ЦМР обозначать места возможного сноса, переноса и накопления различного материала, в том числе и загрязняющих веществ.

Показатель расчлененности рельефа косвенным образом определяет химический состав подземных вод. Чем выше неоднородность (расчлененность) рельефа, меньше толща перекрывающих коренные породы четвертичных отложений, тем большее количество пресных атмосферных вод достигнет водоносных толщ и путем растворения и выщелачивания пород сформирует

определенный химический состав подземных вод (Джамалов и др., 1996). В то же время, сравнительно невысокая расчлененность рельефа обуславливает и невысокую интенсивность водообмена и как следствие – почти в 2 раза более высокую минерализацию подземных вод (Зверев, 2011).

Поэтому, выбор параметров для геоэкологических исследований должен определяться, в первую очередь, поставленными задачами (Полякова, 2018; Полякова и др., 2019).

Блок 5. Геоморфометрический анализ проводится по выбранным параметрам или группам параметров с использованием инструментально-математических возможностей программного обеспечения (в данном случае SAGA GIS). В результате формируется комплект монофакторных карт, готовых для дальнейших операций.

Карты геоморфометрических параметров дают возможность оценить пространственную приуроченность и количественные характеристики процессов эрозии и аккумуляции на различных участках исследуемой территории. В то же время, нецелесообразно делать выводы о возможности проявления опасных процессов, используя значения только одного показателя. Корректнее использовать комбинации параметров, и, применив ряд логических и математических процедур, проводить вероятностное моделирование проявления экзогенных геологических процессов. В последующих главах это будет продемонстрировано.

Блок 6. Карты прогнозно-вероятностного моделирования дают возможность оценки вероятности проявления тех или иных опасных экзогенных процессов. Их составление основывается на сочетании нескольких параметров, отвечающих за проявление одного процесса или ряда генетически связанных процессов и явлений. Так, например, сочетание таких параметров, как угол наклона, LS фактор и индекс расчлененности рельефа позволяют выделить зоны максимальной вероятности проявления эрозионных процессов, зоны транзита и аккумуляции осадочного материала. Конечно, простое сопоставление карт не дает возможности прямого выделения подобных зон. В силу того, что ЦМР

Архангельской области имеет довольно большую плотность ячеек, значения рассчитываемых на ее основе геоморфометрических параметров имеют прерывистые сильно «раздробленные» контуры, не позволяющие судить о характере протекания того или иного процесса. Один из способов объединения контуров – это генерализация данных. Генерализация неизбежно ведет к потерям локальных особенностей, однако общая тенденция пространственного распределения значений параметров сохраняется (Полякова и др., 2019в). Далее генерализованные значения подвергаются кластерному анализу, что позволяет сгруппировать параметры в схожие между собой группы. Проведенные процедуры дают возможность сформировать определенное представление о масштабах развития и пространственной приуроченности процессов.

Таким образом, расчет геоморфометрических параметров рельефа позволяет создавать комплект монофакторных геоэкологических карт, каждая из которых характеризует территорию с точки зрения предпосылок рельефа, иллюстрируя зоны сноса, транзита и накопления осадочного материала, степень закарстованности, увлаженности и расчлененности. Карты геоморфометрических параметров дают возможность оценить пространственное положение и количественные характеристики процессов эрозии и аккумуляции на различных участках исследуемой территории. В то же время, нецелесообразно делать выводы о возможности проявления опасных процессов, используя значения только одного показателя. Корректнее использовать комбинации параметров и, применив ряд логических и математических процедур, проводить вероятностное моделирование проявления экзогенных геологических процессов.

Так, например, зоны развития эрозионных процессов различной интенсивности и зоны аккумуляции следует выделять, группируя и объединяя контуры таких геоморфометрических параметров, как угол наклона, LS фактор и индекс расчлененности рельефа. Для объединения контуров требуется процедура генерализации и кластеризации исходных растров параметров.

Для выделения территорий, склонных к подтоплению во время паводков и общей тенденции к заболачиванию, помимо трех перечисленных параметров следует использовать метод кластеризации индекса влажности.

Для выявления локальных участков предрасположенных к аккумуляции загрязняющих веществ необходимо использовать сочетание кривизн. Неплохие результирующие возможности показывает сумма горизонтальной и вертикальной кривизн (классификация Трёха). Так, например, для проведения мониторинговых работ по оценке состояния и загрязнения объектов окружающей среды, находящихся на территории ОАО «Архангельский ЦБК» и в пределах его воздействия на основе классификации Трёха были выделены зоны аккумуляции загрязняющих веществ (Полякова и др., 2021), приведенные на рисунок 1.30.

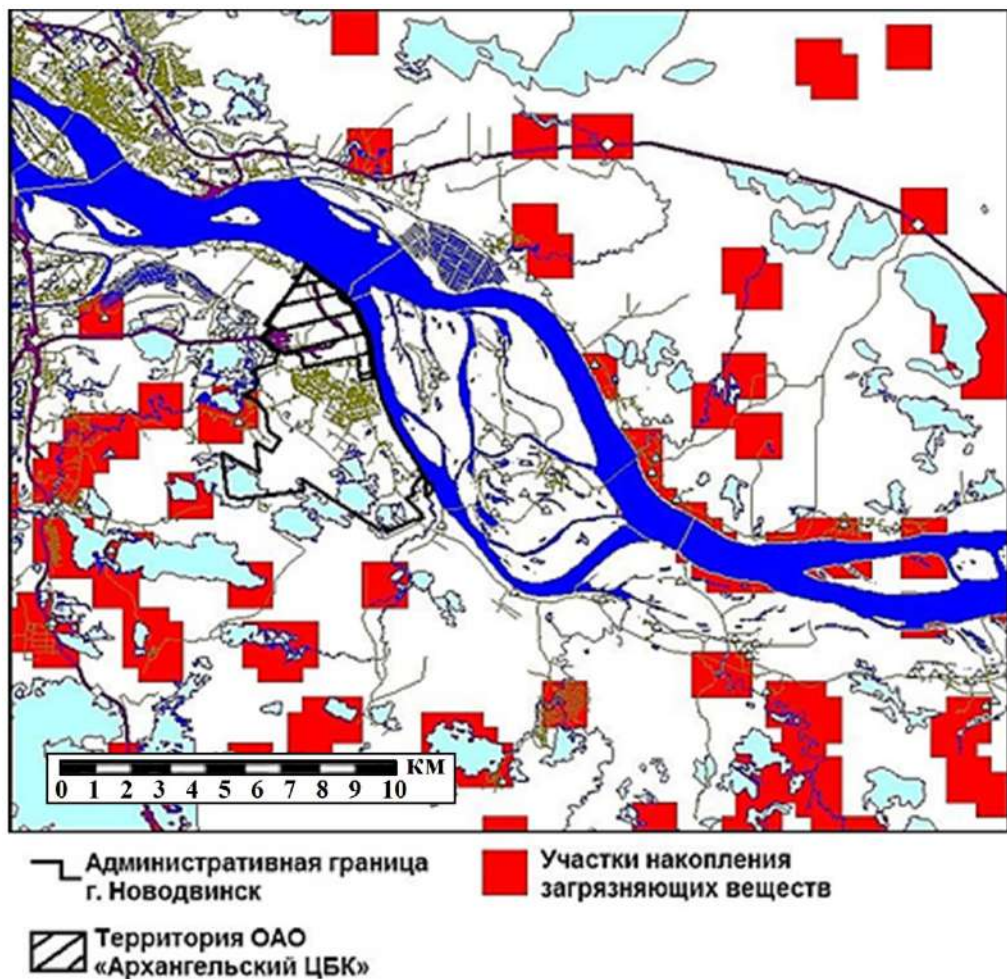


Рисунок 1.30. Зоны аккумуляции загрязняющих веществ в окружении г. Новодвинск, по (Полякова и др., 2021)

Геоморфометрический анализ рельефа может применяться не только в геоэкологических, но и в структурно-геологических исследованиях, поскольку, при сравнительно малых затратах, дает возможность выделять древние геологические структуры (Кутинов и др., 2020). Подобные структуры проявляются в современном рельефе благодаря следующим факторам:

– неотектонической унаследованности структурных планов более древнего заложения (Губин, Коркин, 1986; Кутинов, 1991; Милашев, 1979; Тяпкин, Кивелюк, 1982);

– за счет процессов препарирования агентами денудации зон повышенной проницаемости, либо за счет так называемого эффекта просвечивания – приспособления поверхностных экзогенных процессов к границам скрытых глубинных масс различной плотности (Кутинов, 1991).

Помимо прочего, применение геоморфометрического анализа рельефа имеет и самостоятельное значение, поскольку многие структурные формы, в том числе и рудоконтролирующие, устанавливаются лишь с помощью геоморфологических методов (Волчанская, Сапожникова, 1990; Милашев, 1979, 1990).

Таким образом, **геоморфометрический анализ рельефа и ГИС-технологии являются неотъемлемой частью современных геоэкологических исследований в силу доступности исходного материала, объективности количественных методов расчета и охвата больших территорий единовременно (первое защищаемое положение).**

ГЛАВА II

ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. Географическое положение района исследований

Север Русской плиты по своему географическому положению является уникальной окраинно-материковой геоструктурой. Современные границы ее находятся у бортов зоны, переходной от континента к океану в полосе шельфа Белого, Баренцева и Северного морей (Билибина, 1986). Окраинно-материковое положение определяет регион как область максимальных напряжений геодинамических движений литосферы. Длительная история развития блоковых структур, воздействие разнородных геодинамических напряжений в области материкового склона Баренцева и Белого морей (образование Северного Ледовитого океана), в контакте с Балтийским щитом (область с устойчивой тенденцией к поднятию, начиная с позднего архея), смена геодинамических обстановок в районе Урала, сформировали сложное разломно-блоковое строение региона (Кутинов, Чистова, 2004).

В данном исследовании Север Русской плиты будет рассматриваться в пределах административных границ материковой части Архангельской области (без Ненецкого автономного округа). Это сделано для удобства представления картографического материала и проведения расчетов.

В геолого-структурном плане Архангельская область находится в пределах Восточно-Европейской платформы и охватывает части ее надпорядковых структур (с юго-запада на северо-восток): юго-восток Балтийского щита, север Русской плиты, северо-запад Канино-Тиманского складчатого пояса и север Печорской синеклизы (структура Тимано-Печорской плиты) (рисунок 2.1).

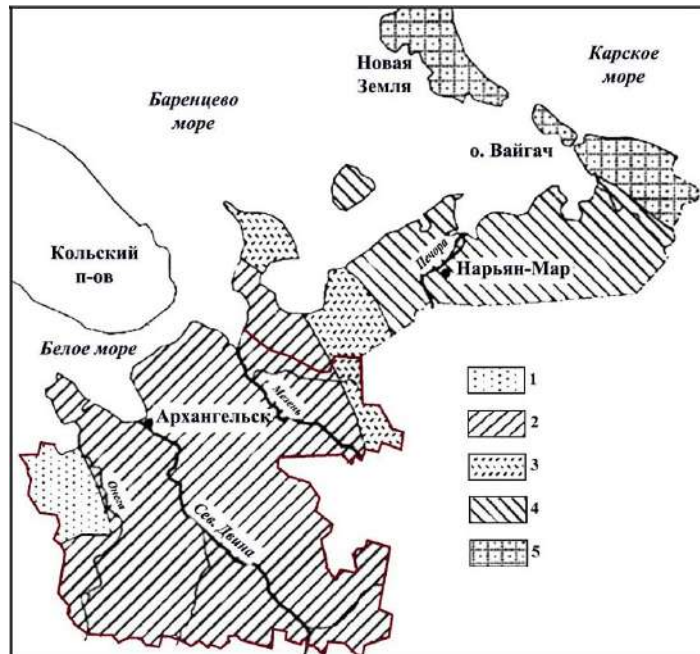


Рисунок 2.1. Основные геологические структуры Архангельской области, по (Губайдуллин, 2002):

1 – Балтийский щит; 2 – Русская плита; 3 – Канино-Тиманский складчатый пояс; 4 – Тимано-Печорская плита; 5 – Уральская складчатая зона

2.2. Структурно-тектонические условия

Подробное описание структурно-тектонических условий приводится в (Кутинов, Чистова, 2001; Кутинов и др., 2020), в работе излагается кратко.

По сумме геолого-геофизических данных докембрийский фундамент севера Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и перекрывающий его плитный покров относятся к двум геоблокам – Карело-Кольскому и Белорусско-Балтийскому (Билибина, 1986). Карело-Кольский геоблок состоит из четырех мегаблоков (Мурманского, Кольского, Беломорского и Карельского), различающихся по возрасту консолидации, составу докембрийской коры и характеру граничных поверхностей. Белорусско-Балтийский геоблок, большая часть которого находится за пределами территории, состоит из Ладожского и Балтийского мегаблоков.

Карело-Кольский и Белорусско-Балтийский геоблоки разделены глубоко проникающими межблоковыми швами, верхняя часть которых нарастается прогибами различного генезиса. Граница геоблоков представляет зону линейных

неоднородностей литосферы, погружающуюся в северо-восточном направлении на глубину более 130 км (Воеводова, Савицкий, 1986). В том же направлении погружаются и граничные зоны вышеперечисленных мегаблоков, фиксируемые в верхних частях земной коры (рисунок 2.2).

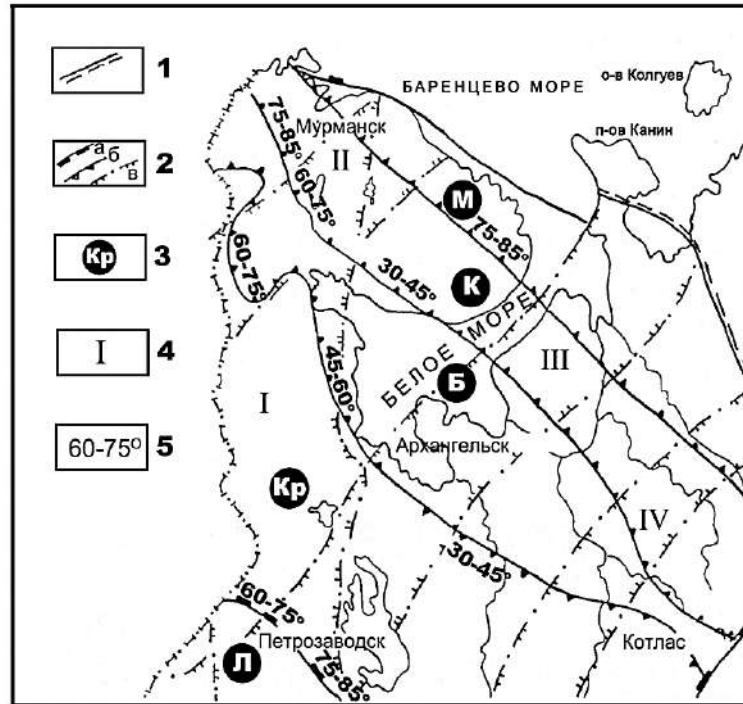


Рисунок 2.2. Схема разломно-блоковой тектоники северо-запада Восточно-Европейской платформы, по (Кутинов, Чистова, 2001):

1 – западная граница Тиманского поднятия; 2 – разломы, ограничивающие: а) геоблоки; б) мегаблоки; в) трансблоковые зоны; основные мегаблоки и их индексы: М – Мурманский; К – Кольский; Б – Беломорский; Кр – Карельский; Л – Ладожский; 4 – трансблоковые зоны: I – Ладожско-Баренцевоморская; II – Хибинская; III – Балтийско-Мезенская; IV – Вельско-Цильменская; 5 – расчетные углы падения поверхностей разломов

Граничная поверхность Мурманского мегаблока с Кольским представлена взбросом с углом падения $65-70^\circ$ на северо-восток (Билибина, 1986). Положение поверхности фиксируется локальными поддвигами, взбросами и сбросами с милонитовым и бластомилонитовым заполнением (Земная кора..., 1987). Северная граница Мурманского мегаблока отмечается на сейсмическом разрезе в шельфе Баренцева моря (Литвиненко, 1968; Геологическое строение..., 1985). Граничная поверхность Беломорского и Кольского мегаблоков фиксируется

разновозрастными разрывными нарушениями и затушевана процессами полиметаморфизма и гранитизации. К зоне сочленения этих мегаблоков приурочены системы прогибов. Вдоль перегибов граничной поверхности располагаются надвиги и сбросы, по которым беломорские гнейсы поддвинуты под протерозойские структуры Имандра-Варзугского прогиба под углами 60-70°. Граничная поверхность Беломорского и Карельского мегаблоков, усложненная положением системы впадин и прогибов, имеет крутое падение на северо-восток под углами 65-75° (Билибина, 1986). Зона сочленения этих мегаблоков обладает повышенной мощностью земной коры (до 50 км) и трассируется не только на территории Балтийского щита, но и пределах Русской плиты, где амплитуда утолщений значительно меньше (Строение литосферы., 1993).

Мегаблоки отличаются строением, возрастом консолидации и геохимическим типом земной коры. Так, Мурманскому, Кольскому и Беломорскому мегаблокам присущи в целом меньшие мощности земной коры, чем Ладожскому. Самая маломощная земная кора (29-34 км) определена в Карельском мегаблоке (Воеводова, Савицкий, 1986). Наблюдается различие блоков и по мощности гранитно-метаморфического слоя. Наименьшие значения характерны для Кольского мегаблока (менее 14 км), наибольшие – для Карельского и Балтийского (более 17 км). Мощности гранитно-метаморфического слоя Мурманского и Беломорского мегаблоков примерно равны (15-16 км). По типу земной коры Мурманский, Кольский и Карельский мегаблоки относятся к калически-мафическим, а Беломорский к мафически-ультрамафическим.

Блоки более высоких (III и IV) порядков различаются по глубинному строению и структурно-вещественным типам. Мурманский, Кольский и Беломорский мегаблоки характеризуются неоднородным строением, сложены небольшими по размеру и очень контрастными блоками IV порядка (Воеводова, Савицкий, 1986). В них наряду с типично калическими отмечаются и типично фемические блоки. Карельский мегаблок образован блоками III порядка, приблизительно равными по размерам и менее контрастными по своему выполнению.

Границы блоков III-IV порядков также представлены линейными зонами разломов, среди которых отмечаются астеносферные, мантийные, коровые и внутрикоровые структуры (Воеводова, Савицкий, 1986). История формирования зон сочленения отмечается большой длительностью и многоэтапностью, о чем свидетельствует приуроченность к ним более молодых геологических образований вплоть до палеозойских. Приуроченность к разломам зон сочленения уступов высотой более 100 м на территории Балтийского щита (Гендлер и др., 1986) свидетельствует, что их формирование продолжалось и после палеозоя.

Основная сеть разломов севера Русской плиты была заложена, главным образом, в позднем архее (2600-2800 млн. лет) в связи с кеноранским диастрофизмом (Салоп, 1982). В допалеозойской истории разрывных нарушений отмечаются от четырех до десяти этапов их активизации (Савицкий и др., 1986), протекавших в разное время и в различных геотектонических режимах. Эти разломы являются долгоживущими и, как правило, характеризуются сложным внутренним строением как вкрест, так и вдоль простирания. Они являются границами оформившихся в кеноранскую эпоху геоблоков и входящих в их состав блоков II и III порядка. Современные очертания и особенности внутреннего строения блоков определились в результате их неоднократной перестройки в раннем и, особенно, в позднем протерозое и, частично, палеозое, но в общих чертах они близки к первоначальным.

В целом можно сделать вывод, что для севера Русской плиты характерно развитие в основном двух разновидностей глубинных структур (линейно-блоковые и блоковые структуры III и IV порядков) – в виде желобов и в виде перевернутых конусов и блоков (Березовский и др., 1993). Структуры первого типа характеризуются максимальным погружением фундамента до 4-5 км (прогибы или системы прогибов), валлообразными поднятиями поверхности Мохо с амплитудой 2-18 км и значительным сокращением мощности коры. Для структур второго типа в виде блоков характерна приподнятая поверхность кристаллического фундамента (глубина залегания 0-2 км), погружение границы Мохо до 38-42 км.

Вещественная неоднородность осадочного чехла предопределена обособленностью в нем сообществ горных пород разных рангов (геологические формации и их ассоциации). Состав сообществ, их внутреннее строение, форма тел, взаимоотношения в пространстве контролируются несколькими факторами, среди которых одним из главных является тектонический. Этот фактор прямо или косвенно влияет на ход осадочного процесса, а также приводит к преобразованию конседиментационных структурных форм с их осадочным наполнением.

В современном структурном плане осадочного чехла на рассматриваемой территории выделяются следующие крупнейшие элементы: восточный склон Балтийского щита, Мезенская синеклиза, Тиманская гряда, Печорская синеклиза и Предуральский прогиб (Структура платформенного чехла..., 1982). В пределах крупнейших структур установлены многочисленные более мелкие структурные элементы: своды, впадины, валы, прогибы, поднятия, котловины и др. Наиболее выпукло они выражены в структурных поверхностях, характеризующих строение отдельных структурно-формационных комплексов (ярусов).

2.3. Геолого-литологические условия

Геологическая история севера Русской плиты тесно связана с эволюцией Балтийского щита и во многом ей обусловлена. В настоящее время данная территория рассматривается многими исследователями как один из узлов позднедевонского щелочного магматизма (Архангельская алмазоносная., 1999). Подтверждением этого служат многочисленные дайки и трубки ультраосновных фойдитов, оливиновых мелилититов и алмазоносных кимберлитов вдоль Терского берега Белого моря (Калинкин и др., 1993), трубки взрыва на Среднем Тимане (Мальков, Холопова, 1995) и т.п. Таким образом, существующая пространственно-временная связь щелочно-ультраосновного магматизма севера Русской плиты и, в первую очередь, щелочного магматизма Балтийского щита позволяет предположить достаточно близкую однотипность в истории развития и строения структур фундамента последнего с исследуемой территорией.

Геологическое строение данного региона определяется его положением в пределах Мезенской синеклизы, представляющей собой обширную депрессию на севере ВЕП, ограниченную на западе Балтийским щитом, на востоке – Канинско-Тиманским складчатым поясом. С расположенной южнее Московской синеклизой она сочленяется через Среднерусский авлакоген. В строении синеклизы довольно четко обособляются два структурных этажа: нижний – дорифейский кристаллический фундамент и верхний – осадочный чехол (Малов, 2003).

В северо-западной части Мезенской синеклизы выделяется обособленная в географическом и геолого-структурном отношении территория, названная архангельскими геологами Юго-Восточное Беломорье (ЮВБ), приведенная на рисунке 2.3 (Станковский, и др., 1981; Станковский и др., 1986; Геология и полезные..., 1987; Губайдуллин, 2002; Малов, 2003; Геодинамика ..., 2006).

Основными геологическими факторами, определившими выделение данного региона, являются (излагается по Губайдуллин, 2002):

- наличие многочисленных трубок взрыва кимберлитов и родственных им пород и, в первую очередь, месторождений алмазов им. М.В. Ломоносова и В.П. Гриба;

- развитие под четвертичными образованиями на обширной территории единственных на Европейском Севере отложений валдайской серии венда с их уникальным разрезом;

- открытие в обнажениях венда нескольких местонахождений бесскелетной фауны метазоа, в том числе крупнейшего в мире на Зимних горах;

- проявление разнообразного платформенного магматизма.

ЮВБ охватывает обширную территорию, ограниченную на севере и западе побережьем Белого моря примерно от мыса Воронов на северо-западе Мезенской губы до губы Нименьга на Поморском берегу Онежской губы Белого моря. На юге оно ограничивается кряжем Ветреного пояса. Восточная его граница определяется условно примерно по 150-метровой глубине залегания кровли вендских отложений. Протяженность ЮВБ с севера на юг около 350 км при ширине 100-150 км (Губайдуллин, 2002).

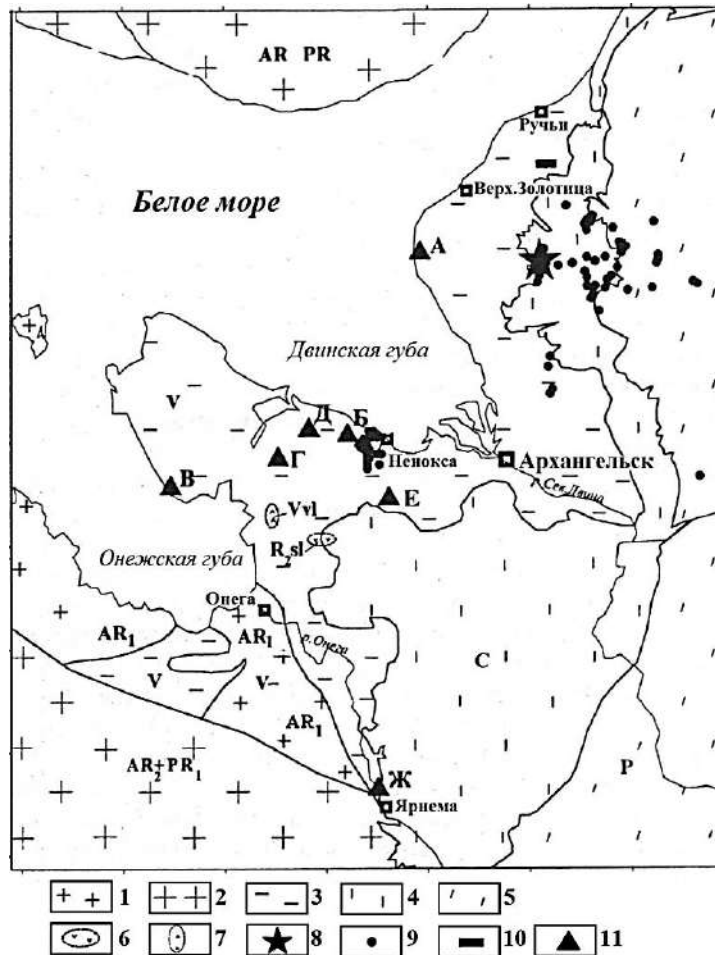


Рисунок 2.3. Юго-Восточное Беломорье, по (Станковский и др., 1981):

Области развития пород: 1 – нижнего архея (AR_1), 2 – верхнего архея и нижнего протерозоя (AR_2+PR_1), 3 – венда (V), 4 – карбона (C), 5 – перми (P); 6 – солонзёрские базальты среднего рифея (Rsl), 7 – войозёрские долериты валдайской серии венда (Vv_1), 8 – месторождение алмазов им. Ломоносова, 9 – трубки взрыва, 10 – силлы кимберлитов Мелы, 11 – местонахождение вендской бесскелетной фауны Metazoa: А – Зимние горы, Б – Сюзьма, В – Лямца, Г – Агма, Д – Кинжугские озера, Е – Солза, Ж – Ярема

Кристаллический фундамент на большей части Мезенской синеклизы имеет архейско-раннепротерозойский возраст и представлен интенсивно дислоцированными и глубокометаморфизованными гнейсами, гранитогнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами.

В составе осадочного чехла Мезенской синеклизы присутствуют образования среднего и верхнего рифея, верхнего венда, палеозоя, мезозоя и кайнозоя (Полякова, 2005), стратиграфическая схема приведена в таблице 2.1.

Таблица 2.1 – Стратиграфическая схема осадочного чехла Мезенской синеклизы

Эра	Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Свита	Мощность, м	Литологический состав пород
Кайнозой	Четвертичная (Q)	Современный (голоцен) (Qiv)				3-5	Песчано-глинистые отложения
		Верхний (Qm) (верхний плейстоцен)		Валдайский (gQmvd) (ледниковье)		10-15	Моренные валунные суглинки
				Микулинский (mQmnik) (межледниковье)		50-70	Глинистые отложения
		Средний (Qn) (средний плейстоцен)	Отложения, заполняющие переуглубленные палеодолины глубиной до 100-250 м (aIN ₂ -Q _n , Q _n)				
	Нижний (Ql) (нижний плейстоцен)						
Неоген (N)	Поздний (N ₂)						
Мезозой	Юрская (J)					21-70	Глины, местами алевролитистые, известковистые. Характерный минерал тяжелой фракции – пирит
	Триасовая (T)	Нижний (T ₁)					46-296
Палеозой	Пермская (P)	Верхний (P ₂)	Татарский (t)			60-400	Мергели и алевролиты с прослоями глины, известняков, песчаников
			Казанский (kz)	Верхний подъярус (kz ₂)		46-82	Известняки с прослоями мергелей и песчаников
				Нижний подъярус (kz ₁)		50-195	Мергели, известковистые глины
		Уфимский (u)		Вихтовская (vh)	54-160	Алевролиты с прослоями песчаников, аргиллитов, мергелей. Рудопроявление целестина	
		Нижний (P ₁)	Кунгурский (kg)			66-215	
			Артинский (ar)			84	
			Сакмарский (s)	Стерлитамакский (st)	Кулогорская (kl)	250	Доломиты и известняки с прослоями гипсов Гипсы и ангидриты Сероцветные песчаники
				Тастубский (ts)	Соткинская (sot) Турьинская (tr) Полтинская (pl)		
		Ассельский (a)	Шиханский (sh)		110	Доломиты с прослоями известняков и гипсов Доломиты с прослоями известняков, реже гипсов, ангидритов и песчаников	
			Сокольегорский (sk)				
	Каменно-угольная (C)	Верхний (C ₃)	Гжельский (g)		10-98	Доломиты, известняки с прослоями гипса, ангидрита Известковистые доломиты, доломитизированные известняки	
			Касимовский (k)				
		Средний (C ₂)	Московский (ms)	Подольский и мячковский (pd-mč)		14-85	Карбонатные отложения Терригенные отложения Карбонатные отложения
				Каширский (kš)	Урзутская (ur) Воереченская (vr)		
	Нижний (C ₁)				20-50	Глины и алевролиты с прослоями песчаников	
	Протерозой	Венд (V)	Верхний (V ₂)	Котлинский (kt)	Падунская (pd)	950-1213	Красноцветные песчаники и алевролиты Пестроцветные аргиллиты и алевролиты Глинистые отложения с прослоями алевролитов и песчаников
				Мезенская (mz)			
Редкинский (rd)			Усть-пинезская (up)				
Рифей (R)		Верхний (R ₃)			Солозерская (sl)	136	Базальты и долерито-базальты с порфиrowыми выделениями плагиоклазов
					Ненокская (nn)	400	Песчаники
					Чидвийская (chd)		Песчаники
					Тучкинская (tch)	523	Переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников
					Уфтюгская (uf)	102-350	Песчаники с подчиненными прослоями аргиллитов и алевролитов
					Няфтинская (nf)	197	Переслаивание аргиллитов и алевролитов
					Омская (om)	537	Переслаивание аргиллитов, песчаников, доломитов, известняков, мергелей и алевролитов
					Дорогорская (dg)	573	Переслаивание песчаников и аргиллитов
Средний (R ₂)			Пезская (pz)	589	Аргиллиты с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников		

Рифей (R). Рифейские отложения слагают основание осадочного чехла. Они развиты по всей территории синеклизы, но наиболее полные разрезы отмечаются в пределах рифтовых впадин. На выступах фундамента мощность рифейских пород резко сокращается вплоть до полного их выклинивания. Глубина залегания от десятков метров на Онежском полуострове до 2-2,5 км в восточной части синеклизы. Максимальная вскрытая мощность – 1964 м (Усть-Мезенский рифт). Рифейский комплекс представлен средним и верхним отделами (История развития..., 1981; Малов, 2003).

Венд (V). Вендские отложения с угловым несогласием залегают на поверхности рифейских образований (рисунок 2.4). Отложения имеют повсеместное распространение в пределах Мезенской синеклизы. На полную мощность (674-1388 м) они вскрыты на основной площади синеклизы на глубине 700-1500 м. Подошва комплекса залегает на глубине 1840-2530 м. В Пешской впадине венд встречен на глубинах 1790-3252 м. Соответственно, подошва его может находиться здесь в интервале 3-4,5 км.

Состав вендских отложений довольно стабилен по всей площади Мезенской синеклизы, наиболее детально он изучен в пределах ЮВБ (рисунок 2.5). Здесь вендские отложения залегают на глубине от 0 до 50-300 м под кайнозойскими и палеозойскими отложениями. Максимальные глубины характерны для районов развития переуглубленных палеодолин неоген-четвертичного возраста и для восточной части территории. Мощность венда в центральной части Беломорско-Кулойского плато (БКП) с востока на запад сокращается с 1213 до 950, еще западнее, южнее и севернее – до 500, а на границе с Балтийским щитом – до 0 метров.

Палеозой (Pz). Палеозойская группа на территории Мезенской синеклизы включает в себя каменноугольную и пермскую системы (излагается по Малов, 2003). Отложения палеозоя с большим стратиграфическим перерывом залегают на размытой поверхности верхнего венда.

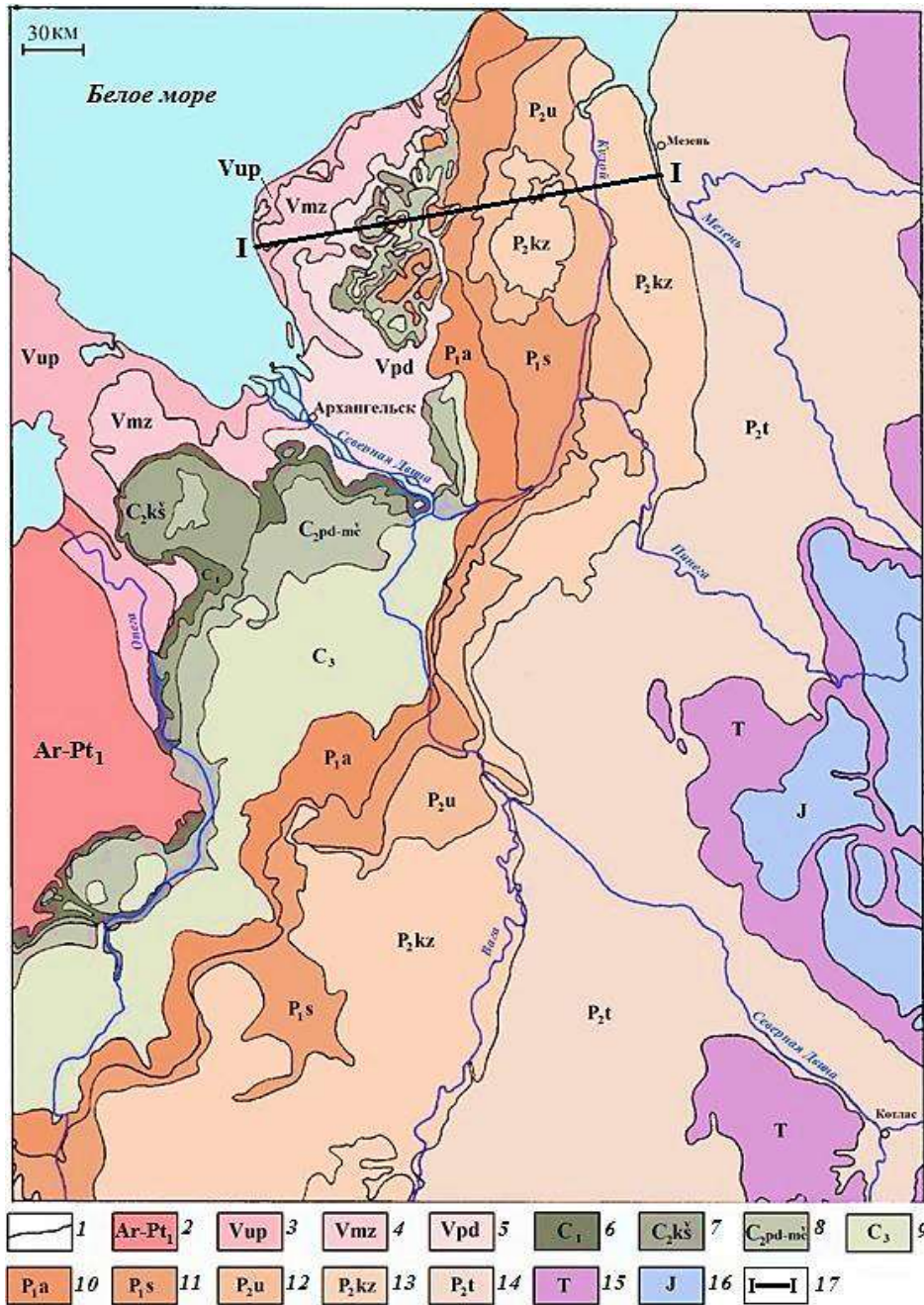


Рисунок 2.4. Геологическая схема Мезенской синеклизы:

1 – геологические границы; 2-16 – стратиграфические подразделения: 2 – архей и нижний протерозой; 3 – усть-пинезжская свита венда; 4 – мезенская свита венда; 5 – падунская свита венда; 6 – нижний карбон; 7 – каширский горизонт московского яруса среднего карбона; 8 – подольский и мячковский горизонты московского яруса среднего карбона, 9 – касимовский и гжельский ярусы верхнего карбона; 10 – ассельский ярус нижней перми; 11 – сакмарский ярус нижней перми; 12 – уфимский ярус верхней перми; 13 – казанский ярус верхней перми; 14 – татарский ярус верхней перми; 15 – триас; 16 – юра; 17 – линия разреза

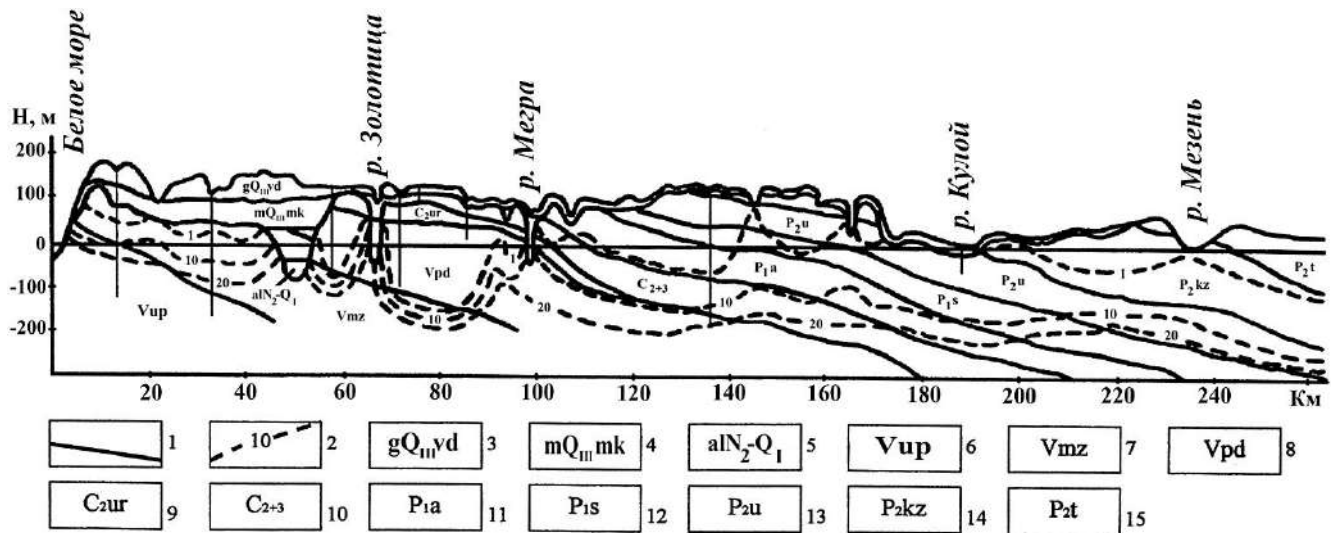


Рисунок 2.5. Геолого-гидрогеологический разрез верхней части осадочного чехла на территории Юго-Восточного Беломорья (по линии I-I на рисунке 2.4), по (Малов, 2003):

1 – геологические границы; 2 – изолинии минерализации подземных вод; 3-15 – стратиграфические подразделения: 3 – отложения валдайского ледникового; 4 – отложения микулинские межледниковые; 5 – аллювиальные верхнечетвертичные отложения; 6 – усть-пинежская свита венда; 7 – мезенская свита венда; 8 – падуновская свита венда; 9 – урзугская свита среднего карбона; 10 – средний и верхний карбон; 11 – ассельский ярус нижней перми; 12 – сакмарский ярус нижней перми; 13 – уфимский ярус верхней перми; 14 – казанский ярус верхней перми; 15 – татарский ярус верхней перми

Каменноугольная система (С). Образования карбона были сформированы на фоне общего опускания ВЕП, которое прерывалось двумя фазами поднятий, происходивших в нижнем карбоне. Эти поднятия резко изменяли режим осадконакопления и привели к появлению размывов в толще осадков карбона. Более устойчивое воздымание платформы началось в конце каменноугольного периода и завершилось только в перми (Историческая геология, 1974).

Нижний отдел (С₁) выделяется только на левобережье р. Северной Двины (рисунок 2.4). В районе Онежского полуострова мощность его составляет 20-50 м, он повсеместно перекрыт отложениями среднего отдела. Литологический состав пестрый и весьма изменчив на небольших расстояниях. Преобладают глины и алевролиты с прослоями песчаников и конгломератов и маломощными прослоями карбонатных пород: доломитов, известняков, мергелей.

Средний отдел (C₂) в Мезенской синеклизе распространен повсеместно, за исключением территорий, непосредственно примыкающих к Балтийскому щиту. Мощность его в восточной части синеклизы составляет от 23 м в Верхне-Пинежском прогибе до 204 м в Пешской впадине. Кровля залегает здесь на глубинах 625-1639 м. Разрез представлен переслаивающейся толщей известняков и доломитов. Присутствуют включения ангидрита, гипса, редко мергелей.

Верхний отдел (C₃) каменноугольной системы распространен примерно на тех же территориях, что и средний. В восточной части Мезенской синеклизы представлен в основном известняками серыми, желтоватыми, буроватыми, местами органогенными, глинистыми, доломитизированными и доломитами. Встречаются включения и гнезда ангидритов, голубых гипсов. Мощность – от 80 м в Котласском прогибе Среднерусского авлакогена до 187 м в Пешской впадине (Малов, 2003).

Пермская система (Р). Осадконакопление на территории Восточно-Европейской платформы в начале раннепермской эпохи происходило в мелководном, унаследованном от каменноугольного периода, морском бассейне, в котором накапливались карбонатные отложения (Историческая геология, 1974). В результате постепенно нараставшего поднятия платформы морской бассейн начал сокращаться и к концу ранней перми превратился в огромную лагуну. В условиях аридного климата началось выпадение в осадок гипсов. В начале позднепермской эпохи платформа представляла собой аккумулятивную равнину. Красноцветность пород свидетельствует об аридном климате того времени. Красноцветы уфимского яруса сменяются морскими отложениями казанского яруса. В середине позднепермской эпохи (казанский век) произошло погружение северной и восточной частей платформы, которое вызвало кратковременную, но обширную трансгрессию из арктического бассейна. Вновь возник огромный меридионально вытянутый морской залив с неустойчивым солевым режимом и довольно разнообразными условиями осадконакопления. В татарском веке, так же как и в уфимском, вся ВЕП вновь превратилась в сушу и представляла собой огромную аккумулятивную равнину с красноцветными песчано-глинистыми

осадочными породами.

В составе пермской системы, выходящей на поверхность или залегающей непосредственно под кайнозойскими отложениями, а на востоке синеклизы – под мезозойскими на глубине до 300 м, присутствуют нижний и верхний отделы общей мощностью от 700 до 1100 м.

Нижний отдел (P_1) выделен в восточной части Мезенской синеклизы в объеме нерасчлененных ассельского-сакмарского, артинского и кунгурского ярусов (Малов, 2003). Отсутствие отложений ассельского-сакмарского яруса установлено в Котласском прогибе Среднерусского авлакогена. К отложениям артинского и кунгурского ярусов приурочен Двинско-Сухонский соленосный бассейн площадью около 60 тыс. км², расположенный на междуречье Вычегды, Северной Двины, Сухоны. Каменная соль залегает в интервале глубин от 250-450 до 500-700 м согласно с погружением пласта нижнепермских отложений с северо-запада на юго-восток. В ЮВБ в составе нижнего отдела полной мощностью 250 м по палеонтологическим данным выделяют ассельский и сакмарский ярусы.

Верхний отдел (P_2) представлен толщей континентальных и прибрежно-морских осадков уфимского яруса, морскими, преимущественно карбонатными отложениями казанского яруса и терригенными образованиями татарского яруса (Историческая геология, 1974).

Мезозой (Mz) выделен в объеме триасовой и юрской систем.

Триасовая система (Т) представлена только нижним отделом. Отложения установлены в Верхне-Пинежском и Сафоновском рифтах, Пешской впадине и Мезенско-Вашкинской зоне поднятий. Мощность – от 46 м в Сафоновском рифте до 296 м в Пешской впадине. Отложения состоят из неравномерно переслаивающихся глин, песчаников и алевролитов.

Юрская система (J) установлена в Пешской впадине, где разрез ее сложен глиной серой, местами алевритистой, известковистой, с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. Характерным минералом тяжелой фракции является пирит. Мощность отложений – 21-70 м.

Кайнозой (Kz). Кайнозойские отложения в исследуемом районе покрывают сплошным чехлом поверхность дочетвертичных пород и залегают на практически горизонтально лежащих толщах венда и верхнего палеозоя, выполняя древние депрессии и слагая наложенный аккумулятивный рельеф. В их состав входят в основном **четвертичные образования (Q).** Образования **неогена (N)** выделяются, предположительно, только в основании разреза толщ, заполняющих переуглубленные палеодолины глубиной до 100-250 м (рисунок 2.6).

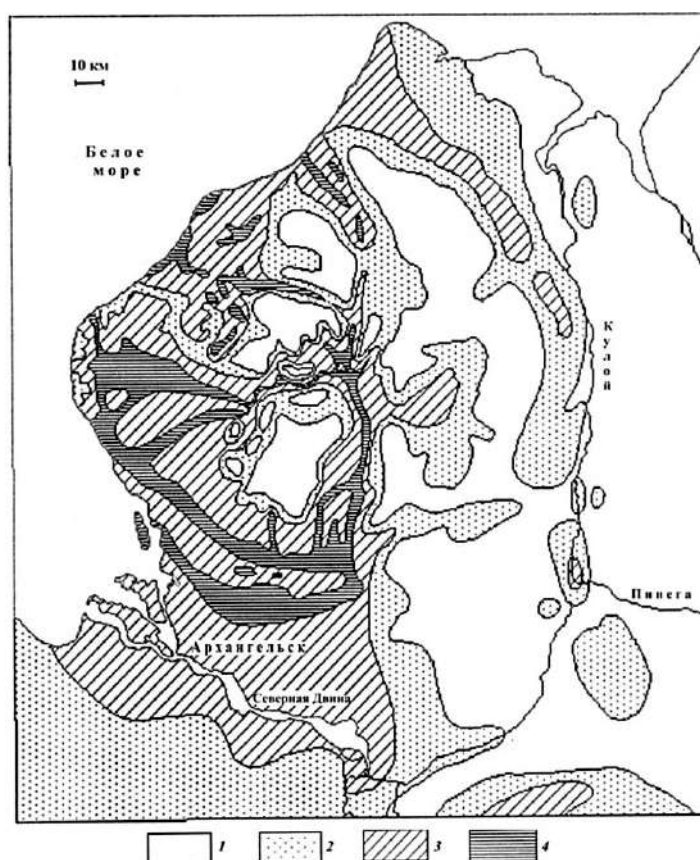


Рисунок 2.6 Схема мощностей четвертичных отложений Юго-Восточного Беломорья, по (Малов, 2003):

1-4 – площади с различными мощностями четвертичных отложений, м:
1 – до 10, 2 – 10-20, 3 – 20-100, 4 – >100

На большей части ЮВБ покров четвертичных отложений маломощен, как правило, менее 20 м, часто сокращается до первых метров или отсутствует полностью (излагается по (Малов, 2003)). Основную часть разреза здесь составляют верхнеплейстоценовые отложения. В основании залегает комплекс преимущественно глинистых осадков микулинского межледниковья или

валдайского ледника: ледниковые серовато-коричневые валунные суглинки с линзами супесей и песков, флювиогляциальные разнозернистые пески с гравием, галькой и мелкими валунами, озерно-ледниковые ленточные глины, суглинки, мелкозернистые пески, алевриты. На них или непосредственно на коренных породах находятся голоценовые континентальные отложения: аллювиальные, озерные, озерно-болотные, болотные, представленные песчано-глинистыми образованиями и торфами. Такой характер строения разреза и мощности четвертичного покрова преобладает на востоке БКП и в центральной его части.

Второй тип четвертичного чехла характеризуется мощностями 20-100 м. Распространен в основном в западной части краевого окаймления БКП, т.е. на территории приморских низин. Повышенная мощность чехла четвертичных отложений связана здесь с увеличением мощности преимущественно глинистых отложений микулинского межледниковья до 80 м. Речные долины, прорезающие этот чехол до глубины 50 м, заполнены песчано-глинистыми образованиями.

Третий тип характерен для разрезов переуглубленных палеодолин неоген-четвертичного возраста с мощностями до 100-250 м. Нарращивание разрезов второго типа происходит здесь за счет самых разных по генезису песчано-глинистых континентальных и морских отложений неогена-среднего плейстоцена. Ширина палеодолин – до первых километров.

Характерный район развития третьего типа разреза осадочного чехла – Северо-Двинская впадина, являющаяся продолжением на суше Двинского залива Белого моря; она вытянута с северо-запада на юго-восток от Двинской губы до устья р. Пинеги.

В настоящее время впадина представляет собой открытое в сторону моря чашеобразное углубление в терригенно-карбонатных отложениях карбона, девона и венда. Длина впадины – 120 км. Максимальные размеры поперечного сечения (по берегу Двинского залива): ширина по верху – 100-110 км, ширина дна – 30-40 км, абсолютная отметка дна – 76 м. Склоны имеют уклон 2-3°. Заполнена впадина в основном глинистыми отложениями бореального моря микулинского межледниковья (mQ_{шmk}). Площадь их распространения в пределах впадины

составляет более 7000 км², мощность в центральных частях впадины достигает 50-70 м. Глинистые отложения характеризуются значительной плотностью сложения и высокой прочностью, что может быть связано с их уплотнением под собственной массой, а также под массой перекрывавшего их 50-10 тыс. лет назад валдайского ледника, нагрузка от которого при мощности его в 1000 м могла достигать значительных величин.

Снизу глины подстилаются 10-15-метровым слоем суглинков московской морены (mQ_{IIms}). Ниже залегает мощная толща терригенных отложений венда, состоящая из переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов падунской, мезенской и усть-пинежской свит. Мощность ее составляет 600-700 м.

Сверху микулинские глины перекрываются 10-15-метровым слоем отложений валдайского ледниковья (gQ_{IIIvd}), представленных в основном моренными валунными суглинками. На локальных участках отложения валдайского ледниковья состоят из флювиогляциальных и озерно-ледниковых песков. На ограниченных площадях валдайские, реже непосредственно микулинские отложения перекрываются 3-5-метровым слоем современных песчано-глинистых отложений: аллювиальных (aQ_{IV}), озерных (lQ_{IV}), болотных (pQ_{IV}), морских (mQ_{IV}).

Наиболее существенными долинными комплексами четвертичных отложений в ЮВБ являются комплексы долин рек Северная Двина, Лая, Лодьма, Мудьюга, Куя, Золотица, Мегра, Койда, Кулой.

Долина нижнего течения р. Северной Двины проходит примерно по тальвегу Северо-Двинской впадины. Ширина ее от 15 км в устье до 2 км в наиболее узкой части. Это долина эрозионного происхождения, она образована водными потоками валдайского ледника и прорезает почти до подошвы толщу глин микулинского межледниковья, а в верхней части Северо-Двинской впадины прорезает глины полностью и частично врежется в суглинки московской морены.

Долина р. Северной Двины заполнена песчано-глинистыми отложениями верхнечетвертичного и современного возраста: флювиогляциальными, морскими, аллювиальными, озерно-болотными. Их суммарная мощность достигает 40-50 м.

Для отложений речной долины характерно наличие в их кровле невыдержанного по мощности слоя супеси, легких суглинков и глинистых песков мощностью до 3-8 м, являющихся по генезису пойменным аллювием, а в нижней части толщи – слоя разнозернистых, часто заглинизированных песков мощностью до 5-15 м с включениями гальки, гравия (по-видимому, флювиагляциальные отложения поздневалдайского времени).

Средняя часть осадочной толщи, заполняющей речную долину, представлена, в основном, мелко- и среднезернистыми песками поздневалдайских и современных трансгрессий. Следствием континентальных перерывов между трансгрессиями являются относительно выдержанные прослои суглинков и глин мощностью 1-2 м, обогащенных органикой, тяготеющие к средней части разреза. По происхождению они озерно-ледниковые, озерные, лагунные, болотные. Глинистый материал присутствует зачастую и в морских отложениях, особенно в дельтовой части долины р. Северной Двины, где суммарная мощность слоев глин и суглинков, тяготеющих к нижней части разреза, достигает 10-20 м, т.е. составляет около половины всей осадочной толщи в долине.

В целом довольно четко прослеживается нарастание содержания глинистого материала в разрезе осадочной толщи речной долины по ее длине сверху вниз: от устья р. Пинеги до Двинского залива (Малов, 2003).

2.4. Геоморфологические условия

В целом формирование дневной поверхности ВЕП происходило, главным образом, под влиянием трех последних оледенений (Днепровского, Московского, Валдайского). В последующем этот фон трансформировался совокупностью процессов разрушения горных пород (денудации), а также эрозией и аккумуляцией, связанных с таянием ледников и переработкой талыми водами рыхлых отложений. Последнее оледенение (Валдайское) зародилось около 115 тыс. лет в горах Норвегии (Девятова, 1982; Демидов, 2003; Demidov et al., 2006). Около 25 тыс. лет назад глобальное похолодание обусловило продвижение

материковых льдов в юго-восточном направлении. В максимум оледенения, около 17-20 тыс. лет назад, граница ледового покрова проходила примерно по линии Смоленск – Вологда – Мезень. Льды распространялись в виде отдельных крупных лопастей. Они были направлены по низменностям и обтекали возвышенности в междуречьях Онеги, Ваги, Северной Двины и других крупных водотоков.

Последнее Валдайское оледенение (10-12 тыс. лет назад) дополнило древний рельеф многочисленными моренными холмами, грядами и возвышенностями с обширными низинами, местами заболоченными. На юге Архангельской области к ним относится Няндомская возвышенность и отдельные холмистые участки местности на водоразделах Северной Двины и Пинеги, Пинеги и Вашки, Вашки и Мезени. Отложения последнего оледенения захватывают, по-видимому, южные и восточные части области. Водноледниковые равнины древних рек, стекающих с моренных возвышенностей, имеют волнистый характер. Самым спокойным рельефом с обилием озер и болот отличаются озерно-ледниковые равнины на большом протяжении рек Северная Двина, Кулой, Мезень, Пеза и другие.

Современный рельеф региона исследований в значительной мере является результатом материковых оледенений, послеледниковой эрозии и тектонических процессов и представляет собой сочетание форм доледникового денудационно-тектонического, ледникового и послеледникового аккумулятивного и эрозионного генезиса. В формировании рельефа огромную роль играют четвертичные отложения мощных оледенений. Однако наиболее общие черты рельефа территории исследований, его крупные морфоструктурные элементы, сформировались еще до начала четвертичного периода. К ним относятся остатки древнейших горных сооружений – Тиманский кряж, Канин Камень, Ветренный Пояс.

Морфоструктурными элементами ВЕП являются крупные формы рельефа – возвышенности и низменности (рисунок 2.7).

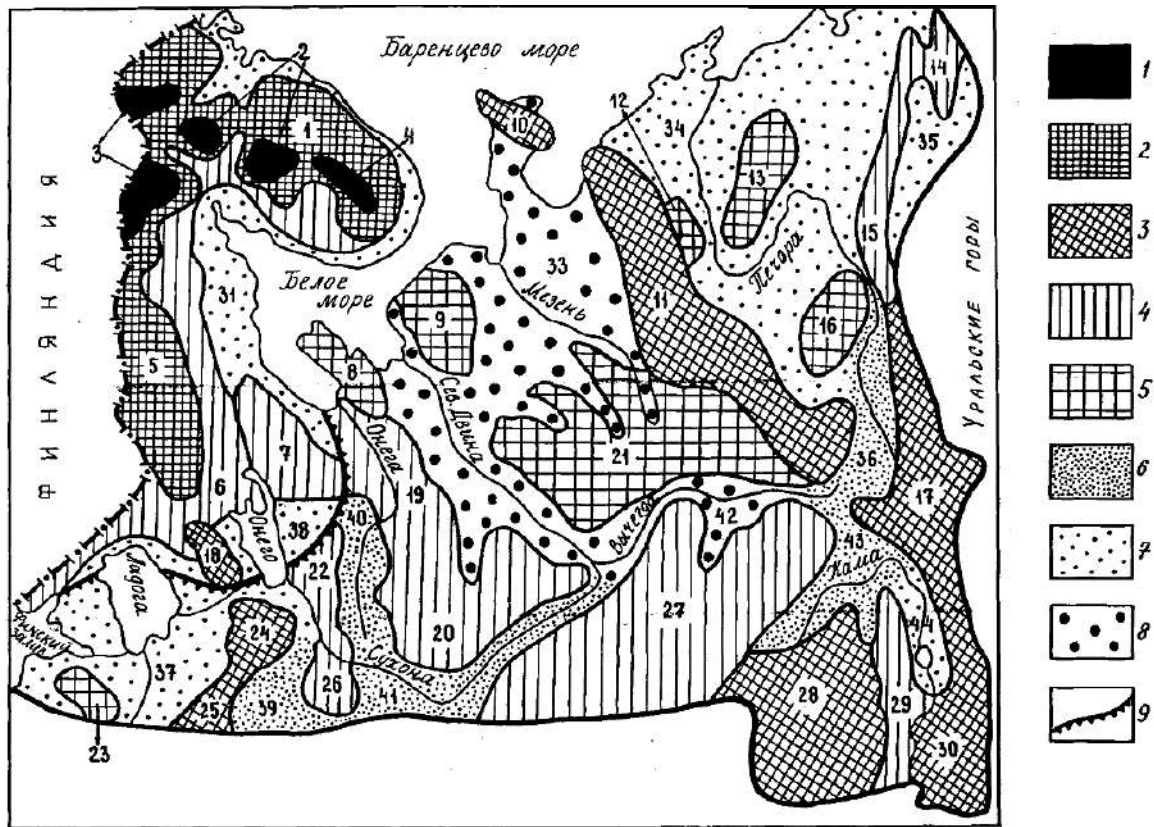


Рисунок 2.7. Орографическая схема Европейского севера России, по (Громцев, 2008):

1-5 – средняя высота возвышенностей (м над уровнем моря): 1) ≥ 300 ; 2) 220-300; 3) 180-200; 4) 140-180; 5) ≤ 140 ; 6-8 – средняя высота низменностей (м): 6) ≥ 100 ; 7) 60-100; 8) ≤ 60 ; 9 – граница между Фенноскандией и Русской равниной.

Возвышенности: 1 – Центрально-Кольская; 2 – Хибины; 3 – отроги хребта Маанселька; 4 – гряда Кейва; 5 – Западно-Карельская; 6 – Средне-Карельская денудационная равнина; 7 – Кряж Ветренный Пояс; 8 – Онего-Двинская; 9 – Беломорско-Кулойское плато; 10 – Канин камень; 11 – Тиманский кряж; 12 – Тобышская; 13 – Большеземельская гряда; 14 – Воркутинская гряда; 15 – Кряж Чернышева; 16 – Ковжинская гряда; 17 – возвышенность Высокая Парма; 18 – Олонецкая; 19 – Обозерско-Лепшинская; 20 – Сухонско-Двинская; 21 – Двинско-Мезенская; 22 – Андомская; 23 – Силурийское плато; 24 – Вепсовская; 25 – Валдайская; 26 – Андогская гряда; 27 – Северные увалы; 28 – Верхне-Камская; 29 – Велвинская; 30 – Бельско-Камская.

Низменности: 31 – Прибеломорская; 32 – Северо-Двинская; 33 – Мезенская; 34 – Нижне-Печорская; 35 – Усинская; 36 – Верхне-Печорская; 37 – Ильменско-Ладожская; 38 – Водлинская; 39 – Молого-Шекснинская; 40 – Воже-Лачинская; 41 – Сухонская; 42 – Сысоло-Вычегодская; 43 – Камско-Кельтминская; 44 – Нижне-Вишерская

В настоящее время территория представляет собой пологую, слегка волнистую равнину, постепенно понижающуюся к Северному Ледовитому океану. Наиболее значительным поднятием является Тиманский кряж. Он тянется несколькими грядами на моренных возвышениях – «мусюрах» от Чёшской губы до верховий Вычегды. Самые высокие гряды кряжа – Четласский Камень (471 м). Северная часть кряжа является водоразделом между Мезенью и Печорой. Водоразделом между Мезенью и Северной Двиной служит Двинско-Мезенская возвышенность, между Кулоем и Северной Двиной – Беломорско-Кулойское плато. Абсолютные отметки редко превышают 200 м (Сергиенко, 2012).

Приморское положение региона обогатило рельеф такими своеобразными формами, как морские террасы и береговые уступы. Некоторые из них имеют вид крутых обрывов высотой до 50 м (например, Зимние горы). Берега Мезенского залива подвергаются интенсивной термоденудации и термоабразии. Скорость отступления берегов в районе о. Моржовец и мысов Конушин и Воронов максимальная как следствие приливно-отливных морских течений (Арэ и др., 2004). Нередок вдоль побережья дюнно-холмистый ландшафт с песчаными валами – дюнами.

Тиманский кряж и его структурное продолжение – от Чёшской губы до верховий Вычегды и через Чёшскую губу на северо-запад – в виде кряжа Канин Камень являются более древними денудационно-тектоническими формами рельефа, возникшими в результате длительного поднятия краевой зоны Тимано-Печорской рифейской геосинклинали.

С запада к Тиманскому кряжу примыкает слабоволнистая равнина (Двинская ложбина с Мезенской и Северо-Двинской низменностями), характеризующаяся слабо выраженным уклоном к Белому морю. Равнина отличается сложной пластикой рельефа с амплитудой высотных отметок до 200 м. Моренные возвышенности на равнине (холмы и гряды) чередуются с межхолмовыми, часто заболоченными понижениями, озерными котловинами и речными долинами. Реки, стекающие с моренных возвышенностей, имеют волнистый характер. Для озерно-ледниковой равнины характерно обилие озер

ледникового происхождения и болот, особенно в долинах рек Кулой, Пеза и других.

Пинежско-Верхнекулойский географический район Архангельской области отличается большим разнообразием рельефа. На этой территории к древним формам рельефа относятся платообразные возвышенности: БКП с максимальной высотой 208 м и возвышенности в бассейне Северной Двины (Сергиенко, 2012).

БКП расчленено узкими и глубокими речными долинами на отдельные невысокие полого-холмистные массивы и гряды, которые чередуются с плоскими болотистыми котловинами и заболоченными понижениями. На севере и северо-востоке плато ограничено Беломорско-Кулойским уступом, имеющим высоту до 50-60 м. На западе, вдоль Зимнего берега Белого моря, плато обрывается уступом высотой до 75 м. Плато сложено гипсами, известняками и доломитами каменноугольного и нижнепермского временных периодов. Породы залегают близко к поверхности и перекрываются тонким плащом четвертичных отложений. Глубокие речные долины рассекают плато и обнажают палеозойские породы, образующие местами крутые обрывы, сложенные известняками и гипсами, и менее крутые осыпи из продуктов разрушения скальных пород. Рельеф БКП в целом характеризуется как холмисто-моренный, камовый с карстовыми явлениями и с хорошо выраженными ложбинами стока ледниковых вод и структурно-денудационными уступами (Атлас, 1976).

Типы и формы рельефа приведены на рисунке 2.8.

2.5. Геокриологические условия

В Европейской части России многолетнемерзлые породы (ММП) распространены только в тундровой и лесотундровой зонах. Южная граница мерзлоты протягивается от Кольского полуострова к устью реки Мезень и далее почти по Северному полярному кругу до Урала (рисунок 2.9). На территории исследований ММП распространены к северу от БКП на Абрамовском берегу Белого моря (Мезенская тундра).

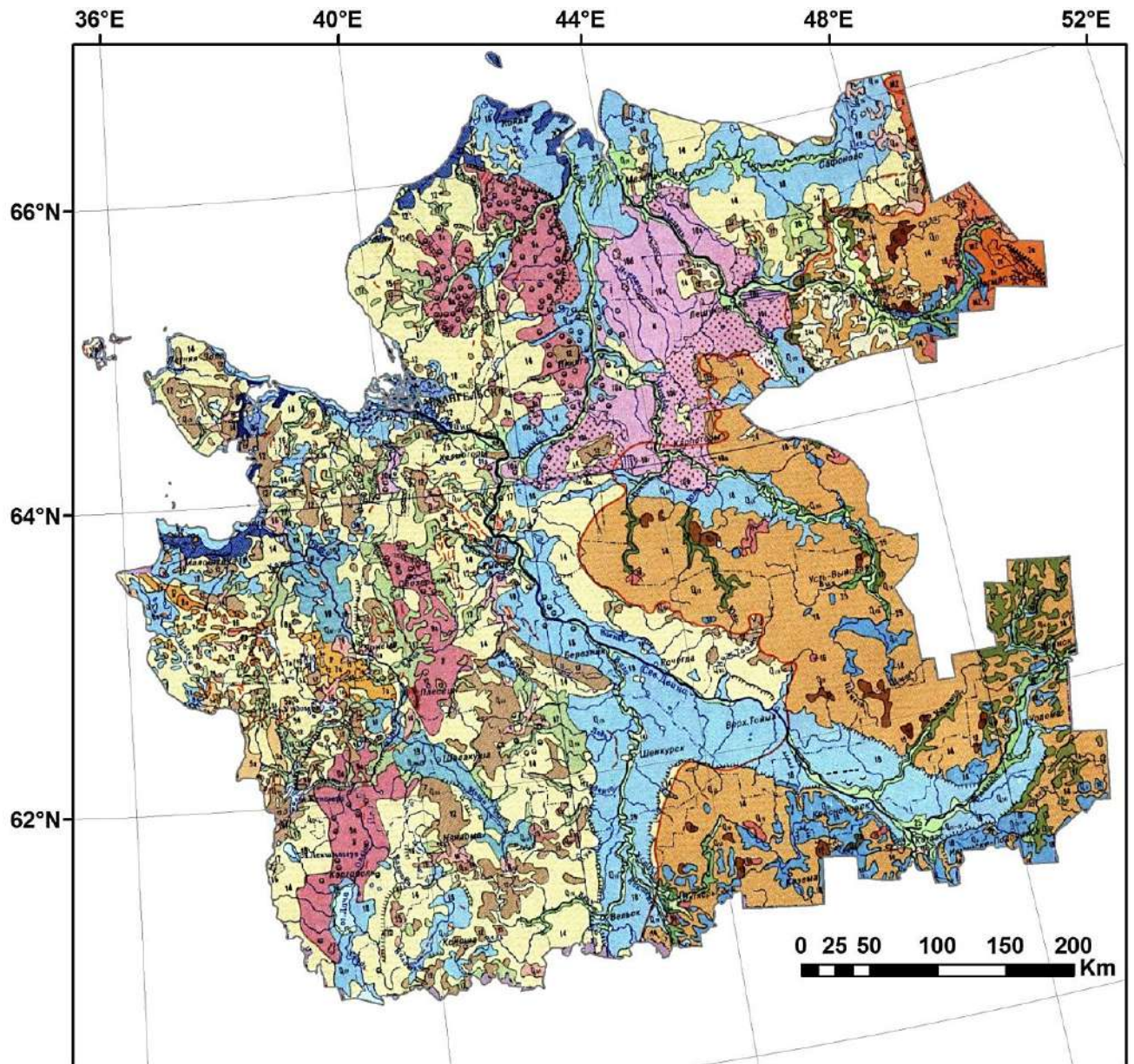


Рисунок 2.8. Геоморфологическая карта Архангельской области



Рисунок 2.9. Распространение многолетнемерзлых пород на территории Архангельской области и НАО, по (Географический атлас., 2010)

Эта территория представляет собой заболоченную и заозеренную прибрежно-морскую аккумулятивную равнину лесотундры на маломощных торфах в интервале абсолютных отметок высот 15-30 м, слабо наклоненную в северном направлении (Шварцман и др., 2003). Здесь развиты островные и редкоостровные ММП. Они тянутся полосой далее на восток, охватывая п-ов Канин, территорию Малоземельской и Большеземельской тундр (Ненецкий автономный округ).

2.6. Ландшафтно-климатические условия

Одним из основных связующих элементов природных явлений земной поверхности является ландшафт. Геосистемы, характеризующиеся общими закономерностями развития рельефа, горных пород, гидрологического режима, почв и растительности, картируются в виде ландшафтных зон. На территории Архангельской области выделяются следующие такие зоны (Атлас..., 1976;

Исаченко, 1995): арктическая, тундровая, лесотундровая и таежная. Зоны разделяются на подзоны, ландшафтные провинции (Канино-Тиманская, Печорская, Пай-Хойская – в тундре; Карельская, Северо-Западная, Двинско-Мезенская, Тиманская и Печорская – в тайге) и районы (рисунок 2.10).

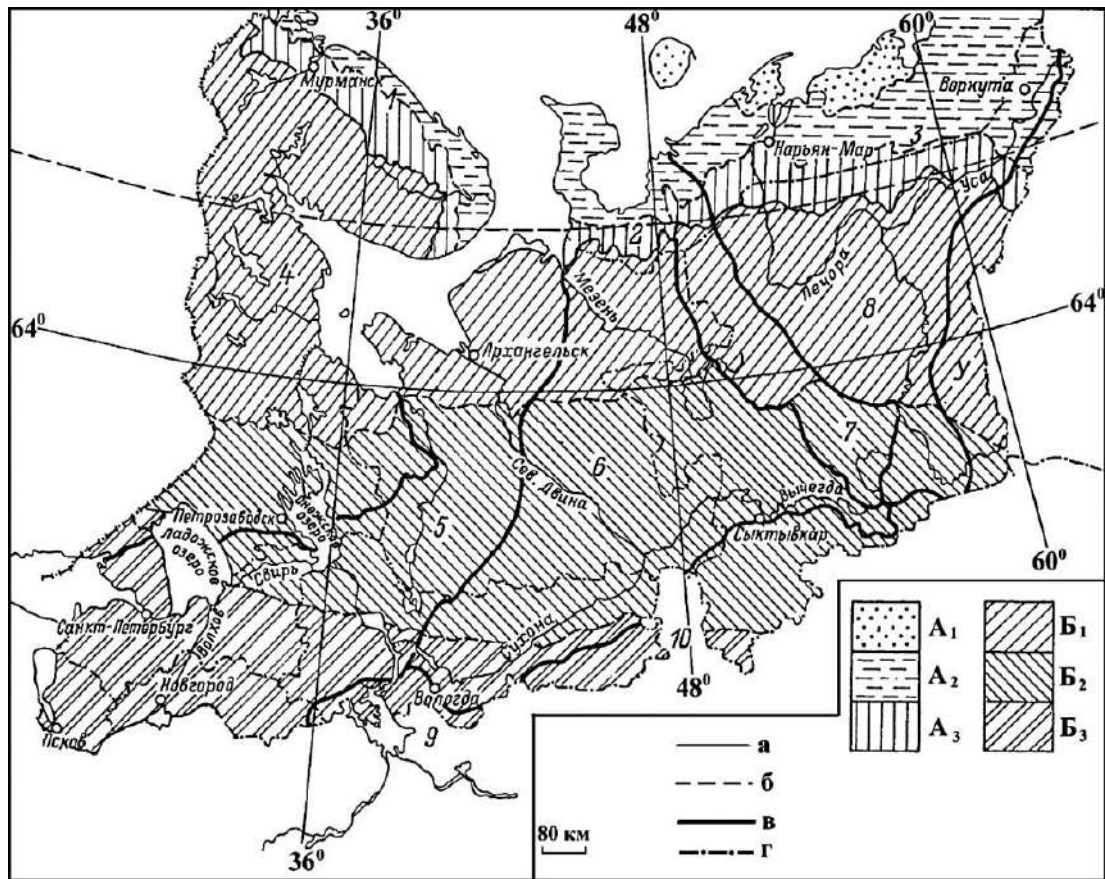


Рисунок 2.10. Ландшафтное районирование Европейского Севера России, по (Исаченко, 1995)

Границы: а – зон, б – подзон, в – провинций, г – административные.

Зоны и подзоны: А – зона тундры и лесотундры (субарктическая) с подзонами (А₁ – типичная тундра, А₂ – южная тундра, А₃ – лесотундра); Б – зона тайги с подзонами (Б₁ – северная тайга, Б₂ – средняя тайга, Б₃ – южная тайга).

Ландшафтные провинции. Зона тундры и лесотундры: 1 – Кольская, 2 – Канино-Тиманская, 3 – Печорская. Зона тайги: 4 – Кольско-Карельская, 5 – Северо-Западная, 6 – Двинско-Мезенская, 7 – Тиманская, 8 – Печорская, 9 – Верхневолжская, 10 – Северных Увалов. Зона смешанных лесов: 11 – Северо-Западная. У – Уральская горная страна

Главная их закономерность – широтная зональность, проявляющаяся в изменении климата, биологических процессов, почв и других параметров. Одни

районы имеют сравнительно однородные условия (Каргопольская суша), другие характеризуются пестротой (Няндомская возвышенность) или сильной заболоченностью (низинные районы вдоль рек Северная Двина, Пинега, Печора).

Основными ландшафтно-геоморфологическими образованиями на территории региона исследований являются Беломорско-Кулойское плато, Нижне-Двинская, Пинего-Кулойская, Нижне-Мезенская, Пинего-Мезенская низины и Онежский полуостров (рисунок 2.11) (Савинов, 1968). Нередко в качестве геоморфологических образований более низкого порядка выделяют беломорское побережье крупных структур – Летний (северное побережье Онежского полуострова), Зимний (западная окраина Беломорско-Кулойского плато) и Абрамовский (северная окраина Беломорско-Кулойского плато) берега Белого моря.



Рисунок 2.11. Схема основных геоморфологических районов севера Онего-Двинско-Мезенской равнины, по (Савинов, 1968)

1 – Онежский полуостров, 2 – Нижне-Двинская впадина, 3 – Беломорско-Кулойское плато, 4 – Пинего-Кулойская низина, 5 – Абрамовский берег Белого моря, 6 – Нижне-Онегорецкая впадина, 7 – Солзо-Урзугское плато, 8 – Нижне-Мезенская равнина, 9 – Пинего-Мезенская равнина, 10 – Пинего-Двинская равнина, 11 – Северодвинско-Важская равнина, 12 – Плесецкое плато, 13 – восточная окраина Балтийского щита; а – граница Русской плиты, б – границы геоморфологических районов

Архангельская область расположена в атлантико-арктической области умеренного пояса (далее излагается по (Васильев, 2006)). Климат формируется в условиях малого количества солнечной радиации зимой, под влиянием северных морей и интенсивного западного переноса, обеспечивающего вынос влажных морских масс воздуха с Атлантического океана (летом – холодного, зимой – теплого). На более локальном уровне – под влиянием местных физико-географических особенностей территории.

Приходно-расходный баланс тепла и влаги в общих чертах определяющийся радиационными и циркуляционными факторами, в значительной мере зависит от характера подстилающей поверхности и рельефа. Для условий Архангельской области – это близость Атлантики и Северного Ледовитого океана, наличие многочисленных рек, озер, болот, растительность, возвышенности, создающие пересеченный рельеф равнинной территории, плавно понижающийся к северу. Отсутствие значительных возвышенностей рельефа не препятствует вторжению как арктических, так и атлантических воздушных масс, что ведет к частой смене погоды и обычно сопровождается резкими перепадами атмосферного давления. В отдельные годы через территорию проходит около сотни циклонов и антициклонов.

Сложное взаимодействие климатообразующих факторов определяет своеобразие режима каждого климатического элемента – температуры воздуха и почв, атмосферных осадков, ветра, облачности и др.

Основную роль в формировании климата области играет радиационный процесс, определяющийся географической широтой. Количество поступающей солнечной радиации зависит от высоты солнца над горизонтом и продолжительности дня. Для региона характерен резкий контраст в балансе солнечной радиации между зимой и летом. Зимой, когда солнце находится очень низко над горизонтом и день длится около 5-6 часов, приток солнечной радиации незначителен. Поступающая радиация расходуется на излучение и отражение от снежной поверхности, поэтому зимой происходит сильное охлаждение территории. В теплый период высота солнца достигает 42-50°, продолжительность

дня составляет 15-20 часов. В связи с этим летом наблюдается существенное увеличение поступающей солнечной радиации. Широтная зональность распределения солнечной радиации несколько нарушена циркуляцией атмосферы. В целом, за год северные и западные районы области получают 3030-3080 мДж/м², а южные и юго-восточные – 3100-3200 мДж/м², что составляет 60% от возможной суммарной радиации для таких широт (Васильев, 2006).

Температура воздуха понижается с юго-запада на северо-восток. Среднегодовые значения в этом направлении уменьшаются от +2 до -7°С и ниже на арктических островах. Экстремальные температуры воздуха составляют от +33 до +36°С и от -43 до -55°С. Наиболее теплыми месяцами являются июль и август, наиболее холодными – январь и февраль.

Для режима ветров характерно сезонное изменение направления: зимой и осенью преобладают ветра южных направлений, весной и летом – северных и северо-восточных румбов. Среднегодовая скорость ветра колеблется в пределах 4-6 м/с, максимальные скорости редко превосходят значения 20 м/с, в порывах могут достигать 40 м/с.

Относительная влажность воздуха представляет собой процентное отношение парциального давления водяного пара, содержащегося в воздухе, к давлению насыщенного водяного пара при той же температуре. В целом распределение годовых величин относительной влажности определяется циркуляционными факторами и термическим режимом поступающих воздушных масс. Также сказывается близость морей, наличие многочисленных рек, озер и, особенно, болот, что способствует большой влажности воздуха.

На территории Архангельской области распределение влажности носит зональный характер, связанный с распределением температуры воздуха и количеством осадков. Относительная влажность воздуха увеличивается в северном направлении от 78-80 % на юге области до 85-88 % на акватории и побережье морей. Незначительное убывание относительной влажности происходит также с запада (79-80%) на восток (78%).

2.7. Почвенно-растительные условия

В распространении почв наблюдается четко выраженная зональность. На арктических островах распространены маломощные арктические почвы. Южнее – почвы аркто-тундровые. Для тундровой зоны характерны почвы тундровые глеевые с болотными мерзлотными. В лесотундре распространены глее-подзолистые и заболоченные почвы (Атлас..., 1976).

В таежной зоне основным является подзолистый тип почвообразования. В ее северной части, на плоских равнинах, понижениях рельефа и слабоводопроницаемых породах развивается болотный тип почвообразования, сопровождающийся накоплением на поверхности растительных остатков. Здесь выражены торфяные болотные почвы. В средней тайге дренированные суглинистые участки заняты сильноподзолистыми почвами. В южной части территории, в пределах Каргопольской суши и Онего-Двинского междуречья, благодаря близости известняков и лучшей дренированности, прослеживаются более плодородные дерново-подзолистые и дерново-карбонатные почвы.

Пойменные почвы развиты в поймах больших и малых рек, их образование связано с затоплением пойм в половодье и переносом и отложением взмученного материала (Атлас..., 1976).

Земельные ресурсы Архангельской области (без НАО) составляют 41310,3 тыс. га. Большая часть из них (65,6%) приходится на категорию земель лесного фонда. Земли сельскохозяйственного назначения занимают 5,6%, земли населенных пунктов – 0,4%, земли запаса – 9,5%, земли промышленности – 11,9%, земли особо охраняемых территорий и объектов – 6,7%, земли водного фонда – 0,3% (Состояние и охрана..., 2019).

В растительном покрове наблюдается последовательная смена широтных зон (Атлас..., 1976): типичная и южная тундры, лесотундра и тайга. В типичной тундре преобладают разнотравно-осоково-моховые сообщества, а в южной – ерниковые сообщества и ивняки. В лесотундре по южным склонам возвышенностей и долинам рек встречаются участки еловых и березовых

редколесий.

В растительном покрове таежной зоны преобладают еловые (62,5%) и сосновые (24,5%) леса, на карбонатных почвах примешивается лиственница (0,3%), на юго-востоке встречается пихта. Лиственные леса составляют 14,2% лесопокрытия и, как правило, имеют вторичное происхождение. Вдоль крупных рек тянутся пойменные леса (рисунок 2.12).

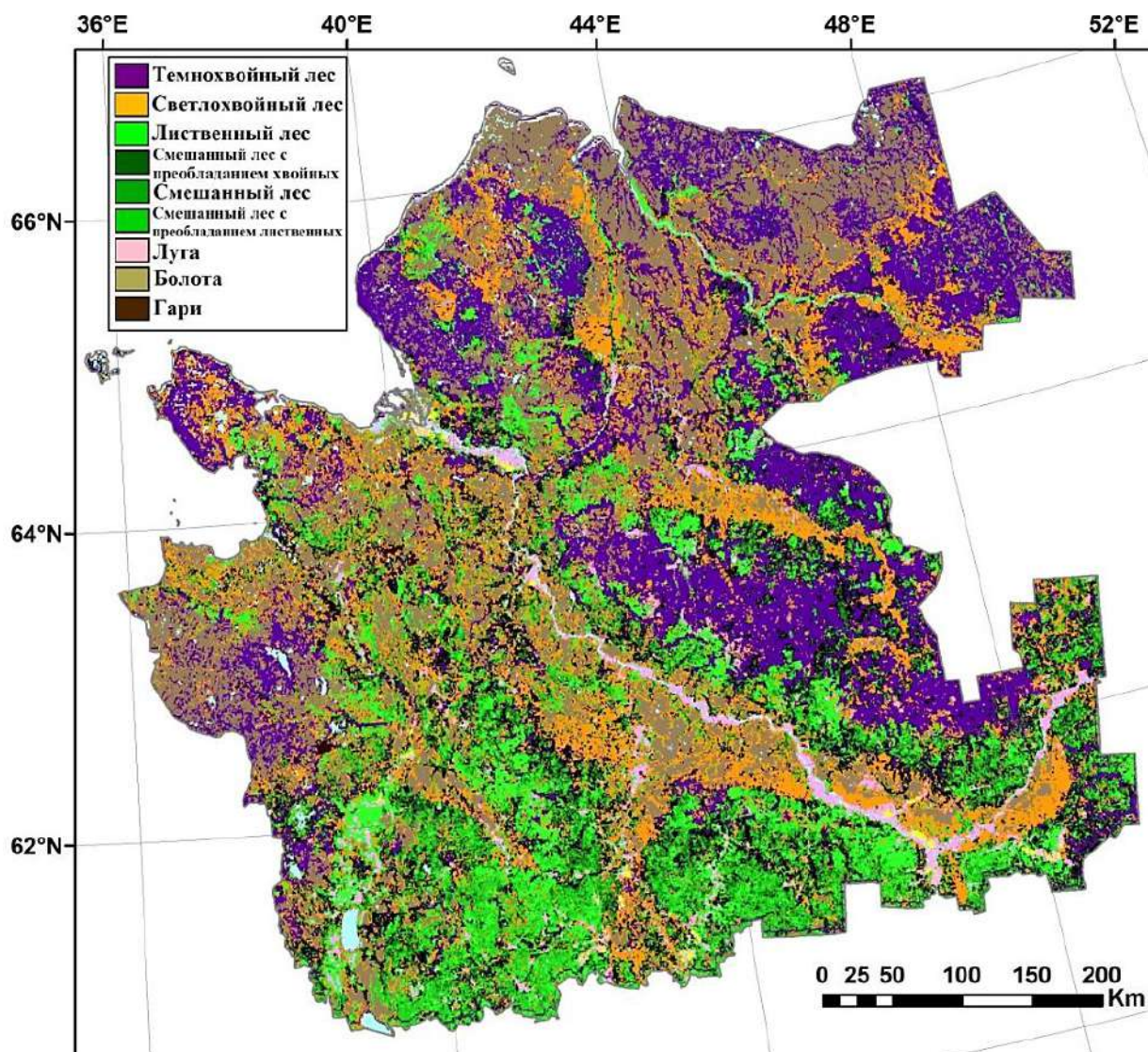


Рисунок 2.12. Леса Архангельской области (с сайта Vega-Science, ИКИ РАН, <http://sci-vega.ru/>, адаптировано автором)

Общая площадь лесов Архангельской области составляет 29340,7 тыс. га; лесистость без островов Белого моря, Северного Ледовитого океана и Новой Земли составляет 54% (Состояние и охрана..., 2019).

2.8. Антропогенная деятельность на территории исследования

Архангельская область, учитывая ее протяженность, природные богатства, климатические особенности и ряд других факторов, является уникальной территорией России (излагается по (Кутинов и др., 2012)). Она занимает практически весь Европейский Север страны, расположена с запада на восток от Карелии до Уральских гор и с юга на север от средневропейской полосы до самой северной точки России – Земли Франца Иосифа. Охватывает практически все основные геолого-географические и биоклиматические типы формирования природных комплексов во всем их многообразии от типичной тундры до типичных ландшафтов средней полосы России. Разнообразие природных зон, большие лесные массивы, речные системы, арктическое побережье дают возможность проведения широкомасштабных сопоставительных исследований, результаты которых могут быть с достаточной достоверностью распространены на большей части территории России. Для нее характерны следующие черты:

- наличие большинства типичных геодинамических режимов, характерных как для дна океанов, так и древних платформ, что дает возможность исследовать состояние земной коры и взаимовлияние геологических процессов в зоне перехода суша-шельф-море в их вещественном, энергетическом и прочих аспектах;

- наличие многолетнемерзлых пород от островного до сплошного типа, что позволяет отслеживать и сопоставлять динамику мерзлоты;

- значительная часть территории области подвергается активному техногенному воздействию, негативные последствия которого отражаются на хрупкой экосистеме Севера. В то же время отдельные регионы находятся, фактически, в первозданном виде. Такое сочетание позволяет провести корректное сопоставление и выявить основные тенденции изменения экосреды на базе строгих формализованных параметров и критериев (Кутинов и др., 2012).

Кроме того, Архангельская область вошла в состав первоочередных объектов экспериментальных космических исследований при проведении

программы ГЕОС-ПРОГРЕСС и системы космического мониторинга «Север» как один из опорных геоэкологических тест-полигонов, наиболее типичных в ландшафтном отношении и находящихся в экстремальных экологических условиях, связанных с интенсивным освоением природных ресурсов территорий.

К основным факторам техногенного воздействия относятся:

1) Оборонно-промышленный комплекс. Основным является государственный российский центр атомного судостроения (г. Северодвинск). Указом Президента РФ от 1 марта 2007 г. ПО «Севмаш», МП «Звездочка», СПО «Арктика» вместе с московским специальным конструкторским бюро образуют Северный центр судостроения и судоремонта, который входит в состав государственного холдинга «Объединенная судостроительная корпорация». Федеральное государственное унитарное предприятие «Севмаш» – крупнейший в России судостроительный комплекс, единственная верфь в стране, главная задача которой – строительство атомных подводных лодок для ВМФ РФ.

2) Космодром «Плесецк», осуществляющий ежегодно несколько десятков запусков космических аппаратов и пуски стратегических ракет. Обязательным условием осуществления пусков ракет-носителей является наличие районов падения отделяющихся частей. На территории Архангельской области расположено 11 районов падения отделяющихся частей ракет с условными наименованиями «Койда», «Мосеево», «Олема», «Вашка», «Киприяново», «Новая Земля», «Двинской», «Пинега», «Сия», «Бычьё», «Новая Пеша» (Шевкунов и др., 2008).

3) Крупные объекты лесохимической отрасли, в том числе три крупнейших ЦБК, в результате выбросов которых загрязнение воздуха и воды по ряду химически активных веществ многократно превышает ПДК.

4) Проблема стойких органических соединений, к которым относятся полихлорированные дибензо-п-диоксины и дибензофураны (ПХДД/ПХДФ), особенно актуальна для Архангельской области, расположенной территориально в бассейне арктических рек Северной Двины и Онеги. Эти супертотоксичные высоколипофильные соединения, способные к глобальному переносу,

представляют прямую угрозу для Арктики, где происходит их накопление, а процессы деградации протекают медленно (Факторы, влияющие..., 2002). Одним из источников ПХДД/ПХДФ является отбелка целлюлозы, производство и применение хлорфенольных биоцидов. ЦБК Архангельской области в течение длительного времени применяла диоксингенерирующие технологии отбелки с использованием молекулярного хлора и поставляла со сточными водами диоксины и фураны непосредственно в бассейн Северной Двины.

5) Интенсивная эксплуатация лесных ресурсов с последующей переработкой. К сожалению, последствия длительного (в течение нескольких десятилетий) освоения лесных ресурсов методом сплошных рубок до конца не осмысленны. Негативные экономические последствия налицо, масштабы экологических изменений пока не ясны.

6) Широкое освоение месторождений полезных ископаемых – от нефтеразведки и нефтедобычи до разработки коренных источников алмазов.

7) К источникам техногенного воздействия в будущем добавятся планируемые магистраль «Белкомур» и автомобильная трасса Пермь – Кудымкар – Сыктывкар – Усть-Вага – Каргополь – Санкт-Петербург – Оолу, а также строящийся газопровод Нюксеница – Архангельск протяженностью более 640 км и проектной мощностью 3,3 млрд. куб. м в год (Кутинов и др., 2012).

Расположение основных объектов промышленности на территории Архангельской области приведено на рисунке 2.13.

Российским научно-исследовательским и проектным институтом Урбанистики (РосНИПИУрбанистики) по заданию администрации Архангельской области был разработан проект «Схема территориального планирования Архангельской области» (Постановление Правительства Архангельской области от 25 декабря 2012 г. № 608-пп «Об утверждении схемы территориального планирования Архангельской области») (рисунок 2.14). Цель проекта – формирование комплексной градостроительной политики, обеспечивающей рациональную планировочную организацию системы расселения и межселенных территорий (URL:<https://dvinaland.ru/gov/iogv/minstroy/shemes/>).



Рисунок 2.13. Промышленность Архангельской области, по (Географический атлас..., 2010)

всех других странах. Причем явно очевидна негативная динамика протекающих процессов, которая будет усугубляться в первую очередь за счет предстоящих интенсивных разработок нефтяных и газовых месторождений на материке и на шельфе, а также добычи алмазов.

Все это происходит на фоне ведомственной разобщенности, а также стремления различных специалистов соблюсти свои интересы, что уже отмечалось при разработке нефтяных месторождений на шельфе и месторождений алмазов.

Таким образом, Архангельская область по своим геолого-географическим, биоклиматическим параметрам и степени техногенной и антропогенной нагрузки является представительной многофакторной моделью реакции окружающей среды на различные негативные антропогенные воздействия (Кутинов и др., 2012).

ГЛАВА III

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ВЕРОЯТНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ
ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ОСНОВЕ ГЕОМОРФОМЕТРИЧЕСКОГО
АНАЛИЗА РЕЛЬЕФА3.1. Особенности развития эрозионных процессов на исследуемой
территории

Эрозия на Земном шаре является одним из основных факторов рельефообразования. В отличие от традиционных работ по экзогенному рельефообразованию, основанных на жестких критериях генетического разделения процессов при их классифицировании (Проблемы классифицирования..., 1985), существует нетрадиционный подход к изучению экзогенных процессов. Суть такого подхода, согласно (Познанин, 2012, с. 127), заключается в том, что: «все генетическое многообразие физико-геологических (рельефообразующих) процессов эродируют сушу – будь то овражная или речная эрозия, солифлюкция, эоловые и др. процессы. Поэтому логичным и уместным представляется анализировать данные процессы через степень их эрозионности. Воздействие солнечной радиации, ветра, воды и льда на горные породы носит в целом «разъедающий» характер. Такая оценка воздействия полностью соответствует термину «эрозия». Это позволяет условно отнести весь комплекс деструктивных и транзитных процессов на суше к эрозионным, хотя под собственно «эрозией» принято понимать лишь часть процессов водно-ветрового разрушения горных пород».

В исследовании современных эрозионных процессов вычленяются как научная, так и прикладная стороны. С научной точки зрения превалирует познание пространственной организации современного рельефа в целом и эрозионных процессов в частности, их взаимосвязанное функционирование и т.д. Знание закономерностей развития эрозионных процессов, их скоростей, динамики, геохимических и экологических аспектов необходимо при решении

проблем рационального использования природных ресурсов. С практической стороны при хозяйственном освоении территории негативные процессы проявляются в виде эрозии и дефляции почв, оползневых процессов, оврагообразования и т.д. Многие из них вызывают экономический и экологический ущерб, иногда создают угрозу здоровью и жизни людей (Евсеева, 2010).

В работе (Лисецкий и др., 2012) делается обобщение о том, что к настоящему времени сформировалась самостоятельная научная дисциплина – эрозиоведение, объектом исследования которой является эрозионная геосистема – природно-хозяйственная парагенетическая система, выделяемая на основе однотипности и однонаправленности функционирования водно-наносного потока. Предметом исследования эрозиоведения выступают: сам процесс водной эрозии и закономерности его формирования и протекания; факторы, его определяющие (рельеф, климат, почвы, растительный покров, хозяйственная деятельность человека); результаты водно-эрозионного процесса, в частности, эродированные почвы; принципы, методы и технологии оптимизации использования эрозионно опасных земель.

В той же работе, (Лисецкий и др., 2012), отмечается, что «нормальная (геологическая) эрозия, наблюдаемая в условиях высокой почвозащитной эффективности растительного покрова (целина, лес и т.п.), как часть более широкого понятия – денудации, оценивается в $\sim 0,05$ мм/год. В агроландшафтах величина среднегодовых эрозионных потерь превышает темпы геологической эрозии на порядок, а при гидрометеорологических событиях редкой повторяемости возрастает до двух порядков. «Тихий кризис планеты», как образно называют проявление эрозионных процессов, постепенно из разряда угрозы для эффективного хозяйствования на земле перерастает в глобальную экологическую проблему».

Развитие эрозионных процессов хорошо изучено для территорий с большой площадью сельскохозяйственных угодий (Танасиенко и др., 1999). В основном это работы по изучению эрозии почв, ее последствий и организации

противоэрозионных мероприятий в агроландшафтах для территорий центральной и южной частей России. В то же время вопросы развития эрозионных процессов в северных и субарктических регионах страны освещены в значительно меньшей степени. Их изучение связано в основном с хозяйственным освоением территорий, и лишь небольшое количество исследований посвящено проявлению эрозионных процессов в естественных, не затронутых человеческой деятельностью ландшафтах (Воскресенский, 1999; Евсева, 2006).

Считается, что в естественных северотаежных ландшафтах с локальной антропогенной деятельностью эрозионные процессы протекают достаточно медленно и находят слабое отражение в формах рельефа (Гофаров и др., 2005). Так, на Карте районирования территории России по степени экстремальности развития эколого-геоморфологических ситуаций, составленной Институтом географии РАН в масштабе 1:9000000 (Карта..., 2006), интенсивность эрозионных процессов северотаежной зоны в основном оценивается как «очень слабая» и «слабая», а экзодинамические условия (сейсмические и экзогенные) – «в целом благоприятные», что продемонстрировано на врезке на рисунке 3.1.

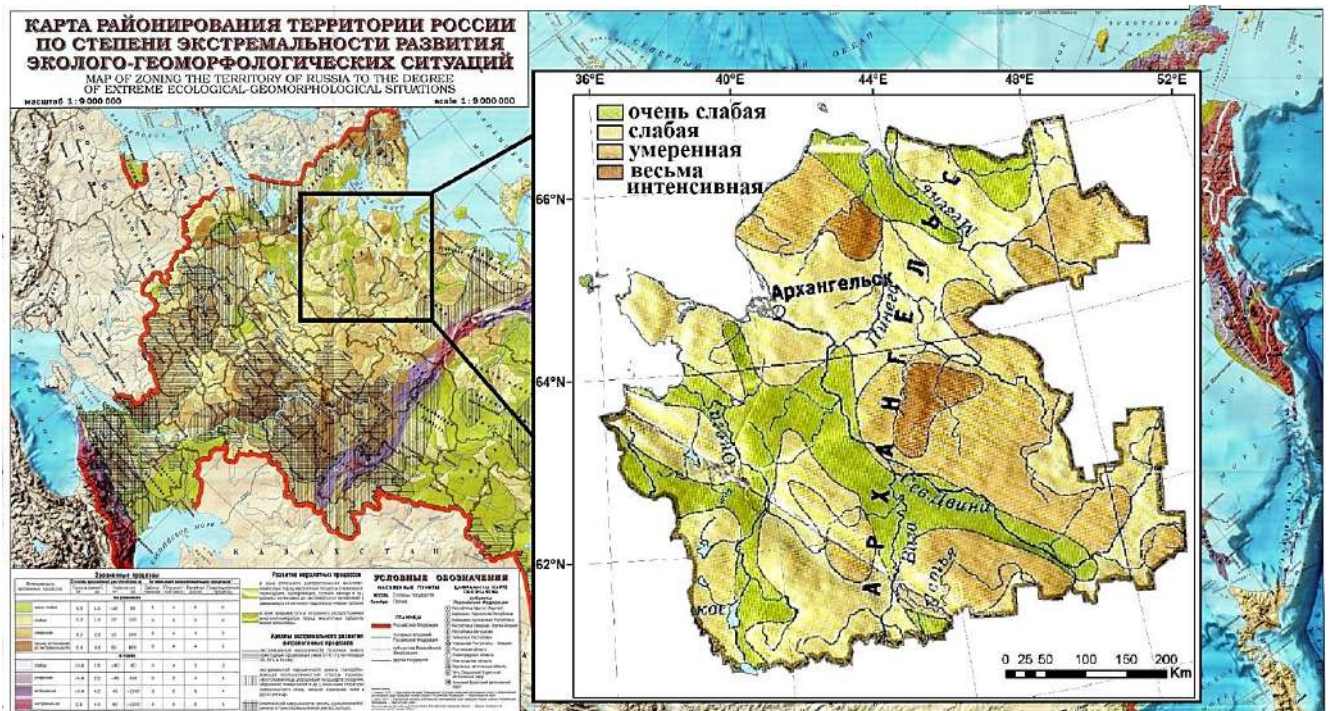


Рисунок 3.1. Интенсивность проявления опасных экзогенных процессов на территории Архангельской области, по (Карта..., 2006; Полякова и др., 2019б)

Однако ситуация коренным образом изменяется при нарушении целостности почвенно-растительного покрова, что неизбежно при современных методах хозяйственного освоения данных территорий. А это, в свою очередь, влечет за собой активизацию склоновых процессов, развитие оползней, оврагов и пр. На рисунке 3.2 приведен пример неповрежденного и нарушенного склона. Промышленные рубки, даже при самых современных производственных методах и подходах, необратимо меняют экологический баланс и облик территории (Полякова и др., 2021).



Рисунок 3.2. Пример неповрежденного естественного (А) и нарушенного (Б) склона, по (Полякова и др., 2021) (фото автора)

Кроме того, глобальные изменения среднегодовых температур, особенно ярко проявляющиеся в северных регионах, зачастую могут являться причиной развития различных генетически связанных эрозионных процессов (Амбросимов, Сизов, 2013).

При анализе реального физического состояния среды обращает на себя внимание повышенная освоенность материковой части Европейского Севера.

Значительный уровень трансформации был достигнут вследствие развития лесозаготовок, транспортировки и переработки древесины (в таежной зоне) (Кутинов и др., 2012). Одной из основных для территории Севера Русской плиты (Архангельской области) можно считать проблему последствий сплошных концентрированных рубок. В процессе таких рубок лесные экосистемы коренным образом трансформируются, поскольку используемые лесозаготовительные машины уничтожают не только деревья всех ярусов, но и подрост, напочвенный покров, повреждают почвы (Беляев, 1999). Сплошные рубки хвойных лесов на значительных территориях вызвали нежелательные последствия: таяние снежного покрова на вырубках и под пологом молодых лиственных лесов становится более интенсивным, чем под пологом хвойных лесов; развиваются процессы эрозии почв и вынос продуктов эрозии в ручьи и реки, что ведет к деформации донной части последних. Песчаные и глинистые наносы заполняют пониженные участки дна водотоков, уничтожают нерестилища ценных видов рыб, ухудшается их кормовая база, происходит разрегулирование естественного стока воды по сезонам, уровень воды в межень снижается (Третьяков, Белогубова, 1991). Т.е. можно говорить о трансформации естественных ландшафтов.

Природной тенденцией изменения условий функционирования геологической среды северных регионов является процесс глобального потепления. Последствия воздействия данного процесса на геологическую среду следующие: увеличение скорости денудационных процессов (заболачивание, активизация карста, абразия берегов, плоскостной смыв и т. п.); изменение русел рек, аккумуляция донных отложений и дельтовых комплексов; изменение конфигурации и характера береговой линии («демпфера отрицательных воздействий»); изменение гидрологического режима подземных вод и зон аэрации пресных и минерализованных вод; увеличение выноса твердых взвешенных частиц (твердый сток). Наложение этих двух процессов – антропогенного и природного – требует тщательного изучения учета их последствий, особенно синергетических эффектов (Кутинов и др., 2012). Растительные биоценозы, выступающие сдерживающим фактором развития эрозионных процессов, также

реагируют на изменение климатических условий (Polyakova, 2011; Полякова, Гофаров, 2012а; Полякова, 2015).

Лисецкий Ф.Н. отмечает, что «вначале 80-х гг. прошлого века для понимания процессов почвенной эрозии была поставлена задача получить эмпирически обоснованные оценки скорости природного и антропогенного почвообразования с выходом на математическое описание этих процессов» (Лисецкий, 2013). Пространственное ГИС-моделирование водной эрозии является приоритетным направлением в эрозионной тематике и открывает новые возможности для наиболее полного представления о геоморфологических предпосылках развития эрозионных процессов (Лисецкий, 2013). Кроме того, ГИС-анализ играет важную роль в интеграции методов наблюдения и моделирования и, тем самым, дает возможность прогнозирования, что, в свою очередь, может привести к снижению негативного воздействия эрозионных и аккумулятивных процессов на окружающую человека среду (Mitasova et al., 2013).

Поэтому расчет количественных параметров рельефа необходим для анализа вероятности развития нежелательных и даже опасных экзогенных процессов и, как следствие, трансформации ландшафтов на исследуемой территории.

3.2. Геоморфометрические параметры, характеризующие вероятность развития эрозионных процессов

Реакция геологической среды на любой вид природного или антропогенного воздействия напрямую зависит от рельефа местности. Рельеф является связующим звеном между внутренним (геологическим) строением территории и внешней окружающей средой. Даже наличие невысоких холмов, неровностей рельефа и малых возвышенностей на равнинных территориях могут менять микроклимат отдельных участков ландшафта и, как следствие, характер распределения загрязняющих веществ.

Все элементы и формы рельефа по своей природной направленности можно разделить на три основные группы, к которым относятся зоны сноса (или денудации), транзита (или перемещения) и накопления (или аккумуляции) осадочного материала. Воздействие антропогенного загрязнения на каждую из этих зон не одинаково. Так, как отмечается в работе (Руш, 2006, с. 4), «в случае поверхностного загрязнения в области сноса проникновение загрязнения на глубину будет ограниченным, а его площадное распространение – значительным. В условиях слаборасчлененного рельефа это распространение более равномерно, а в расчлененном – менее равномерно с ареалами временной повышенной концентрации по руслам и тальвегам. Подобное загрязнение на площадях аккумулятивного рельефа приводит к накоплению загрязняющих веществ на поверхности, постепенному заражению глубинных горизонтов, медленному процессу очищения природной среды. Слаборасчлененные водораздельные пространства отличаются рассеиванием стока, однако миграция вещества здесь протекает медленно, а способность к самоочищению ограничена. Рельеф долин способствует активной миграции загрязнения и концентрации его на днищах долин. Следовательно, наименьшее накопление загрязняющих веществ будет происходить в верхних частях возвышенностей, более существенное – на склонах, далее следуют надпойменные террасы и поймы рек. Наибольшим накоплением будут характеризоваться замкнутые формы, такие как котловины» (Руш, 2006).

Необходимо отметить важность выбора пространственного разрешения исходной ЦМР при моделировании процессов эрозии на разных уровнях организации (Doumit, Awad, 2019). Для моделирования эрозии и аккумуляции в локальных масштабах целесообразно использовать ЦМР с высоким пространственным разрешением (не более 1 угловой секунды). Для региональных и глобальных масштабов – ЦМР с низким пространственным разрешением, либо искусственно уменьшенным размером ячейки (до 2-3 и более угловых секунд). Пример построения ЦМР на территорию Архангельской области в 4 разрешениях приведен на рисунке 1.28 в разделе 1.4.2 Главы 1.

3.2.1. Угол наклона поверхности

Как уже отмечалось ранее, определяющим фактором возникновения любых экзогенных процессов является угол наклона поверхности. Интенсивность эрозии растет экспоненциально с увеличением уклона. В работе (Руш, 2006, с. 4) отмечается, что «движение воды и растворенных в ней веществ по поверхности возможно при минимальном наклоне, измеряемом минутами и даже секундами. ... Перемещение твердого осадочного материала начинается на поверхностях с уклонами 0,5-1,5°, но часто оно фиксируется лишь при уклонах более 1-3°. На пологих склонах с углами наклона 2-4° смещение материала заметно проявляется в пылеватых грунтах в условиях полной обнаженности и активного ливневого или снегового стока. Это склоны плоскостного и делювиального смыва. При больших уклонах фиксируется движение материала на луговых или залесенных склонах под влиянием переменного увлажнения и температурных колебаний – дефлюкционное смещение» (Руш, 2006).

В таблице 3.1 приведена статистика значений углов наклона, рассчитанная на модели с исходным разрешением – 1'' (30×30 м) и для классификации склонов по Николаеву Н.И. (см. таблицу 1.5).

Таблица 3.1 – Распределение значений углов наклона поверхности для ЦМР с разрешением 1''

Значение угла наклона, в град.	Количество ячеек	Занимаемая площадь		Эрозионные процессы
		в км ²	в %	
менее 2	236369890	402853,71	68,58252	Отсутствуют
2-4	83418732	142173,55	24,20387	Образование мелких оврагов и борозд
4-8	23399951	39881,38	6,78948	Образование более крупных оврагов и борозд
8-15	1424129	2427,19	0,41321	Плоскостной смыв почвенного покрова
15-35	37495	63,90	0,01088	Гравитационные процессы и выветривание
35 и более	152	0,26	0,00004	Гравитационные процессы, выветривание и денудация
Всего	344650349	587400,00	100,00	

Как отмечалось в разделе 1.4.2 Главы 1, максимальные значения углов наклона отмечаются на модели с исходным разрешением (окно 30×30 м) и составляют 52,4°. При сглаживании в окнах 480×480, 960×960 и 1920×1920 м максимальные значения углов наклона составляют 5,4°, 2,9° и 1,7° соответственно (рисунок 1.29). На рисунке 3.3 проиллюстрирована модель углов наклона, рассчитанная в окне 480×480 м, а также выделены площади с углами наклона менее 2° (около 70 % территории) и более 2° (30 % территории). Преобладающее большинство значений расположено в диапазоне от 0 до 8° (согласно модели углов в окне 30×30 м), что отображено на рисунке 3.4.

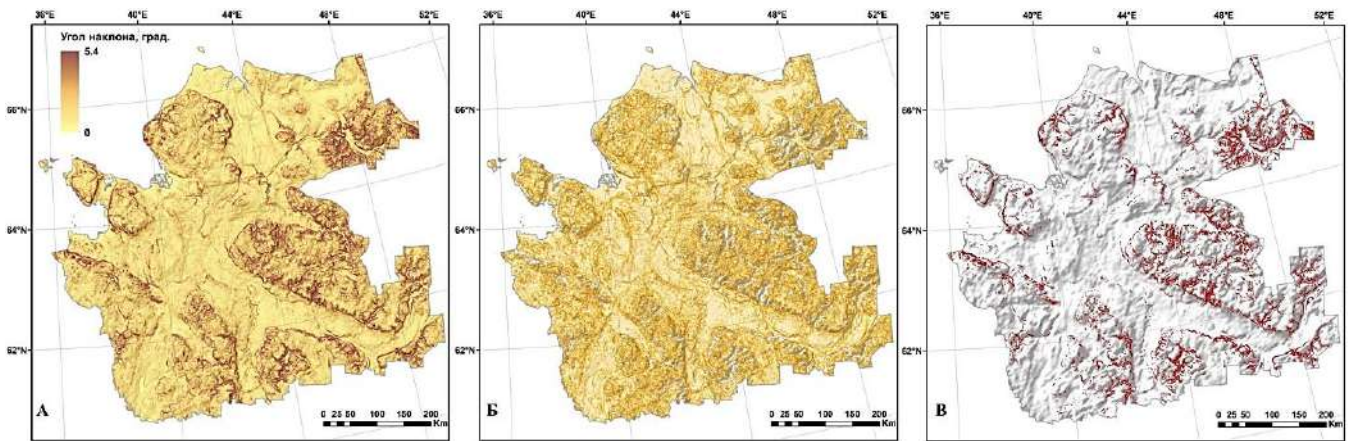


Рисунок 3.3. Угол наклона поверхности:

А – в окне 480×480 м, Б – площади с уклоном менее 2°, В – с уклоном более 2°

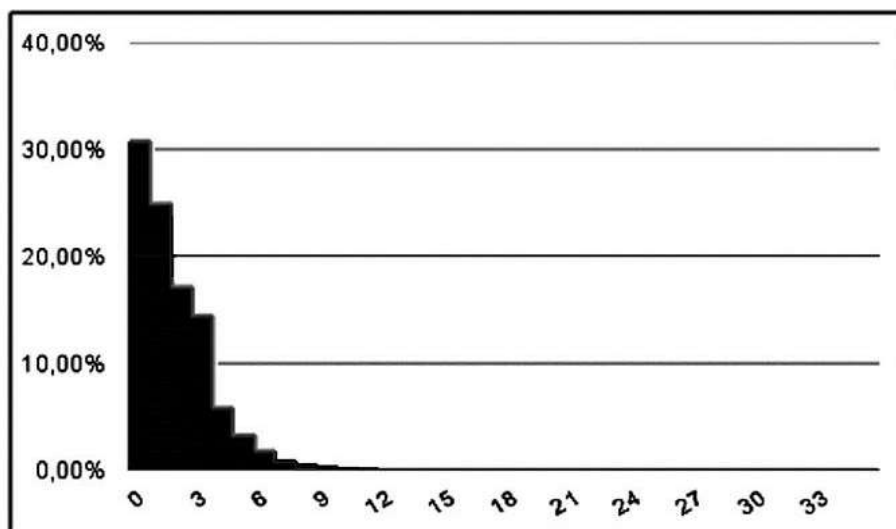


Рисунок 3.4. Частотное распределение углов наклона поверхности

Максимальные значения углов наклона склонов пространственно приурочены к границам поднятий, особенно в областях развития карбонатных и карбонатно-сульфатных отложений карбона и перми. Эти границы достаточно часто имеют обрывистый характер.

На более локальном уровне высокие значения углов наклона характерны для рек с V-образными и каньонообразными долинами, характерными для областей развития карбонатных и карбонатно-сульфатных отложений карбона и перми (рисунок 3.5). В то же время, такие долины имеют разные гипсометрические профили в зависимости от характера подстилающих пород, и угол наклона часто меняется вдоль течения реки (рисунок 3.6).

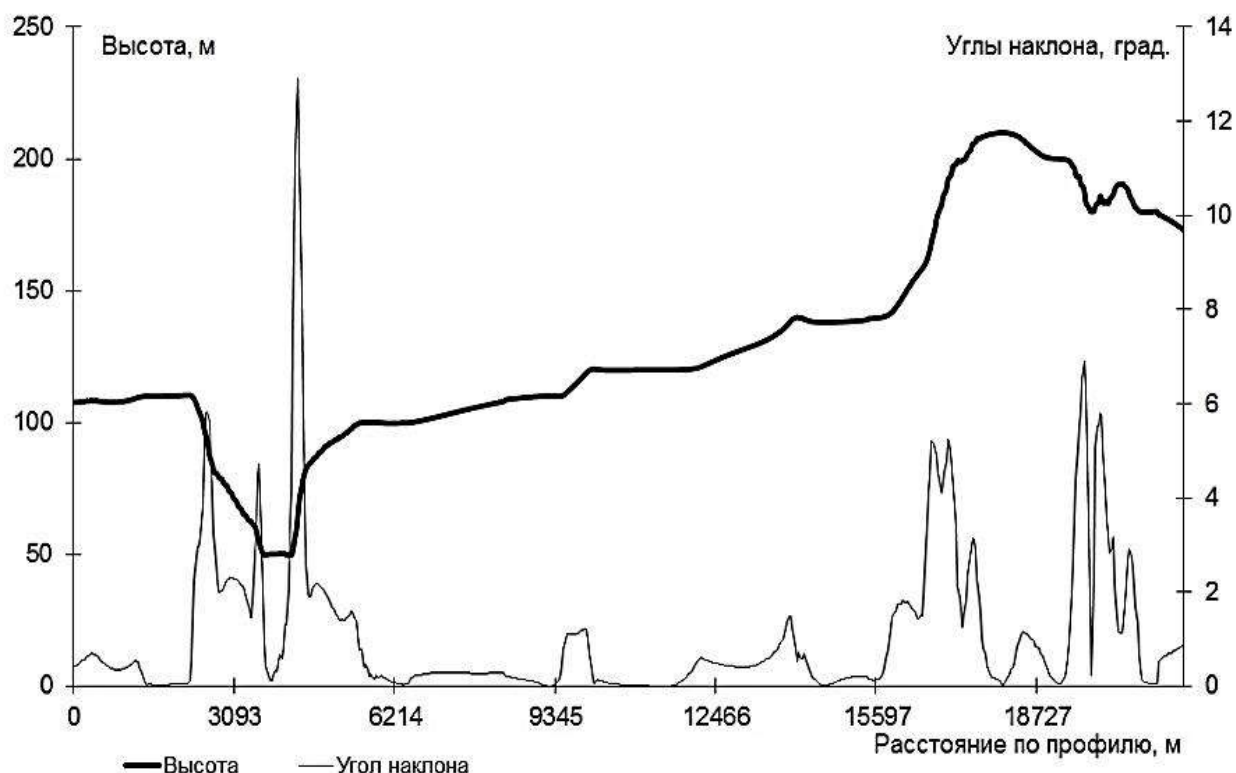


Рисунок 3.5. Распределение значений угла наклона поверхности в зависимости от рельефа в долине реки Сояны на севере Беломорско-Кулойского плато, по (Гофаров и др., 2006)

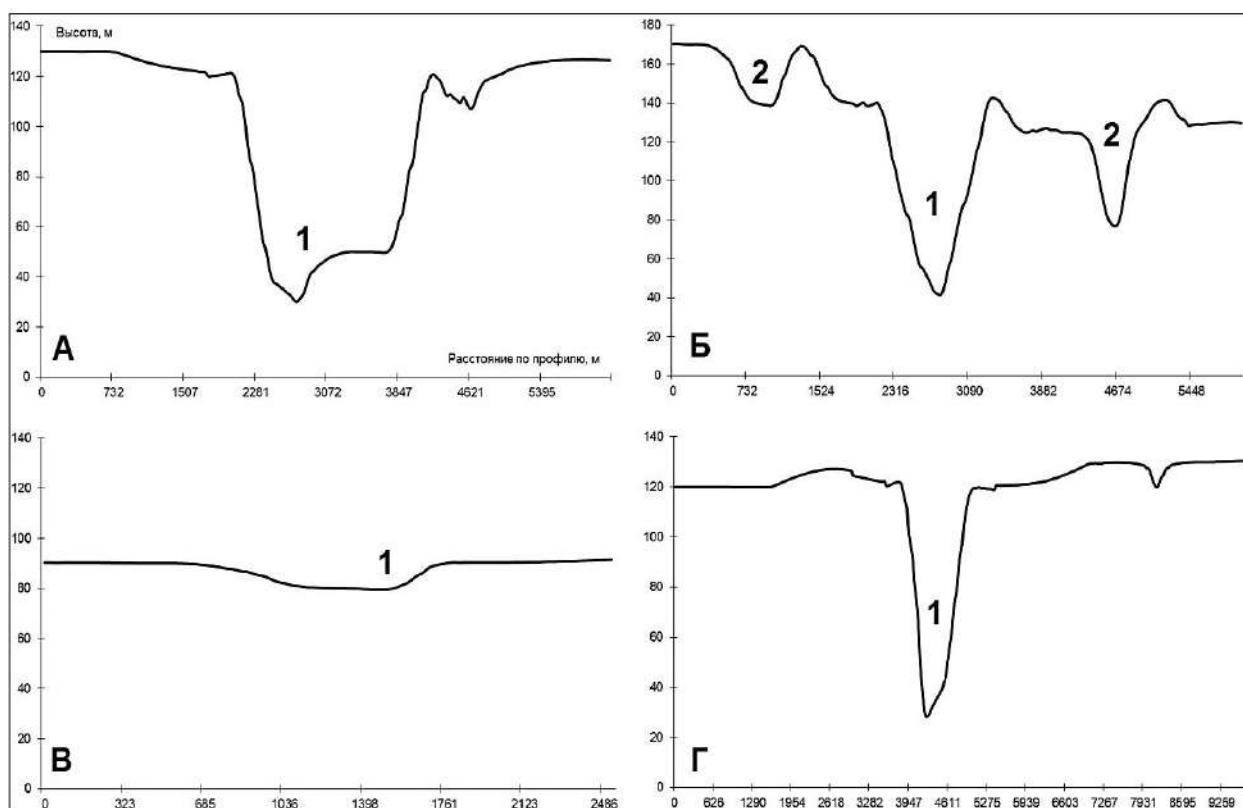


Рисунок 3.6. Гипсометрические профили через долины некоторых рек Беломорско-Кулойского плато, по (Гофаров и др., 2006):

1 – долины рек, 2 – висаячая долина; А – долина р. Сояны (ящикообразный профиль); Б – долина р. Сояны (V-образный профиль с висаячей долиной); В – долина р. Сотки на моренных отложениях (слабо выражена); Г – каньонообразная долина р. Сотки в карстовом массиве (V-образный профиль)

3.2.2. Экспозиция склонов

Считается, что для деятельности эрозионных процессов большое значение имеет экспозиция склонов. Это обычно объясняется несколькими причинами (Гофаров и др., 2006):

- 1) на склонах южной экспозиции талые воды сходят до того момента, когда оттает грунт;
- 2) предполагается, что запасы снега на южных склонах меньше, чем на склонах северной экспозиции;
- 3) на склонах южной экспозиции растительный покров обычно имеет большее проективное покрытие и обеспечивает больший почвозащитный эффект (Маккавеев, 1971).

Пространственное распределение значений экспозиции склонов приведено на рисунке 3.7, статистическое – представлено в таблице 3.2 и на рисунке 3.8.

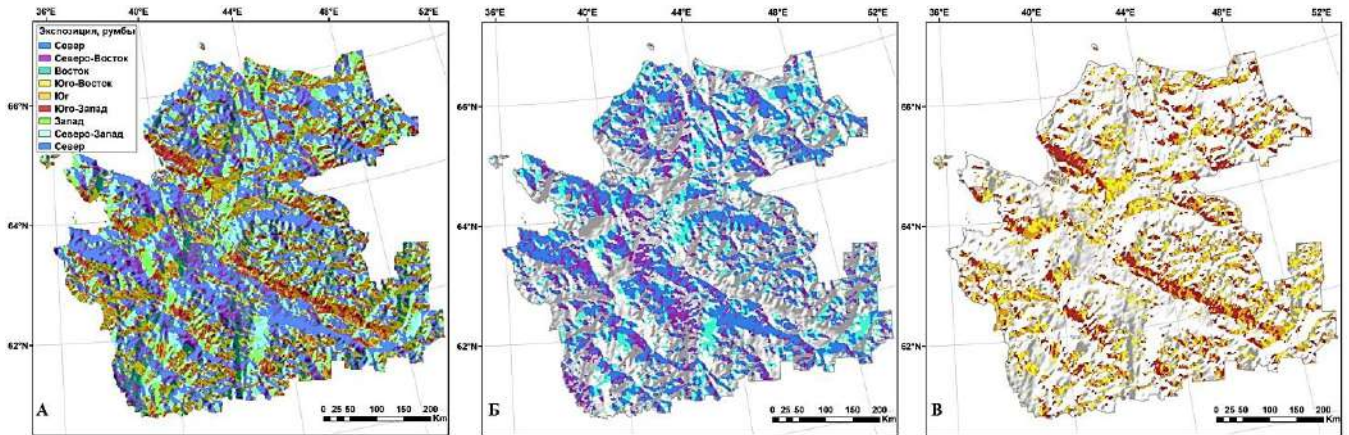


Рисунок 3.7. Экспозиция склонов при расчете в окне 1920×1920 м:
А – общая, Б – склоны северных экспозиций, В – склоны южных экспозиций

Таблица 3.2 – Статистическое распределение экспозиции склонов

Направление	Доля, %	Количество ячеек
Север (0-22,5°, 337,5-360°)	9,50	22649311
Северо-Восток (22,5-67,5°)	13,65	32564378
Восток (67,5-112,5°)	16,84	40166996
Юго-Восток (112,5-157,5°)	10,93	26073731
Юг (157,5-202,5°)	8,19	19539851
Юго-Запад (202,5-247,5°)	13,41	31988371
Запад (247,5-292,5°)	17,04	40635286
Северо-Запад (292,5-337,5°)	10,43	24867438

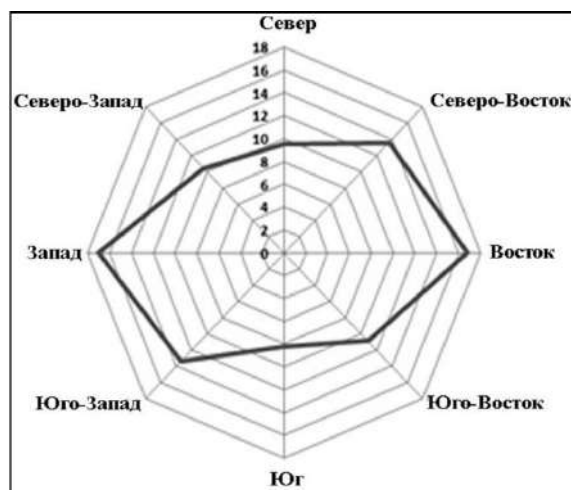


Рисунок 3.8. Распределение экспозиции склонов

Рассчитав значения экспозиции склонов, можно сделать вывод, что на территории Архангельской области преобладают склоны с западной (~17 %), восточной (~17 %), и северо-восточной экспозицией (~14 %). Доля склонов южных экспозиций значительно меньше: юг – ~8 %, юго-восток – ~11 %, исключая только склоны юго-западной экспозиции – ~13,5 %.

Таким образом, на большинстве склонов будет достаточно большое снегонакопление. Склоны, на которых талые воды будут сходиться до того момента, когда оттаит грунт, представляют всего 8 % общей доли склонов территории, та же самая закономерность должна наблюдаться и в защищенности почв за счет большего проективного покрытия растительного покрова.

На основе зимнего снимка со спутника Landsat-8 (дата съемки 25.01.2017) проанализировано распределение снежного покрова в зависимости от экспозиции склонов (рисунок 3.9). В это время снежный покров на территории Архангельской области характеризуется как устойчивый.

Левобережье р. Северной Двины имеет северные ориентации, в отличие от правого берега, где преобладают склоны южных экспозиций. Рисунок 3.10 подтверждает вывод о том, что на более высоких склонах северных экспозиций снегонакопление значительно выше, нежели на склонах южных направлений. Также проанализированы весенние снимки Landsat-8 от 28 апреля 2016 г., когда основная масса снега уже растаяла (рисунок 3.11).

Как видно из рисунка 3.12 на склонах северной экспозиции снег задерживается дольше, чем на склонах южной.

Распределение снежного покрова по элементам рельефа на локальной территории приведено и описано также в статье (Полякова, Игловский, 2012) и монографии (Функционирование..., 2011). В работах отмечается, что наибольшее скопление снега на территории термального урочища Пым-Ва-Шор в Большеземельской тундре отмечается по понижениям микрорельефа и у подножия скальников в виде надувов (рисунок 3.13).

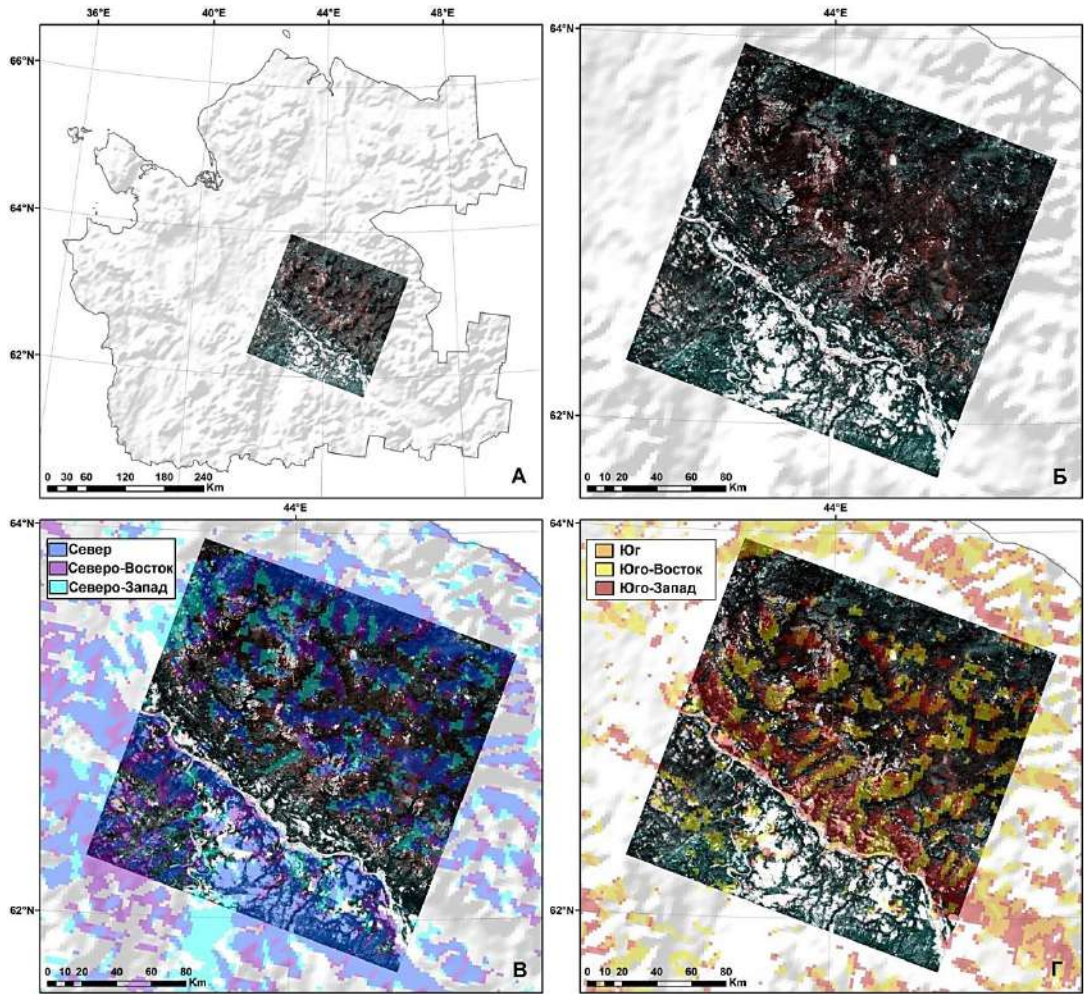


Рисунок 3.9. Распределение снежного покрова в зимний период в зависимости от экспозиции склонов:

А – месторасположение снимка, Б – снимок Landsat-8 (синтез RGB-каналов в естественных тонах), В – склоны северных, Г – южных экспозиций



Рисунок 3.10. Снегонакопление на северном склоне Северной Двины (фото автора)

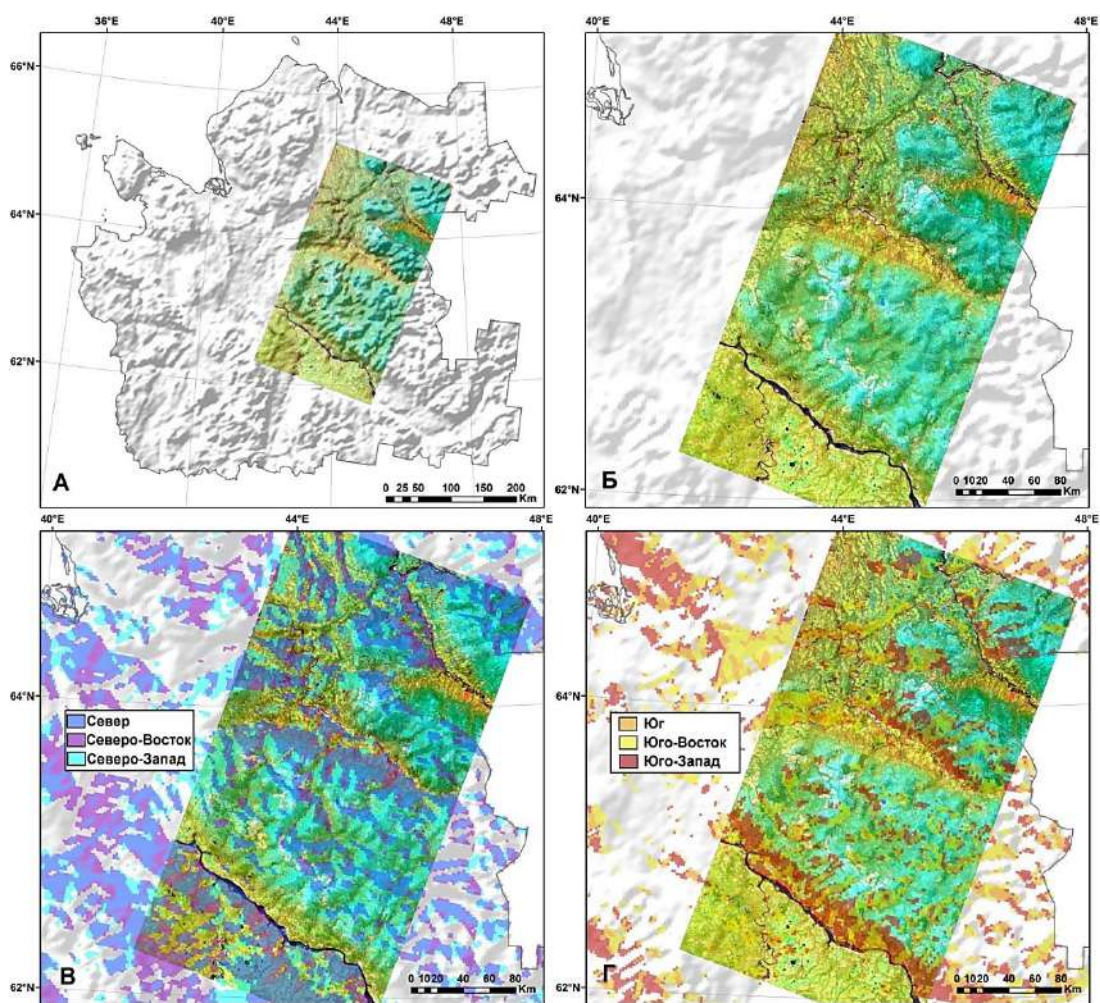


Рисунок 3.11. Распределение снежного покрова в весенний период в зависимости от экспозиции склонов:

А – месторасположение снимков, Б – снимки Landsat-8 (синтез RGB-каналов в естественных тонах), В – склоны северных, Г – южных экспозиций



Рисунок 3.12. Нерастаявший снег на склоне северной экспозиции



Рисунок 3.13. Скопление снега в карстовой воронке (слева) и у гряды (справа)

3.2.3. Кривизны поверхности

Подробные описания горизонтальных, вертикальных и обобщенных кривизн приведены в Главе 1. Здесь остановимся только на плановой (горизонтальной) и профильной (вертикальной) кривизнах и классификации Трёха (рисунок 3.14).

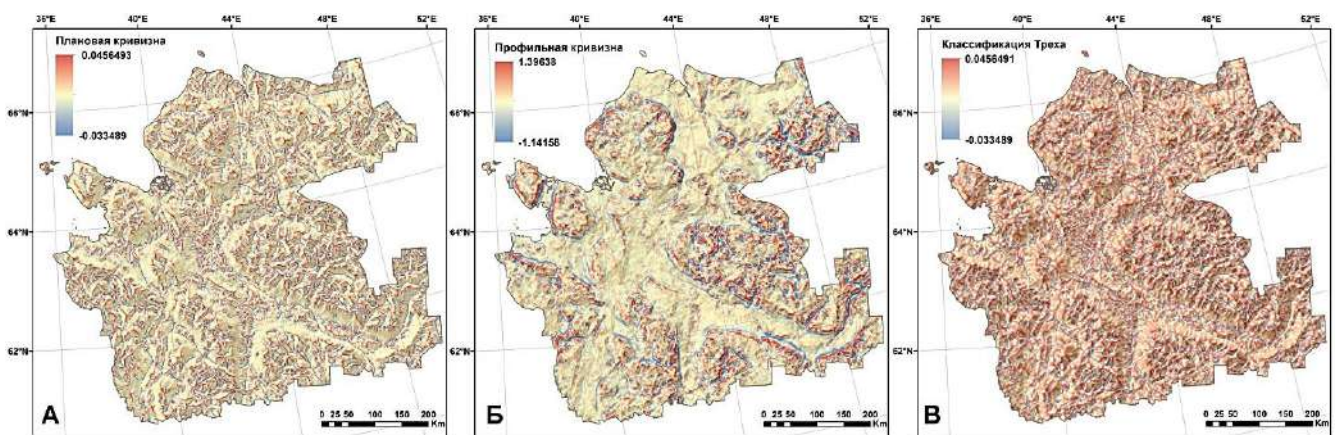


Рисунок 3.14. Горизонтальная, вертикальная и обобщенная кривизны для территории Архангельской области:
А – плановая, Б – профильная, В – классификация Трёха

На основе плановой (горизонтальной) кривизны выделяются зоны сноса и накопления материала. Области с отрицательной плановой кривизной (синий цвет) характеризуют зоны дивергенции, т.е. выпуклые формы рельефа, где доминирует эрозия или размыв. Области с положительной плановой кривизной (красный цвет) характеризуют зоны конвергенции, т.е. вогнутые формы рельефа, где преобладает аккумуляция.

Профильная (вертикальная) кривизна, являясь мерой изменения градиента, характеризует скорости стока и процессов транспорта осадков. На вогнутых (отрицательных) участках скорость поверхностного и внутрипочвенного стока замедляется, а на выпуклых (положительных) – ускоряется. То есть, при помощи профильной кривизны можно определять местоположение зон аккумуляции материала на вогнутых участках и зон его сноса – на выпуклых.

В таблице 3.3 приведена статистическая характеристика плановой и профильной кривизн для территории исследования.

Таблица 3.3 – Значения плановой и профильной кривизн

Характеристика	Количество ячеек	Доля, %
Плановая кривизна		
Количество ячеек в ЦМР	344650349	100
Количество ячеек и доля территории с ненулевым значением кривизны	151638518	44
Количество ячеек и доля территории с нулевым значением кривизны	193011831	56
Выпуклые склоны (+ значения)	80839574	53,31
Вогнутые склоны (– значения)	70798944	46,69
Профильная кривизна		
Количество ячеек в ЦМР	344650349	100
Количество ячеек и доля территории с ненулевым значением кривизны	203745048	59
Количество ячеек и доля территории с нулевым значением кривизны	140905301	41
Выпуклые склоны (+ значения)	106447434	52,25
Вогнутые склоны (– значения)	97297614	47,75

Одновременный учет обеих кривизн помогает лучше понять закономерности перераспределения материала по поверхности. Простейшим обобщением этих закономерностей является классификация форм рельефа Ф. Трёха (Troeh, 1964).

Рассчитав совокупность плановой и профильной кривизн, можно сделать вывод, что согласно классификации Трёха на территории Архангельской области количество вогнутых склонов примерно равно количеству выпуклых, а процессы относительного накопления и сноса материала примерно уравновешены (рисунок 3.15). В таблице 3.4 приведено статистическое описание классификации Трёха для территории исследования.

Таблица 3.4 – Значения классификации Трёха

Характеристика	Количество ячеек	Доля, %
Количество ячеек в ЦМР	344650349	100
Количество ячеек и доля территории с ненулевым значением кривизны	146839220	43
Количество ячеек и доля территории с нулевым значением кривизны	197811129	57
Относительная аккумуляция	61091962	41,6
Транзит	18329742	12,5
Относительный снос	67417516	45,9



Рисунок 3.15. Соотношение процессов сноса, аккумуляции и транзита материала на основе классификации Трёха

3.2.4. Суммированные индексы эрозии

Следует отметить, что такие геоморфометрические параметры как LS фактор, индекс расчлененности рельефа, индекс мощности эрозии и индекс баланса геомасс носят более интегральный характер, чем экспозиция, углы наклона и кривизна склонов.

Индекс потенциала плоскостной эрозии (LS Factor)

Как указывалось ранее, чем больше значение данного показателя, тем выше влияние рельефа на процессы водной эрозии. Длина (L) и крутизна (S) склонов оказывают большое влияние на развитие эрозионных процессов. Оба этих показателя по отдельности выражены в универсальном уравнении потери почвы, однако, в прикладных задачах зачастую бывает более эффективно рассматривать их в совокупности как единый топографический показатель, называемый фактором длины и крутизны склонов, или индексом потенциала плоскостной эрозии. Математическое выражение индекса приведено в Главе 1.

Пространственное распределение LS фактора, рассчитанного в окне 1920×1920 м для территории исследования, показано на рисунке 3.16.

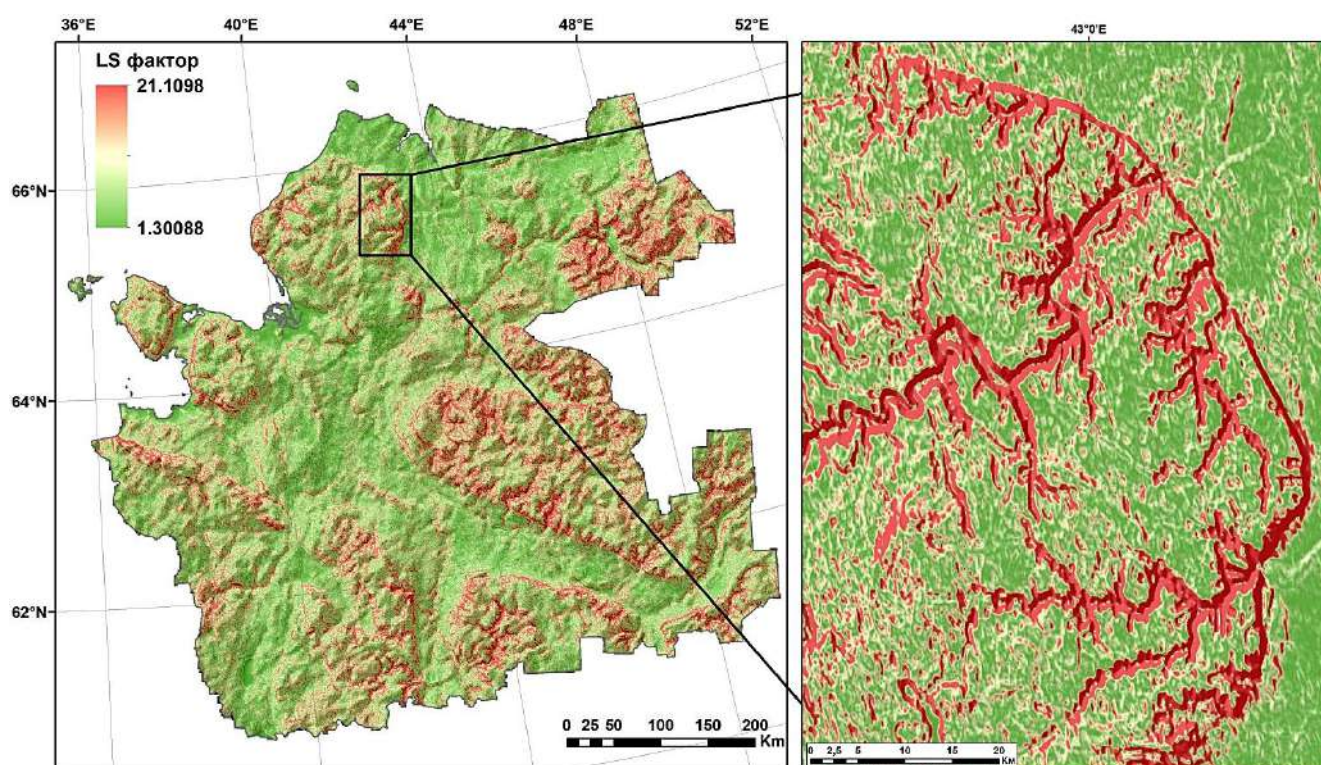


Рисунок 3.16. LS фактор для территории области и увеличенный фрагмент

Достаточно отчетливо видно, что максимальные значения индекса плоскостной эрозии приурочены к границам возвышенностей рельефа (плато) и на более детальном уровне к долинам рек этих структур, что согласуется с закономерностью распределения значений углов наклона рельефа.

Индекс расчлененности рельефа (Terrain Ruggedness Index)

Чем больше значение этого параметра, тем более разнороден (расчленен) рельеф. В принципе этот индекс косвенно отражает степень дезинтеграции земной коры, или, в крайнем случае, верхней части осадочного чехла территории. Данный показатель хорошо согласуется с LS фактором (рисунок 3.16), максимальные его значения также приурочены к границам возвышенностей рельефа (плато), а на более детальном уровне к долинам рек. На рисунке 3.17 приведено пространственное распределение индекса расчлененности, рассчитанного в окне 1920×1920 м для территории области. Расчет индекса приведен в Главе 1.

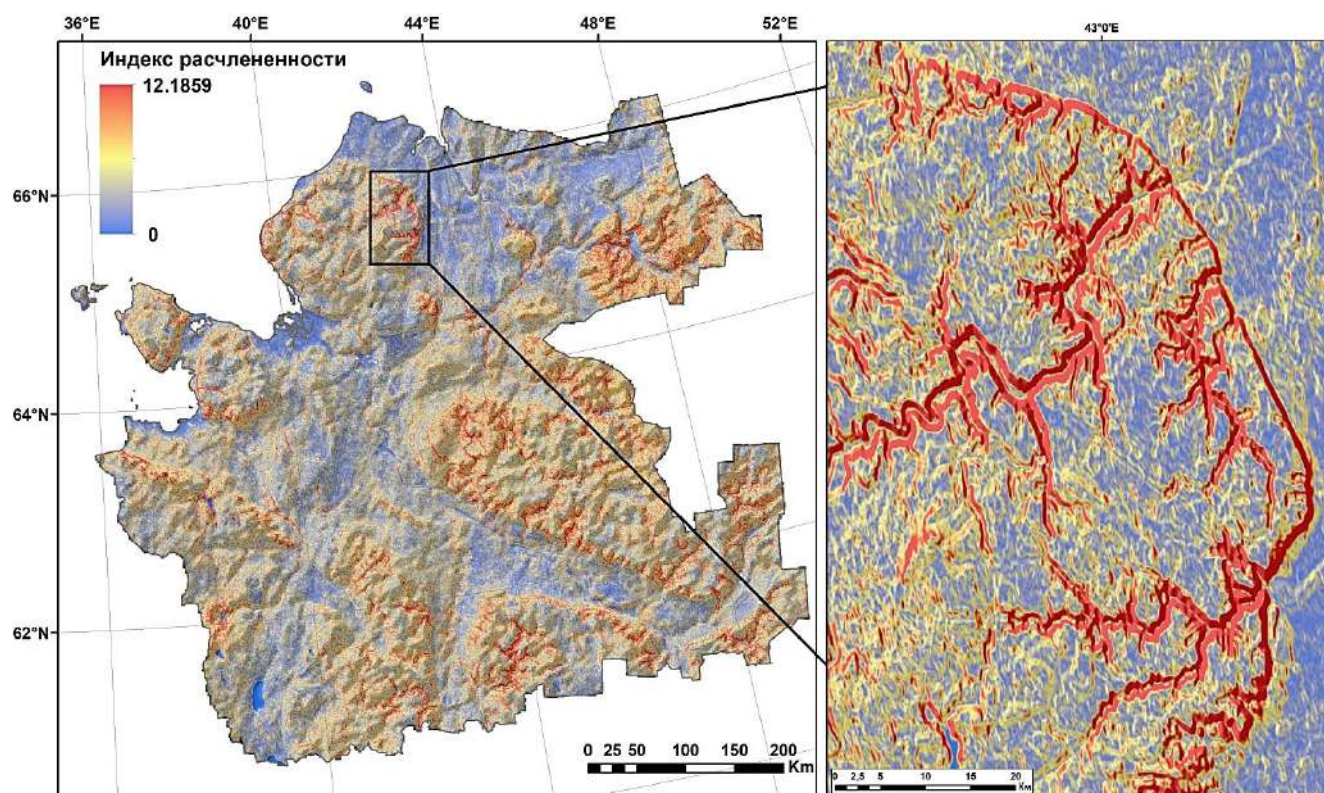


Рисунок 3.17. Индекс расчлененности рельефа для территории области и увеличенный фрагмент

Индекс мощности эрозии (Stream Power Index)

Данный показатель характеризует потенциальную линейную эрозию. Чем больше значение параметра, тем больше мощность потоков и более ярко выражена линейная эрозия. Пространственное распределение индекса мощности эрозии, рассчитанного в окне 1920×1920 м, представлено на рисунке 3.18.

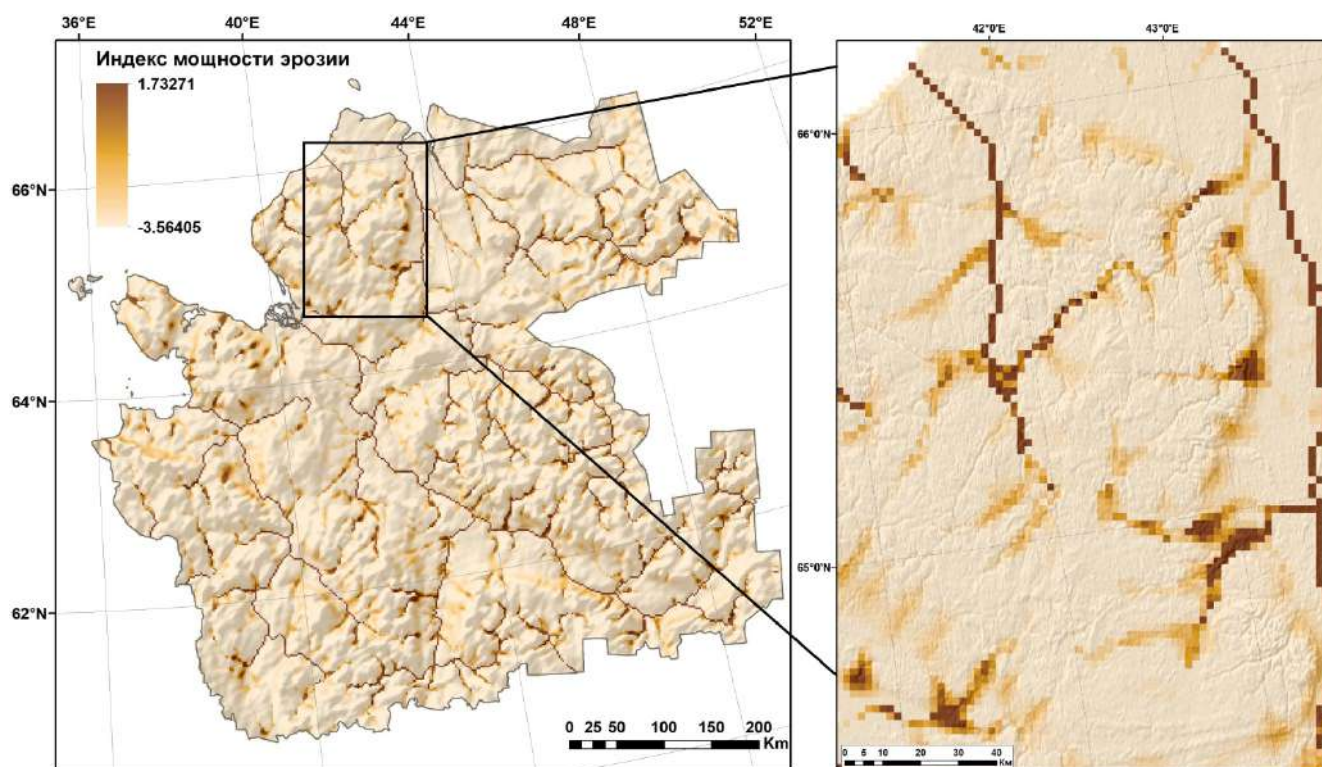


Рисунок 3.18. Индекс мощности эрозии для территории области и увеличенный фрагмент

Индекс баланса геомасс (Mass Balance Index)

Данный показатель позволяет выявить участки с высокой степенью вероятности развития осыпных склоновых процессов и нанесения вреда значимым объектам инфраструктуры. Отрицательные значения индекса баланса геомасс представляют области ярко выраженной аккумуляции (углубления, долины), положительные – области ярко выраженной эрозии (выпуклые склоны холмов). Значения индекса близкие к нулю представляют области, в которых поддерживается баланс между аккумуляцией и эрозией (плоские равнины). Пространственное распределение индекса мощности эрозии, рассчитанного в окне 960×960 м, приведено на рисунке 3.19. Расчет индекса см. Главу 1.

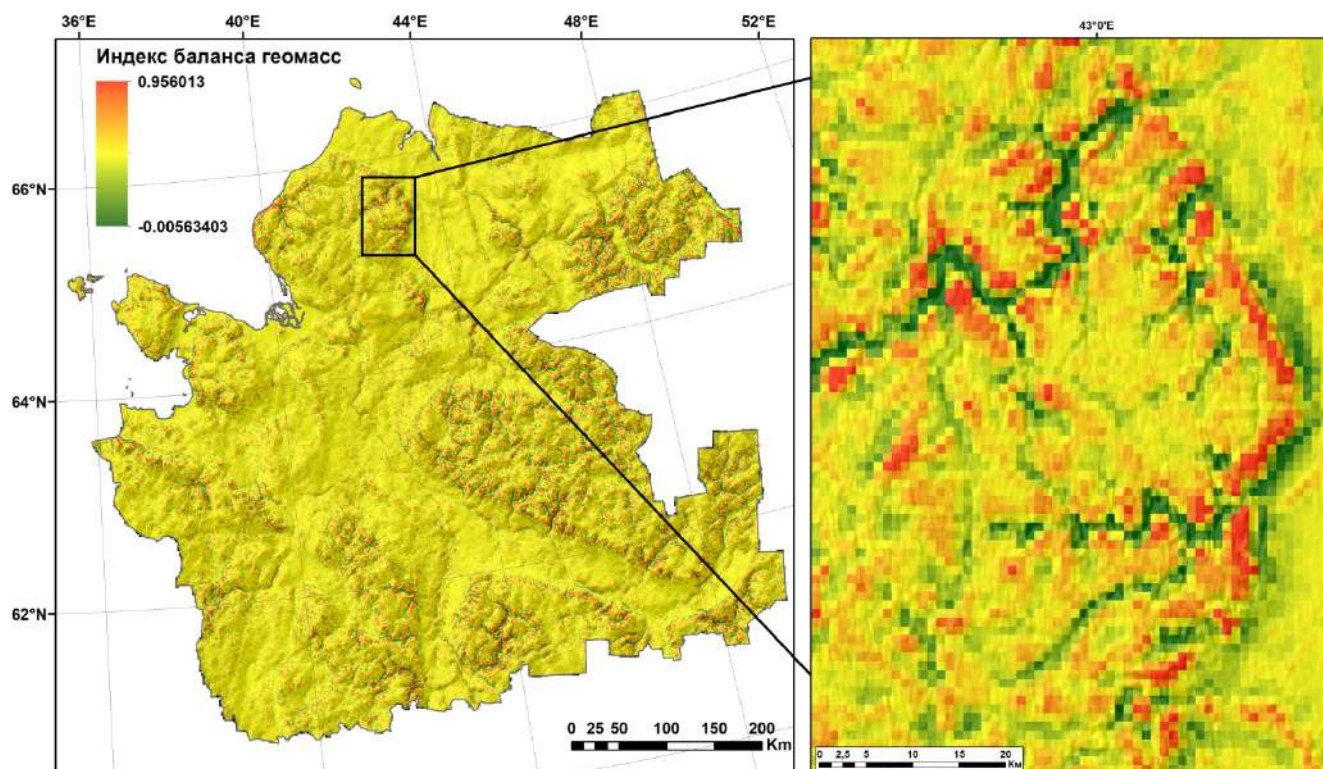


Рисунок 3.19. Индекс баланса геомасс для территории области и увеличенный фрагмент

Если вышерассмотренные параметры характеризуют, в первую очередь, эрозионные процессы, то такие гидрологические параметры рельефа, как общая и удельная водосборные площади, топографический индекс влажности – аккумулятивные процессы.

3.2.5. Общая и удельная водосборные площади

Определение и описание расчета общей и удельной водосборных площадей приведено в разделе 1.4.2 Главы 1.

Основная водосборная площадь приходится на бассейны крупнейших рек региона: Северной Двины, Онеги, Пинеги и Мезени (рисунок 3.20). Их площади, согласно расчету по ЦМР, составляют 103964, 51654, 47247 и 33030 км² соответственно (суммарно 235895 км²). В диссертационной работе А.Л. Минеева (Минеев, 2020) проведен геоморфометрический анализ бассейнов этих рек. Сделан вывод о том, что «в бассейнах рек Онеги и Мезени преобладают процессы

накопления, а Северной Двины и Пинеги – процессы смыва и транзита, и, как следствие, переноса загрязняющих веществ» (Минеев, 2020).

Удельная водосборная площадь используется для расчета топографического индекса влажности.

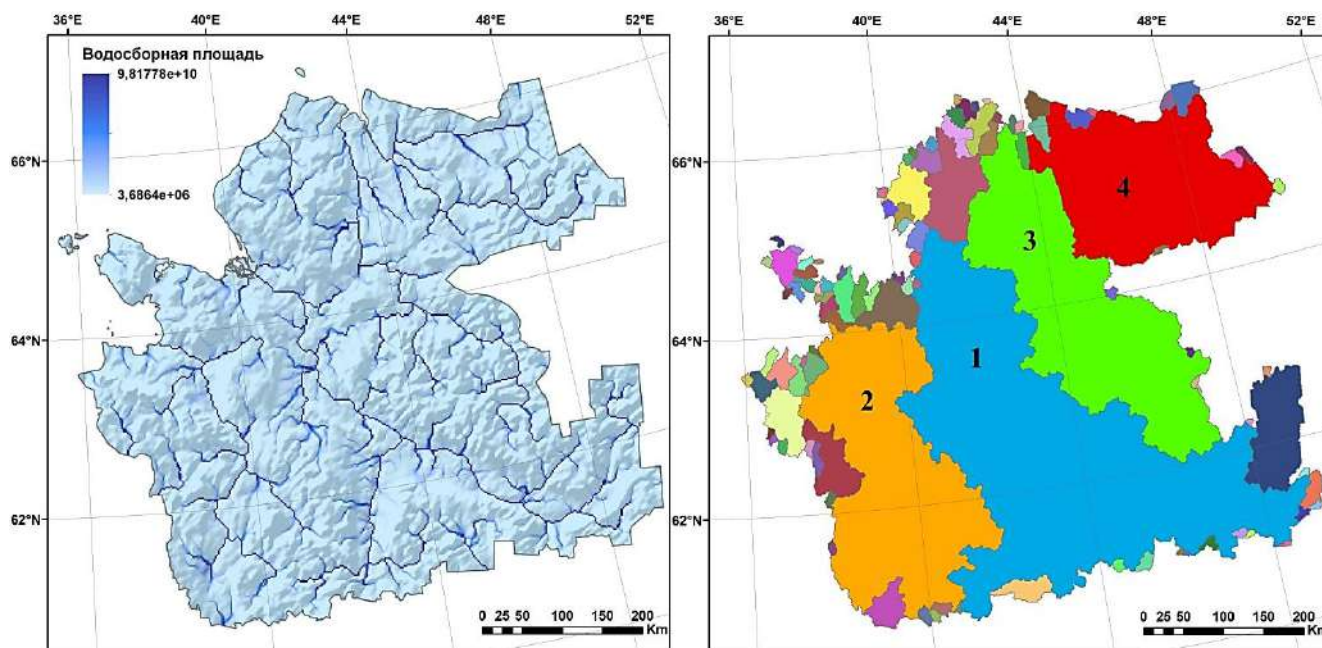


Рисунок 3.20. Общая водосборная площадь (А) и бассейны крупных рек (Б):
1 – Северной Двины, 2 – Онеги, 3 – Пинеги, 4 – Мезени

Топографический индекс влажности

Топографический индекс влажности позволяет определить предрасположенность конкретного участка территории к накоплению воды. На рисунке 3.21 приведено пространственное распределение индекса влажности, рассчитанного в окне 1920×1920 м для территории области. Расчет индекса представлен в Главе 1.

Чем больше значение данного параметра на каком-либо участке (ячейке раstra), тем более предрасположен данный участок к накоплению воды. Положительные значения (синие) – большая предрасположенность к накоплению воды. Отрицательные значения (оранжевые) – большая предрасположенность к отторжению воды (сток с этих участков).

Таким образом, на основе созданной ЦМР был сформирован комплект монофакторных карт, применимых, после дополнительной подготовки, для дальнейшего геоэкологического анализа территории по степени вероятности развития эрозионных и аккумулятивных процессов.

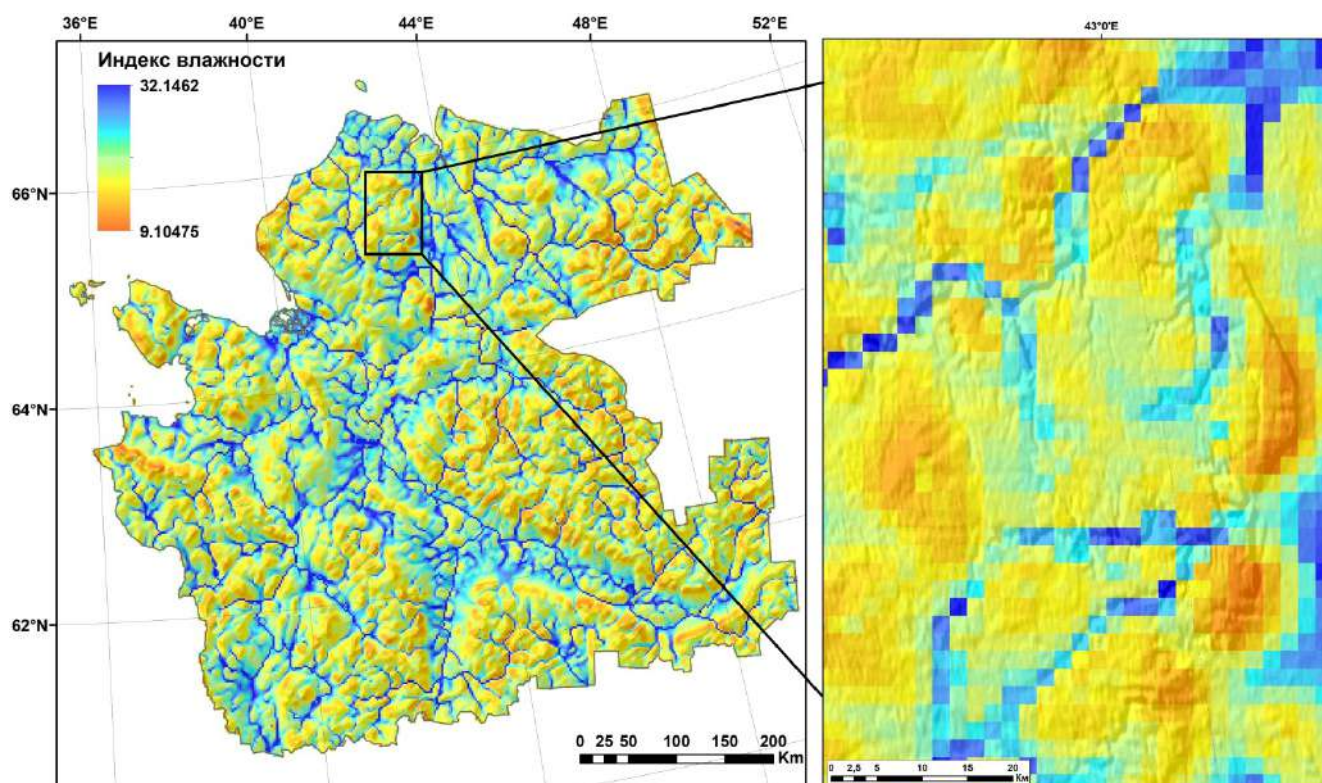


Рисунок 3.21. Топографический индекс влажности для территории области и увеличенный фрагмент

3.3. Подготовка монофакторных карт для геоэкологической оценки территории

Процесс подготовки монофакторных карт для осуществления дальнейшей геоэкологической оценки территории с позиций вероятности развития эрозионных процессов состоял из двух этапов – генерализации массива данных и проведения кластерного анализа.

3.3.1. Генерализация данных

В силу того, что ЦМР Архангельской области имеет большую плотность ячеек (344650349 при разрешении 30×30 м), значения рассчитываемых на ее основе геоморфометрических параметров имеют прерывистые сильно «раздробленные» контуры, не позволяющие судить о характере протекания того или иного процесса (Полякова и др., 2019б). Поэтому нужно иметь набор ЦМР различной детализации. А эта задача решается путем генерализации (Самсонов, 2011).

В классическом понимании (Берлянт, 2002), а также, как приведено в работе (Никишин, 2018, с. 205) и в различных учебных пособиях, в том числе в (Картография, 2020, с. 93), «картографическая генерализация – это отбор и обобщение изображаемых на карте объектов соответственно ее назначению, масштабу, содержанию и особенностям картографируемой территории. Суть процесса состоит в передаче на карте основных, типических черт объектов, их характерных особенностей и взаимосвязей». Следует обратить внимание на то, что речь здесь идет не о сокращении количества информации на карте при переходе от более крупного масштаба к более мелкому, а о соответствии объема информации масштабу карты (Самсонов, 2011). Можно сказать, что целью генерализации является оптимальная детализация (а в данном случае – разрешение) изображения. Основным требованием к результату генерализации, согласно (Берлянт, 2002) является соблюдение геометрической точности с сохранением содержательного подобия (Никишин, 2018, с. 208). В этом заключается диалектическое противоречие, поскольку геометрическая точность нередко нарушается в угоду содержательному соответствию.

В работе (Никишин, 2018, с. 208) отмечается, что «в общем случае требование точности может быть распространено не только на пространственные, но и на количественные и качественные характеристики; требование содержательного подобия следует понимать не только как топологическую связанность объектов, но также и как сохранение подобия качественного и количественного состава геообъектов на единицу площади».

Существует несколько методов генерализации ЦМР в зависимости от способа получения исходной информации, т.е. самой ЦМР. Каждый из них имеет свои преимущества и недостатки. Подробно они описаны в работе (Самсонов, 2011).

В рамках исследования процедура генерализации ЦМР и производных от нее монофакторных карт осуществлялась методом глобальной фильтрации. Суть данного метода, согласно (Самсонов, 2010, 2011), заключается в последовательном проходе всех ячеек ЦМР с помощью «плавающего окна», внутри которого вычисляется некая величина на основе попадающих в его пределы значений высоты. Результат присваивается центральной ячейке выбранного окна. Для целей генерализации используются сглаживающие фильтры, которые усредняют значения ячеек (Самсонов, 2010, 2011).

В данном случае размер окна составил 10×10 км и определялся площадью исследуемой территории. Чем больше площадь, тем большее окно можно выбрать, сохраняя тождественность пространственного распределения значений параметров. Далее – приведение усредненных данных к исходному размеру ячейки билинейным сплайном (Полякова и др., 2019б).

Учитывая то обстоятельство, что высота, угол наклона склонов применяются при расчете большинства геоморфометрических параметров, то при увеличении ячейки («окна») значения этих параметров будут уменьшаться. В то же время анализ ЦМР с использованием разных окон показал тождественность пространственного распределения высот. На рисунках 1.28-1.29 Главы 1 приведены примеры ЦМР с разрешением 30×30 , 480×480 , 960×960 и 1920×1920 м и рассчитанные на их основе углы наклона. Общая тенденция такова, что при увеличении шага решетки значения параметров снижаются, но тождественность их пространственного распределения сохраняется (Полякова и др., 2019б).

Для оценки вероятности проявления эрозионных процессов на территории Архангельской области были выбраны такие геоморфометрические параметры, как угол наклона, LS фактор, индекс расчлененности рельефа и топографический

индекс влажности. Выбор параметров осуществлялся эмпирическим путем (Полякова и др., 2019б).

После процедуры генерализации контуры значений рассчитанных геоморфометрических параметров имеют гладкие, визуально определяемые границы (рисунок 3.22). Далее генерализованные значения подвергались кластерному анализу для выделения зон с однотипными значениями выбранных параметров.

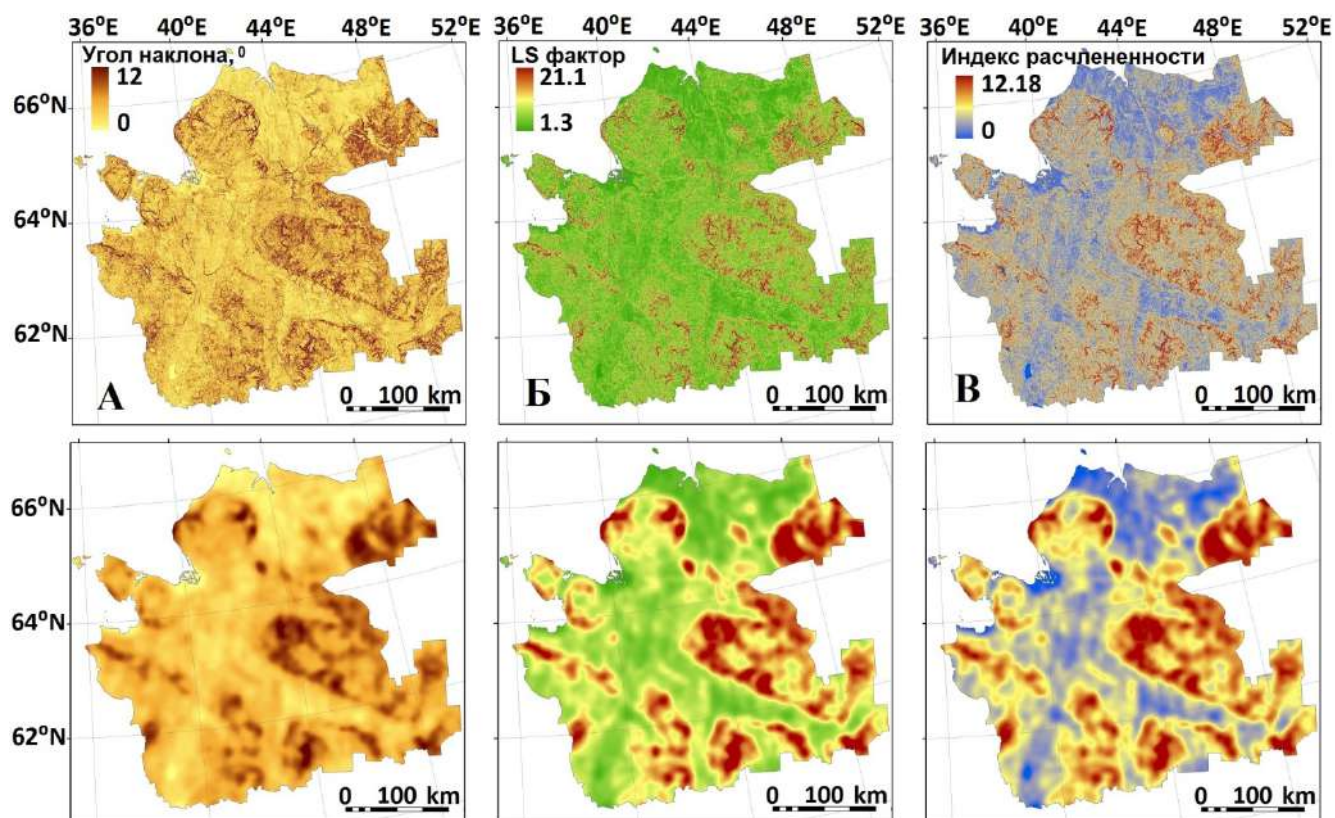


Рисунок 3.22. Пример изображения рассчитанного параметра до (вверху) и после (внизу) генерализации:

А – угол наклона, Б – LS фактор, В – индекс расчлененности

3.3.2. Кластерный анализ

Под кластерным анализом понимается набор различных алгоритмов кластеризации. Целью выполнения кластерного анализа является организация набора данных в наглядные структуры (классы, кластеры, группы, типы и т.п.), то

есть разделение множества объектов на подмножества по некоторой метрике (Новые идеи..., 2010).

В настоящее время кластерный анализ активно применяется в науках о Земле. Так, в работе Ю.А. Ткачева (Ткачев, 2019) показано, что при совместном использовании математического (кластерного) и содержательного (предметного) анализов можно устанавливать пространственные геологические закономерности с целью прогноза месторождений полезных ископаемых. А.Ф. Гилязов (Гилязов, 2015) применяет методы кластерного анализа при районировании бассейна Волги по крупности взвешенных наносов и донных отложений. С использованием математического аппарата кластерного анализа В.А. Кузьмичёнок (Кузьмичёнок, 2010) проводит районирование высокогорий Кыргызстана по типу внутригодового распределения атмосферных осадков. В.В. Асмус с соавторами (Асмус и др., 2016) применяет кластерный анализ в обработке многоспектральных (многомерных) данных дистанционного зондирования Земли.

В работе (Войтеховский, 2019) обращается внимание на тот факт, что результат кластерного анализа существенно зависит от применяемой метрики, то есть способа расчета расстояния между точками в многомерном пространстве. От выбора алгоритма расчета расстояния между объектами зависит, например, точность распознавания классов при обработке аэрофотоснимков (Маньков, 2011).

Одним из наиболее простых и часто применяемых методов кластеризации является метод *k-means* (*k-средних*). Алгоритм *k-средних* является итерационным методом, состоящим из двух этапов: инициализации, в которой устанавливается начальный набор из *k-центроидов* (первоначальное количество центров кластеров), и итеративного этапа (Сапо, et al., 2015). Первоначальное количество центроидов может выбираться случайным образом или задаваться оператором (в случае, если нужное количество кластеров известно заранее). Затем рассчитываются минимальные расстояния между каждой точкой данных и центроидами, формируются начальные кластеры. В них задаются новые центры, и снова производится пересчет расстояний. Операции итеративно повторяются. На

каждой итерации границы кластеров изменяются. Алгоритм завершается тогда, когда границы кластеров, расположение центроидов и набор точек внутри каждого кластера остаются постоянными, т.е. перестают изменяться (Сапо, et al., 2015). Таким образом, метод кластеризации k-средних производит такое разбиение набора данных на классы, при котором расстояния (а значит и различия) между объектами одного и того же класса минимальны, а между объектами разных классов – максимальны (Hartigan, Won, 1979).

В рамках данного исследования для проведения геоэкологической оценки территории с точки зрения вероятности развития эрозионных и аккумулятивных процессов, был осуществлен кластерный анализ генерализованных значений угла наклона, LS-фактора, индекса расчлененности рельефа (рисунок 3.22) с разбиением на 3 класса. Классу 1 соответствуют минимальные, классу 2 – средние, классу 3 – максимальные значения данных параметров (рисунок 3.23).

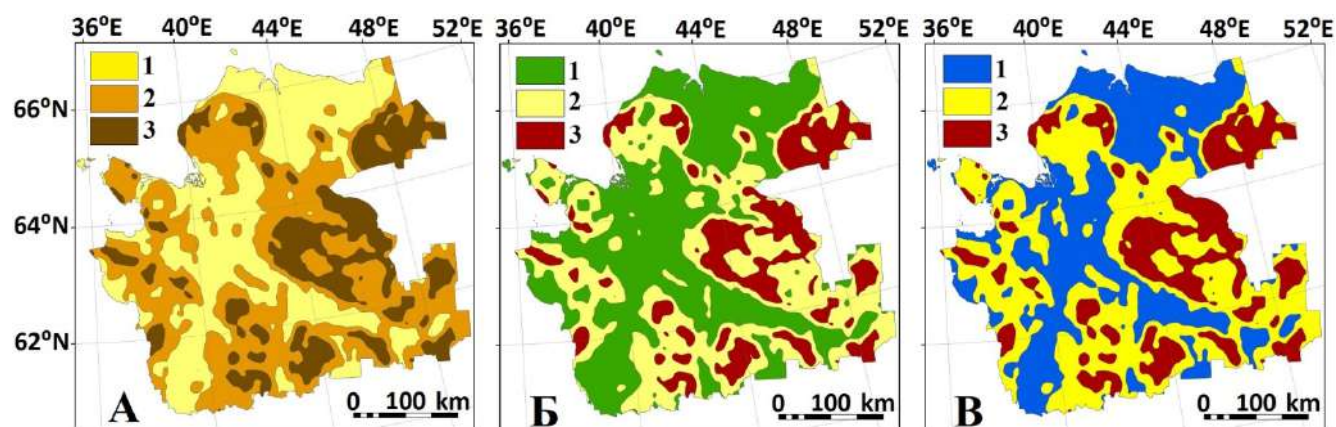


Рисунок 3.23. Кластерные значения угла наклона (А), LS-фактора (Б), индекса расчленённости (В):

1 – минимальные, 2 – средние, 3 – максимальные значения параметров, по (Полякова и др., 2019б)

3.4. Геоэкологическая оценка вероятности проявления эрозионных процессов на исследуемой территории

Эрозионные процессы в антропогенных геосистемах проявляются только при определенном сочетании факторов. Согласно (Заславский, 1979)

потенциальная эрозионная опасность выражается следующей структурной формулой:

$$ПОЭ = f(K; P; Г; П; Pa; A), \quad (3.1)$$

где *ПОЭ* – потенциальная опасность эрозии, *K* – климатические условия, *P* – условия рельефа, *Г* – геологическое строение, *П* – почвенные условия, *Pa* – почвозащитная роль растительности, *A* – хозяйственное использование земель.

Между всеми факторами, создающими условия для проявления эрозии, существует тесная связь. Но при различных сочетаниях климатических условий, рельефа, геологического строения, почвенного и растительного покрова эрозия может проявляться с разной степенью интенсивности.

В данном исследовании геоэкологическая оценка состояния природной среды по вероятности развития эрозионных и аккумулятивных процессов на территории Архангельской области проводилась в 4 этапа (Полякова и др., 2019б).

На первом этапе такие геоморфометрические параметры, как угол наклона, LS фактор, индекс расчлененности рельефа подвергались процедуре генерализации и кластеризации. Смысл данных операций описан выше, результаты приведены на рисунках 3.22-3.23. Таким образом, были получены контуры, разделяющие область исследования на три части: максимальных, средних и минимальных значений каждого из параметров.

На втором этапе находились общие границы контуров, соответствующих максимальным, средним и минимальным кластерам значений параметров. Для этого вначале в ПО SAGA GIS выполнялась процедура перевода растровых областей в векторные полигоны модулем *Vectorising Grid Classes*, затем вычислялись пересечения полигонов модулем *Intersect* по алгоритму (Vatti, 1992). Тем самым создавались объединенные полигоны максимальных, средних и минимальных кластерных значений угла наклона (*Slope*), LS фактора (*LS factor*) и индекса расчлененности рельефа (*TRI*) (рисунки 3.24-3.26).

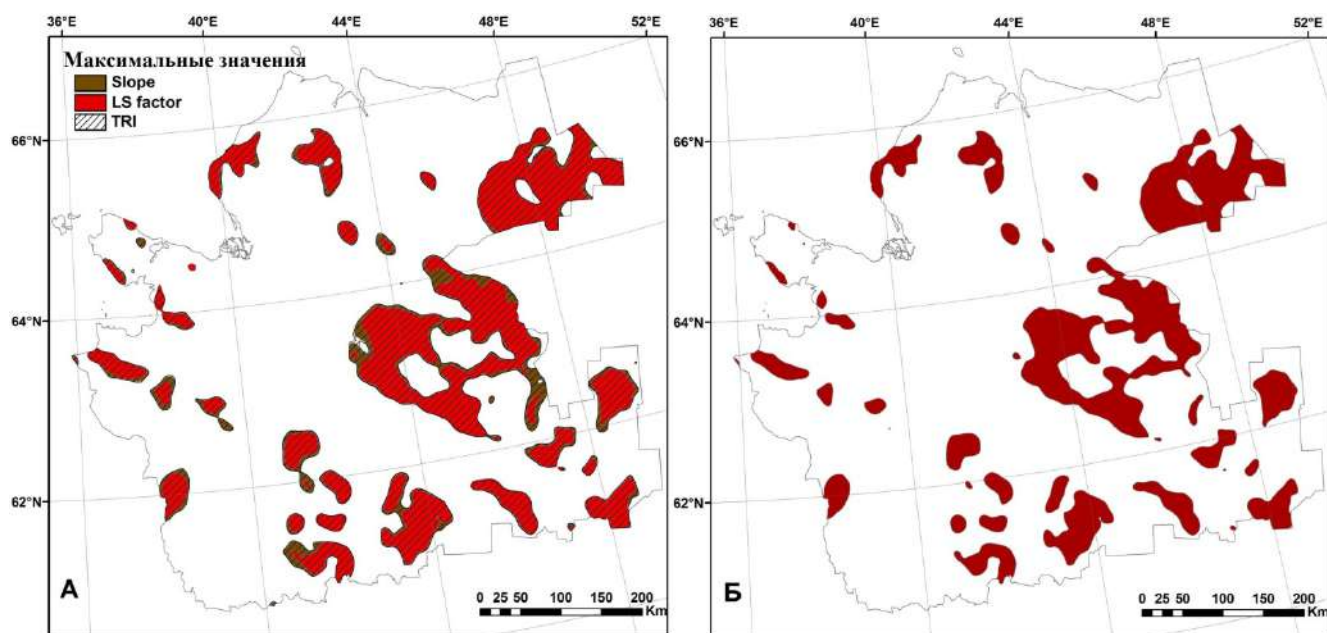


Рисунок 3.24. Пересечения полигонов максимальных значений угла наклона, LS фактора, индекса расчлененности рельефа (А) и объединенный полигон максимальных значений (Б)

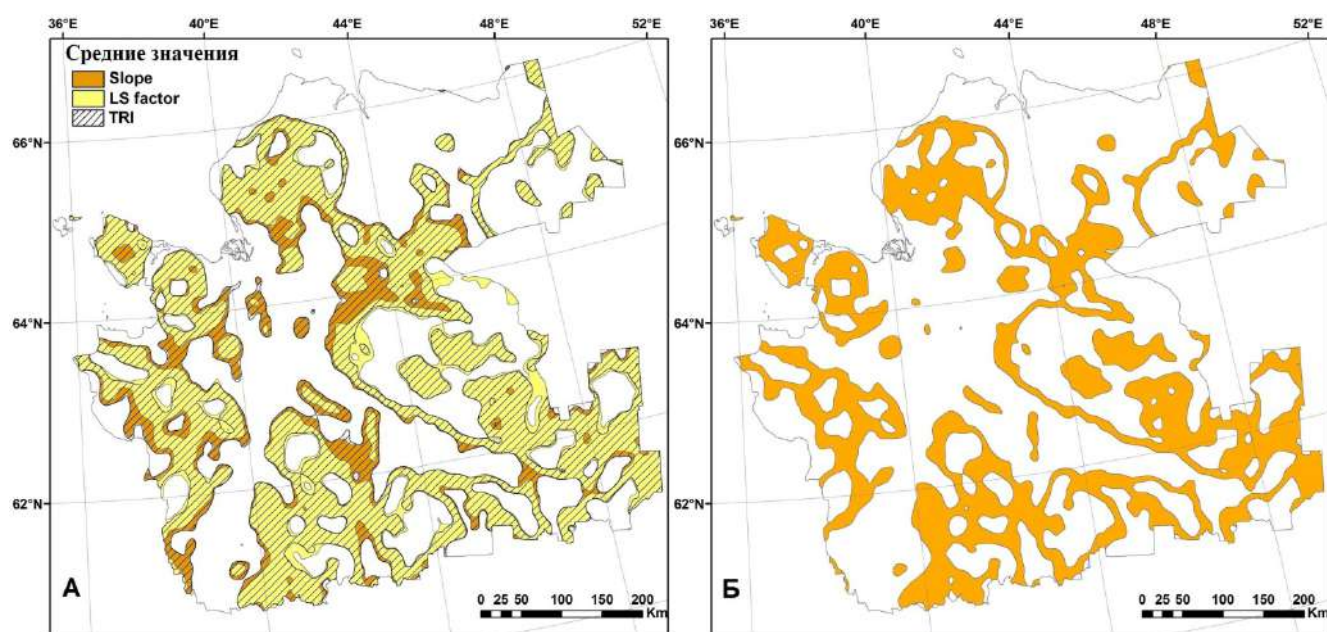


Рисунок 3.25. Пересечения полигонов средних значений угла наклона, LS фактора, индекса расчлененности рельефа (А) и объединенный полигон средних значений (Б)

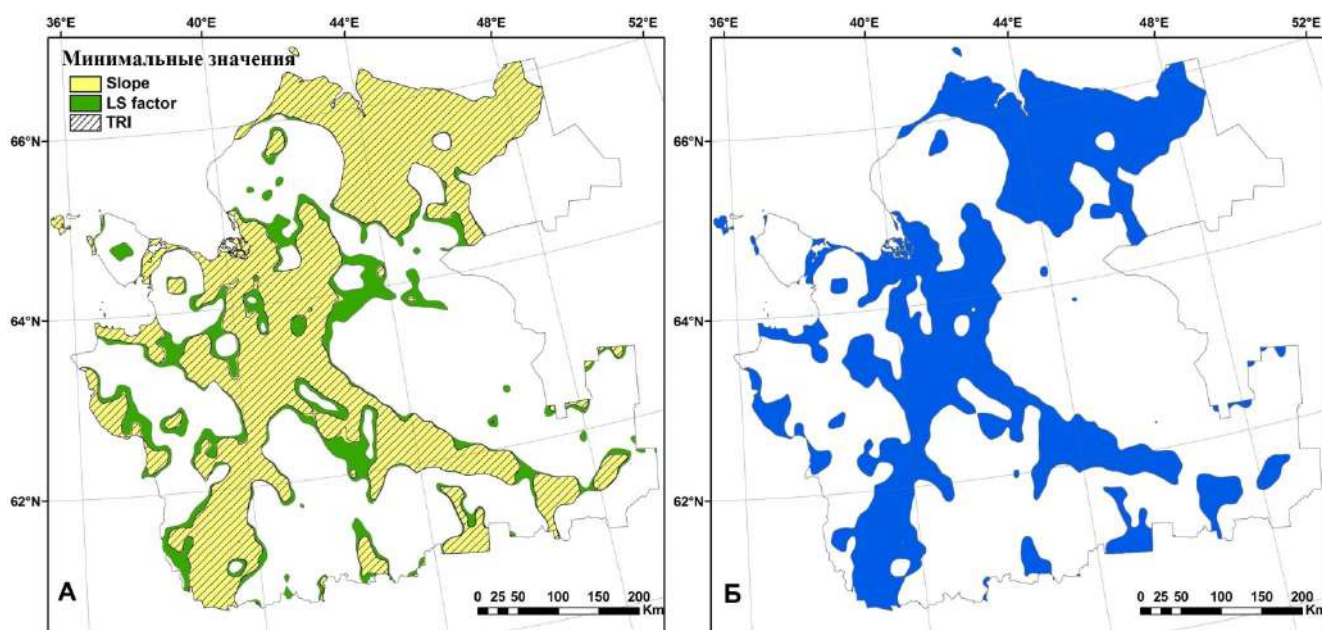


Рисунок 3.26. Пересечения полигонов минимальных значений угла наклона, LS фактора, индекса расчлененности рельефа (А) и объединенный полигон минимальных значений (Б)

В результате объединения полигонов минимальных, средних и максимальных значений угла наклона, LS фактора и индекса расчлененности рельефа получена сводная карта вероятности развития потенциально опасных экзогенных процессов на территории Архангельской области (рисунок 3.27). На карте выделены следующие зоны (Полякова и др., 2019б):

1. Зоны с наибольшей вероятностью проявления эрозионных процессов, соответствующие зонам сноса осадочного материала (зона 1);
2. Зоны с возможным проявлением эрозионных процессов, соответствующие зонам транзита материала (зона 2);
3. Зоны, с потенциальным развитием аккумулятивных процессов, соответствующие зонам накопления осадочного материала, в том числе и загрязняющих веществ (зона 3).

Помимо этого выделяются «неопределенные зоны», значения параметров внутри которых при объединении не попали ни в один из полигонов. Их можно рассматривать как некие переходные области между зонами сноса и транзита, а также транзита и аккумуляции.

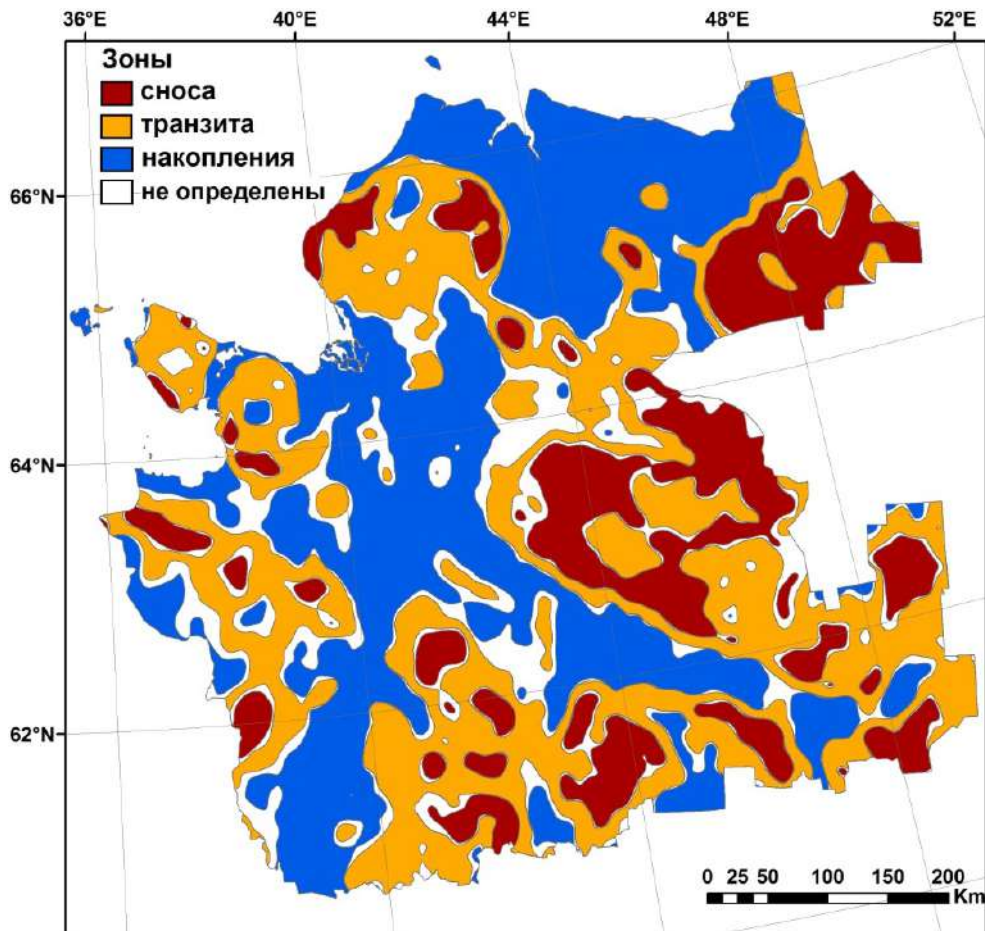


Рисунок 3.27. Зоны сноса, транзита и накопления материала

На третьем этапе зона накопления материала, соответствующая объединенному полигону минимальных значений угла наклона, LS фактора и индекса расчлененности рельефа (рисунок 3.26Б), делилась на две части по степени увлажнения. Для этого сначала были посчитаны 5 кластеров значений индекса влажности (TWI). Выбраны два максимальных кластера (класс 4 и 5). Подобным образом проведены процедуры векторизации и пересечения полигонов 4 и 5 классов индекса влажности с объединенным полигоном минимальных значений угла наклона, LS фактора и индекса расчлененности рельефа (рисунок 3.28А).

В результате были выделены две основных подзоны (рисунок 3.28Б):

- 1) предрасположенные к подтоплению территории во время паводков;
- 2) предрасположенные к заболачиванию территории (Полякова и др., 2019б).

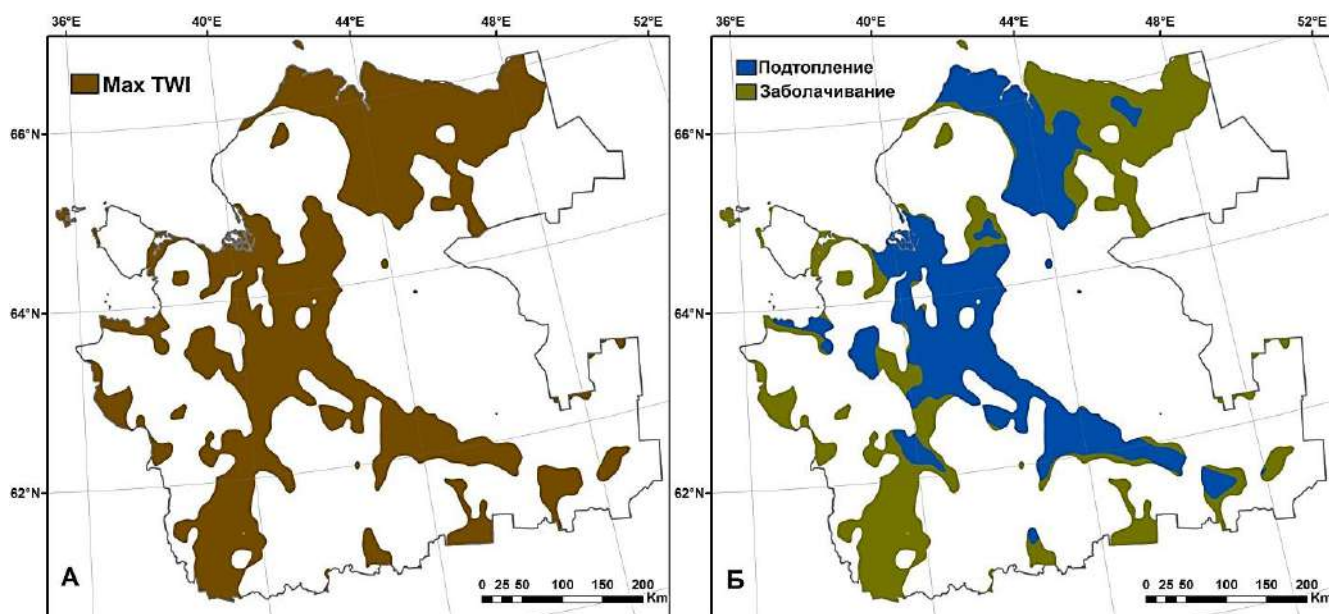


Рисунок 3.28. Объединенный полигон минимальных значений угла наклона, LS фактора, индекса расчлененности рельефа и максимальных значений индекса влажности (А) и выделенные подзоны, предрасположенные к подтоплению во время паводков (синий цвет) и заболачиванию (темно-зеленый цвет) (Б), по (Полякова и др., 2019б)

Зоны потенциального подтопления и заболачивания (рисунок 3.28Б) в пространственном отношении хорошо согласуются с картой плотности болот Архангельской области, представленной в работе (Губайдуллин, 2002, с. 72). Здесь наглядно проявляется соответствие подзон максимальной увлажненности наибольшей плотности болот (рисунок 3.29А). Также отмечается согласованность с картой прямой солнечной инсоляции, рассчитанной по ЦМР, где наименее прогретым участкам территории соответствуют максимально увлажненные области (рисунок 3.29Б).

В результате последовательности трех этапов получается сводная карта вероятности проявления потенциально опасных экзогенных процессов на территории Архангельской области, приведенная на рисунке 3.30 (Полякова и др., 2019б).

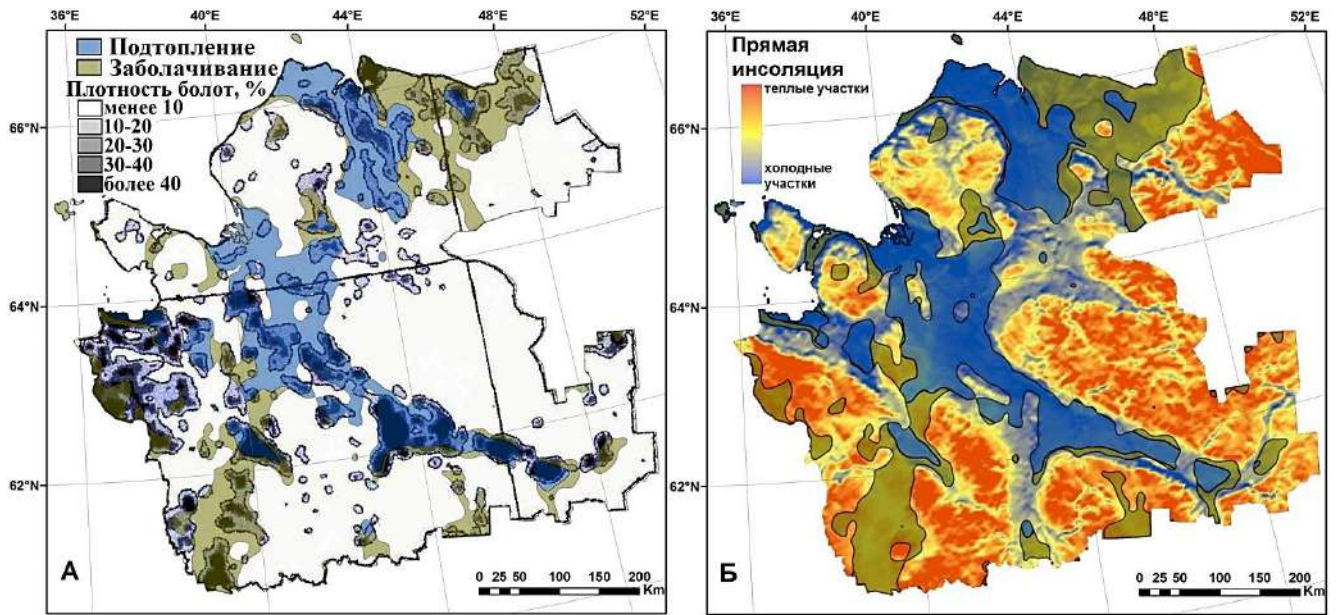


Рисунок 3.29. Сопоставление карты зон подтопления и заболачивания с картами плотности болот (А) и прямой солнечной инсоляции (Б), по (Полякова и др., 2019б)

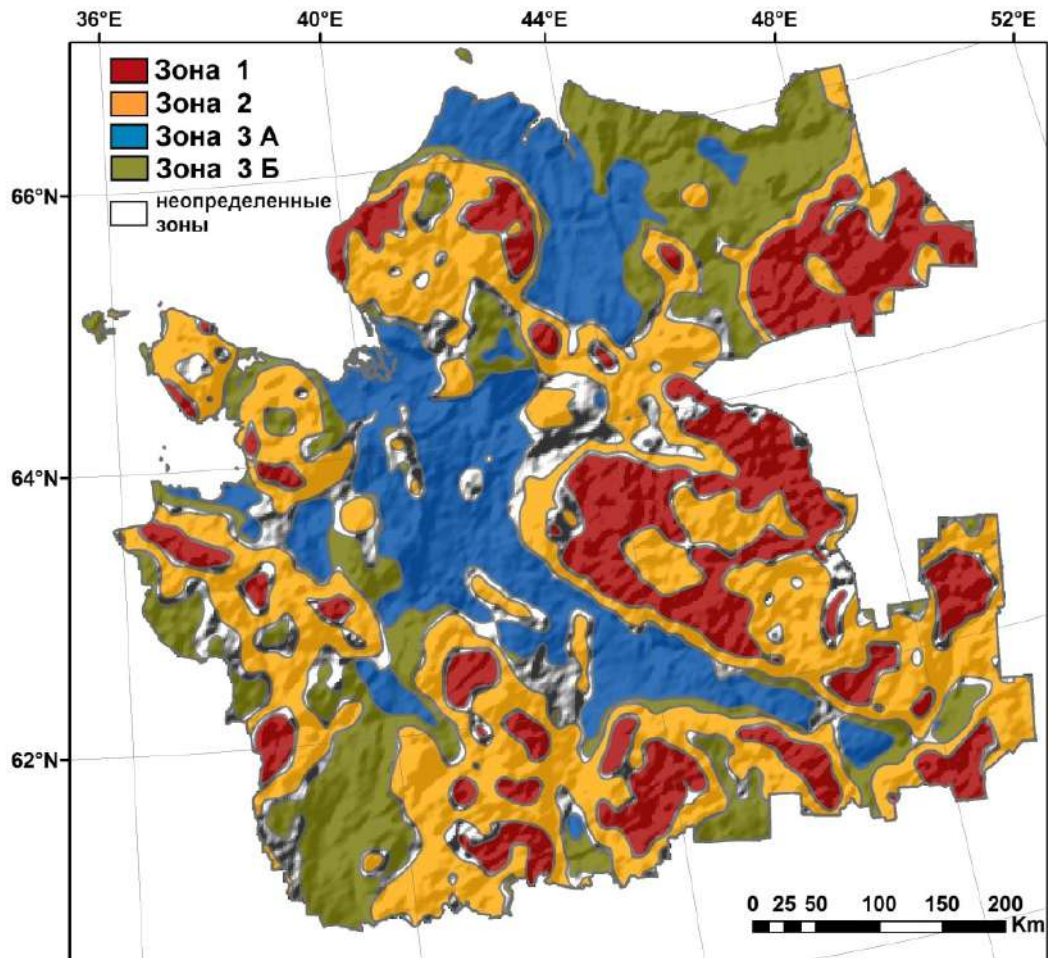


Рисунок 3.30. Карта вероятности проявления потенциально опасных экзогенных процессов на территории Архангельской области, по (Полякова и др., 2019б)

На карте выделены следующие зоны:

1. Зоны с максимальной вероятностью проявления эрозионных процессов, соответствуют зонам сноса материала (зона 1);

2. Зоны с вероятным проявлением эрозионных процессов, соответствуют зонам транзита материала (зона 2);

3. Зоны, с потенциальным развитием аккумулятивных процессов, соответствуют зонам накопления материала, в том числе и загрязняющих веществ (зона 3). В зоне 3 выделяются подзоны:

- Зона 3А – территории, склонные к подтоплению во время паводков;
- Зона 3Б – территории, предрасположенные к заболачиванию (Полякова и др., 2019б).

На четвертом этапе была дана геоэкологическая оценка вероятности проявления потенциально опасных экзогенных процессов на территории Архангельской области. Для каждой полученной зоны были посчитаны средние значения применяемых геоморфометрических параметров, а также площадные характеристики, значения приведены в таблицах 3.5-3.6. Преобладающим для области является процесс аккумуляции материала. Зона накопления приурочена к понижениям в рельефе и совпадает с поймами крупных рек.

Таблица 3.5 – Средние значения параметров для каждой зоны вероятного развития экзогенных процессов на территории Архангельской области

Параметр	Зона 1		Зона 2		Зона 3	
	μ^*	δ^{**}	μ	δ	μ	δ
Высота, метры	143,92	47,09	123,41	51,70	66,47	44,41
Угол наклона, градусы	1,44	0,96	0,96	0,65	0,58	0,43
Индекс расчлененности	1,48	0,94	0,99	0,63	0,61	0,42
LS-фактор	1,08	1,04	0,59	0,59	0,29	0,30
Индекс влажности	13,84	0,68	14,51	0,67	15,39	0,68
Прямая инсоляция, кВт/м ²	160,68	3,07	160,52	1,87	160,00	1,04

* μ – среднее арифметическое значение, ** δ – среднеквадратическое отклонение

Таблица 3.6 – Площадная характеристика зон с различной вероятностью проявления экзогенных процессов на территории Архангельской области

Зоны	Площадь	
	км ²	%
Зона 1 – максимальная вероятность развития эрозионных процессов (зона сноса)	106966	18,21
Зона 2 – вероятное развитие эрозионных процессов (зона транзита)	194606	33,13
Зона 3 – потенциальное развитие аккумулятивных процессов (зона накопления)	205002	34,90
- Зона 3А – подтопление	- 101209	- 17,23
- Зона 3Б – заболачивание	- 103793	- 17,67
Неопределенные зоны	80826	13,76
Общая площадь	587400	100

Далее было проведено сопоставление геоморфологической карты Архангельской области, приведенной на рисунке 2.8 в разделе 2.4 Главы 2 с картой выделенных зон. Результат сопоставления приведен на рисунке 3.31.

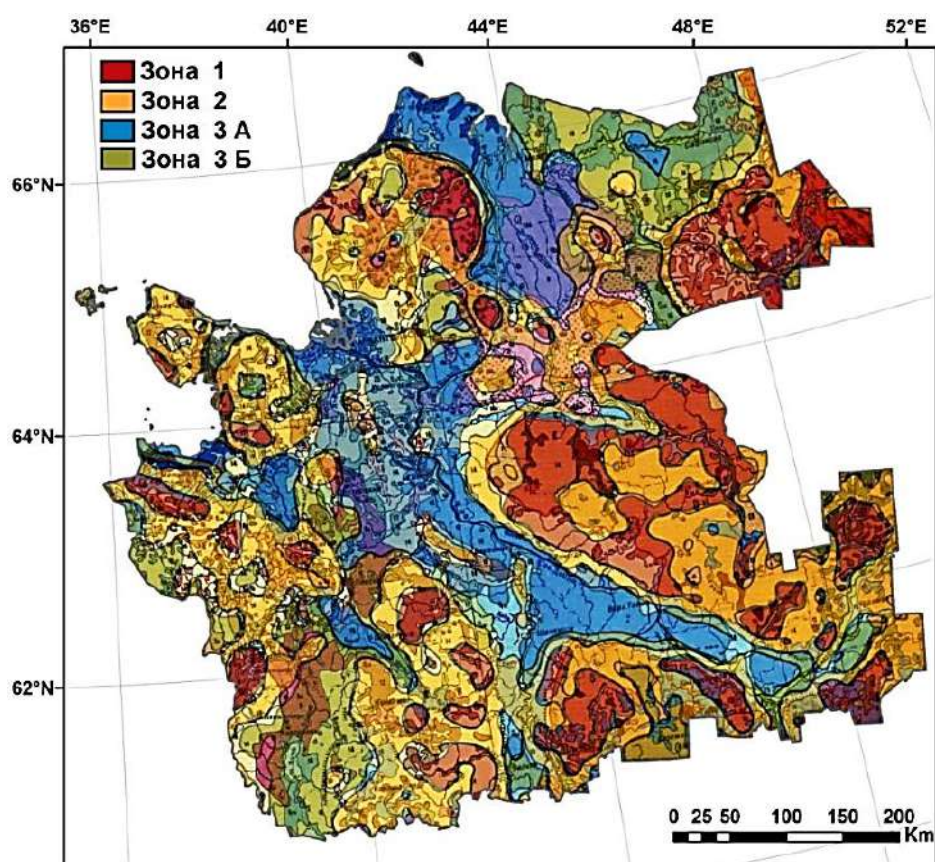


Рисунок 3.31. Сопоставление геоморфологической карты Архангельской области с картой вероятности проявления потенциально опасных экзогенных процессов

Результат сопоставления приведен в таблице 3.7. Из таблицы 3.7 следует, что для зоны сноса преобладающим является холмистый и холмисто-грядовый моренный рельеф; зоне транзита характерен структурно-денудационный (пластовый), а также ледниковый аккумулятивный тип рельефа; зоне накопления соответствует водно-ледниковый аккумулятивный рельеф (Минеев и др., 2017).

Таблица 3.7 – Геоморфологическая характеристика зон с различной вероятностью проявления экзогенных процессов, по (Минеев и др., 2017; Минеев, 2020)

Зоны	Сопоставление	
	Карта зон	Геоморфологическая карта
Зона 1 – максимальная вероятность развития эрозионных процессов (зона сноса)	<p>Этой зоне характерны повышенные, наименее увлажненные и наиболее прогретые (см. инсоляцию) территории, сильно предрасположенные к развитию эрозионных процессов (максимальные значения угла наклона, LS-фактора и индекса расчлененности, а также индекса мощности линейной эрозии).</p> <p>Эта зона является источником сносимого материала.</p>	<p>На юго-востоке, юге и юго-западе области этой зоне соответствует ледниковый аккумулятивный тип рельефа. Это плоская и волнистая моренная равнина, местами абрадированная ледниковыми и морскими водами, а также холмистый и холмисто-грядовый моренный рельеф.</p> <p>На северо-востоке для этой зоны, наряду с ледниковым аккумулятивным, характерен денудационный (цокольный) тип рельефа. Это возвышенная волнистая равнина на сильнодислоцированных метаморфических породах рифея с маломощным покровом элювиально-делювиальных отложений.</p> <p>На северо-западе области в этой зоне наблюдается холмисто-котловинный камовый рельеф (отмечаются карстовые формы рельефа).</p>
Зона 2 – вероятное развитие эрозионных процессов (зона транзита)	<p>Это территории, служащие источниками переноса материала (плато, плоская, но возвышенная территория), местами слабохолмистые, местами бронированные известняками.</p> <p>Этой зоне характерны умеренно увлажненные и умеренно прогретые (см. инсоляцию) территории средних высот, слабо предрасположенные к развитию эрозионных процессов (средние значения угла наклона, LS-фактора и индекса расчлененности, а также индекса мощности линейной эрозии).</p>	<p>На юго-востоке области данной зоне соответствует ледниковый аккумулятивный тип рельефа – это плоская и волнистая моренная равнина, местами абрадированная ледниковыми и морскими водами, а также холмистый и холмисто-грядовый моренный рельеф.</p> <p>На северо-востоке области для этой зоны характерен структурно-денудационный (пластовый) рельеф. Это крупноволнистые равнины на горизонтально лежащих палеозойских осадочных породах с маломощным покровом (водно-ледниковых).</p> <p>На северо-западе и юго-западе области этой зоне соответствует ледниковый аккумулятивный тип рельефа. Это плоская и волнистая моренная равнина, местами абрадированная ледниковыми и морскими водами, а также холмистый и холмисто-грядовый моренный рельеф.</p>

<p>Зона 3 – потенциальное развитие аккумулятивных процессов (зона накопления)</p>	<p>Это территории, предрасположенные к заболачиванию и накоплению осадков: низины, низкие земли, поймы крупных рек с террасами, на севере – приморские равнины и террасы морского генезиса.</p> <p>Этой зоне характерны пониженные, наиболее увлажненные и наименее прогретые (см. инсоляцию) территории, не предрасположенные к развитию эрозионных процессов (минимальные значения угла наклона, LS-фактора и индекса расчлененности, а также индекса мощности линейной эрозии).</p>	<p>На юго-востоке области данной зоне соответствует водно-ледниковый и озерный аккумулятивный тип рельефа. Это озерно-ледниковая и озерная равнины.</p> <p>На северо-востоке области, помимо водно-ледникового и озерного аккумулятивного, для этой зоны характерен структурно-денудационный (пластовый) тип рельефа. Это крупноволнистые равнины на горизонтально лежащих палеозойских осадочных породах с маломощным покровом (морены). Также отмечается ледниковый аккумулятивный тип рельефа, которому соответствуют плоские и волнистые моренные равнины, местами абрадированные ледниковыми и морскими водами.</p> <p>На северо-западе и юго-западе области водно-ледниковый аккумулятивный тип рельефа представлен также холмисто-котловинным камовым рельефом.</p>
---	--	--

Таким образом, на основе объединения кластеров максимальных значений угла наклона, LS фактора, индекса расчлененности рельефа выделены участки с наибольшей вероятностью развития эрозионных процессов, соответствующие зонам сноса материала и составляющие порядка 18 % исследуемой территории. На основе объединения кластеров средних значений тех же параметров выделены участки с возможным проявлением эрозионных процессов, соответствующие зонам транзита материала и составляющие порядка 33 % территории. На основе объединения кластеров минимальных значений данных параметров, а также максимальных значений индекса влажности выделены участки с потенциальным развитием аккумулятивных процессов, соответствующих зонам накопления материала и составляющие порядка 35 % территории исследования (*второе защищаемое положение*).

Природная зона аккумуляции раскрывает потенциальную предрасположенность рельефа к накоплению материала, в том числе и загрязняющих веществ (Полякова, 2019). На основании карты объектов техногенного воздействия, приведенной в работе (Губайдуллин, 2002), а также Схемы территориального планирования (рисунок 2.14 раздела 2.8 Главы 2), проведено сопоставление источников антропогенного воздействия на природную среду Архангельской области с картой зон сноса, транзита и накопления материала (рисунок 3.26). Результат сопоставления отображен на рисунке 3.32.

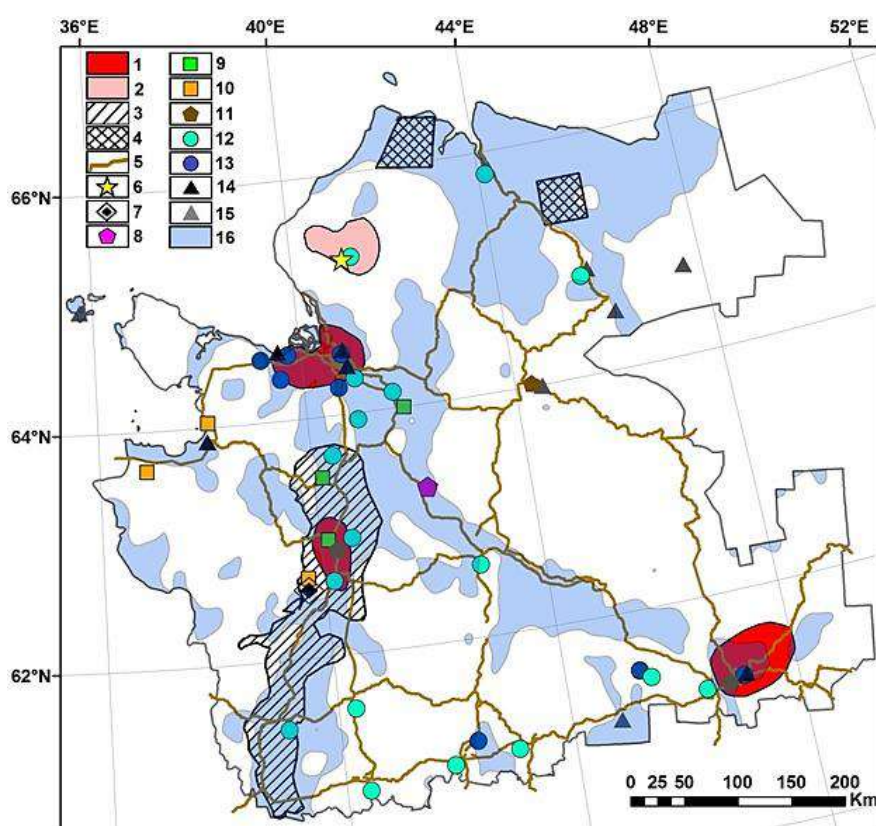


Рисунок 3.32. Взаимосвязь источников антропогенного воздействия на природную среду Архангельской области и зоны накопления материала, по (Полякова, 2019):

- 1 – зоны интенсивного промышленного воздействия; 2 – горнодобывающие зоны; 3 – зона воздействия космодрома; 4 – зоны сброса отработанных ступеней ракет; 5 – дороги общего и федерального пользования; 6 – месторождение алмазов; 7 – месторождение бокситов; 8 – месторождение гипсов; 9 – месторождения известняков; 10 – месторождения строительных камней; 11 – месторождение глин; 12 – месторождения пресных подземных вод; 13 – месторождения минеральных подземных вод; 14 – ТЭЦ; 15 – крупные дизельные электростанции; 16 – зона аккумуляции

В результате объединения данных с перечисленных выше карт можно констатировать визуальное пространственное совпадение источников антропогенного воздействия на окружающую среду с природной зоной аккумуляции, выделенной по ЦМР Архангельской области на основе кластерного анализа таких геоморфометрических параметров, как угол наклона, LS фактор, индекс расчлененности рельефа. Подобное совпадение крайне негативно сказывается на экологическом состоянии территории (Полякова, 2019; Полякова и др., 2021б).

Так же в работе (Губайдуллин, 2002) установлено локальное загрязнение грунтов и грунтовых вод нефтепродуктами на ряде объектов хранения, переработки, транспортировки нефти и нефтепродуктов на территории Архангельской области (рисунок 3.33). И в этом случае отмечается положительная пространственная корреляция очагов загрязнения грунтов и грунтовых вод нефтепродуктами с зоной накопления материала (Полякова, 2019).

Помимо этого, приуроченность зон лесопромышленного воздействия (лесозаготовка и транспортировка древесины) к природным зонам сноса и, в большей степени, транзита материала, наглядно отображенная на рисунке 3.34, также вызывает большие опасения за состояние окружающей среды (Полякова и др., 2021б).

Общая площадь земель лесного фонда Архангельской области составляет 29 млн. га, из которых 74 % относятся к эксплуатационным лесам (Тоскунина, 2008). Основным видом воздействия при лесохозяйственной деятельности является нарушение целостности почвенно-растительного покрова. А это, в свою очередь, влечет за собой активизацию склоновых процессов, развитие оползней, оврагов и пр. Промышленные рубки, даже при самых современных производственных методах и подходах, необратимо меняют экологический баланс и облик территории.

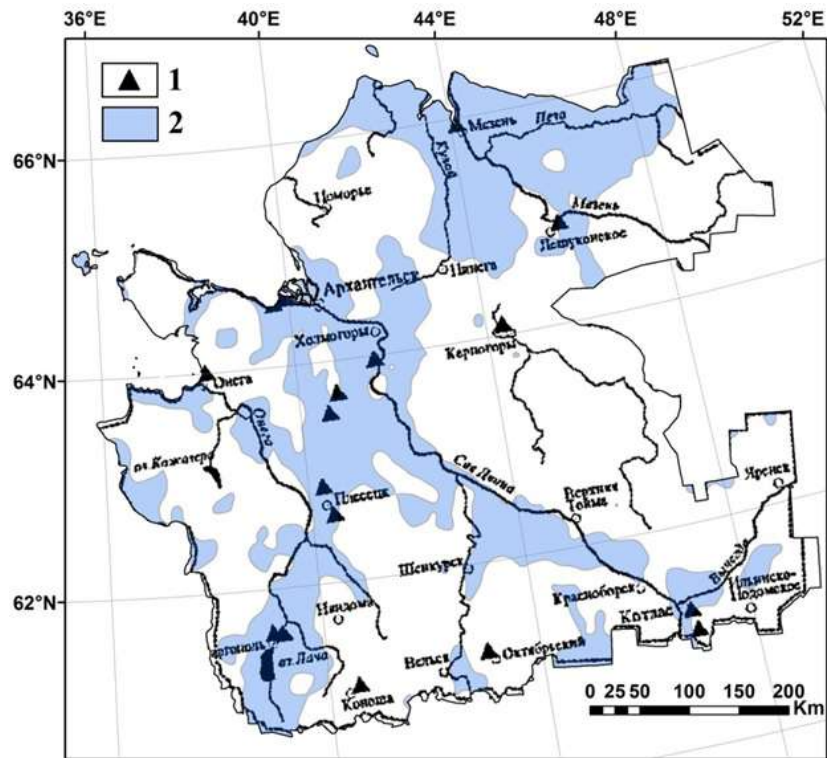


Рисунок 3.33. Сопоставление карты очагов загрязнения грунтов и грунтовых вод нефтепродуктами, по (Губайдуллин, 2002) с природной зоной аккумуляции, по (Полякова, 2019): 1 – очаги загрязнения; 2 – зона аккумуляции

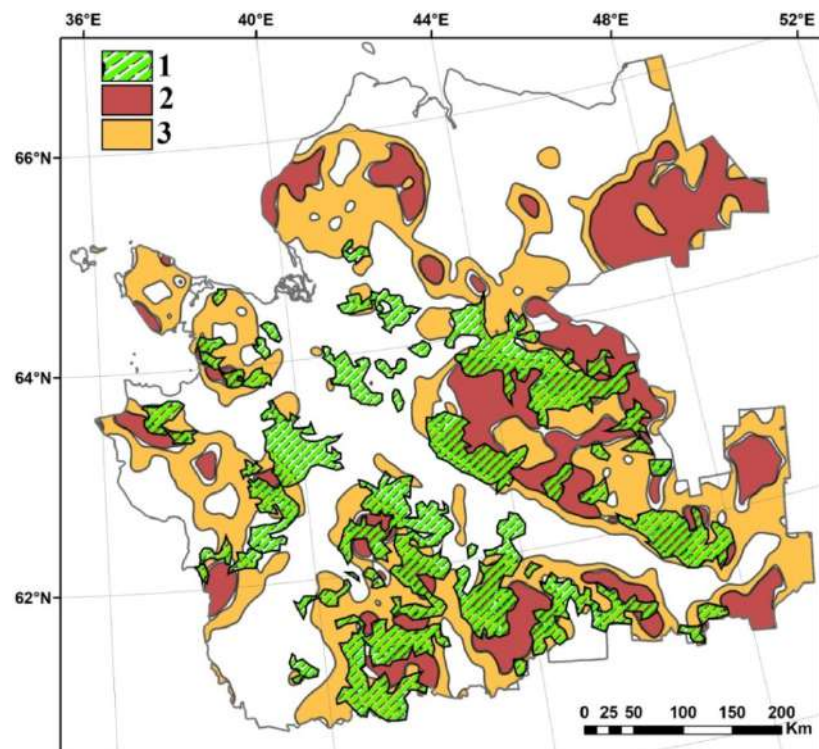


Рисунок 3.34. Сопоставление зон лесопромышленного воздействия с природными зонами сноса и транзита материала, по (Полякова и др., 2021б): 1 – зоны лесопромышленного воздействия; 2-3 – природные зоны: 2 –сноса, 3 – транзита материала

Таким образом, установленные на основе геоморфометрического анализа ЦМР Архангельской области природные предрасположенности рельефа к развитию эрозионных и аккумулятивных процессов необходимо учитывать при планировании и хозяйственном освоении территории, строительстве дорог, развитии инфраструктуры, разработке месторождений, вырубке лесов и проведении лесопромышленных мероприятий, а также любой другой антропогенной деятельности.

ГЛАВА IV

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ВЕРОЯТНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ
КАРСТОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ
НА ОСНОВЕ ЦИФРОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

4.1. Особенности развития карста на территории Севера Русской плиты

Развитие карста на территории Севера Русской плиты определяется максимально благоприятными условиями. Здесь широко развиты карстующиеся карбонатные и сульфатные породы, выходящие на поверхность или покрытые четвертичными отложениями. Отличительной особенностью исследуемой территории является ее тектоническая неоднородность, что нетипично для платформенных условий. Сочетание геологических условий и особенностей естественноисторического развития привело к формированию уникального комплекса карстовых форм, характеризующегося максимальной плотностью подземных и поверхностных образований и разнообразием карстовых гидрологических явлений. Развитие карстового процесса в современных условиях происходит, преимущественно, в пределах локальных зон крупных эрозионных врезов и блоковых тектонических поднятий (Шаврина и др., 2007).

Растворимыми породами на территории Архангельской области являются известняки и доломиты каменноугольного и пермского возраста, гипсы и ангидриты пермского возраста. Они образуют широкую полосу карстующихся пород, пересекающую область от побережья Белого моря до южной границы. Протяженность данной полосы около 600 км, а ширина составляет 100-200 км. Суммарная площадь карстующихся пород 100,1 тыс. км², что составляет 32,4 % от материковой площади Архангельской области (Шаврина и др., 2007). В соответствии с литологической основой выделяются карбонатный и сульфатный типы карста. Распространение карстующихся пород приведено на рисунке 4.1.

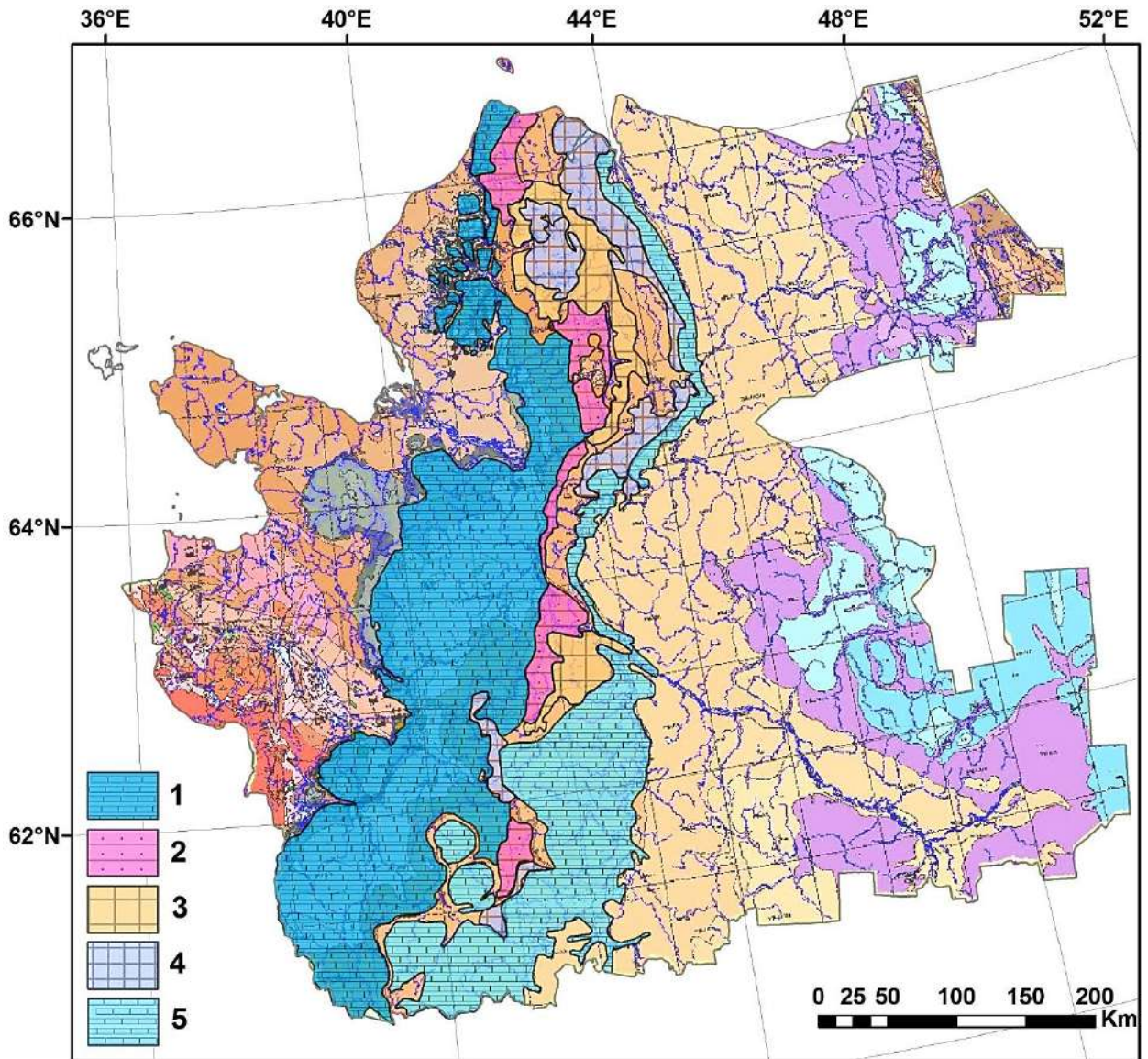


Рисунок 4.1. Распространение карстующихся пород на территории
Архангельской области:

- 1 – карбонатные породы среднего и верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми; 2 – сульфатно-карбонатные породы сакмарского яруса нижней перми; 3 – терригенно-сульфатные породы уфимского яруса верхней перми; 4 – карбонатно-терригенные породы нижнеказанского яруса верхней перми; 5 – карбонатные породы верхнеказанского яруса верхней перми

Условные обозначения к геологической основе см. на рисунке 2.4 (раздел 2.3. Главы 2).

Сульфатный карст занимает на территории Архангельской области значительно меньшие площади, чем карбонатный, но проявляется более динамично, разнообразно и сосредоточенно (Шаврина и др., 2007; Шаврина, 2018). Максимальная карстовая активность в современных условиях отмечается в

юго-восточной части Беломорско-Кулойского плато (рисунок 4.2). В долине р. Сотки отмечается наибольшее проявление открытого (то есть вскрытого на поверхности) карста. Здесь встречаются как обычные для равнинных и горных карстовых областей формы поверхностного карста (карры, рвы, цирки, воронки, западины, котловины, овраги, суходолы), так и редкие уникальные формы, присущие только северному карсту (лога, шелопняки и шелопняковые поля, останцы, башни, польеобразные депрессии). В геологическом аспекте карст характеризуется проявлениями пористости, кавернозности, пустотности, ослабленных трещинно-закарстованных зон, а также древних палеокарстовых явлений и форм (Структура и динамика..., 2000; Шаврина, 2002).

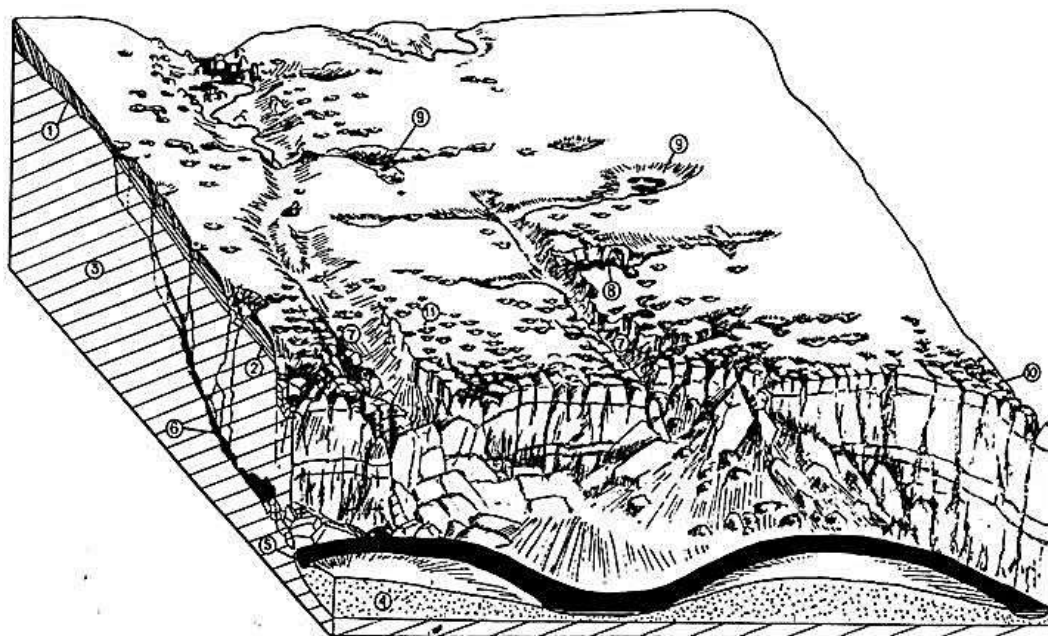


Рисунок 4.2. Блок-диаграмма развития карста, по (Структура..., 2000; Шаврина, 2002):

1 – шелопняки, 2 – поля карстовых воронок, 3 – карстовый цирк, 4 – карстовые останцы, 5 – карстовая котловина, 6 – карстовый лог; 7 – пещера, 8 – речная долина, 9 – нижнепермские сульфатные породы, 10 – верхнепермские карбонатные породы, 11 – моренные отложения, 12 – аллювиальные отложения

Шавриной Е.В. (Шаврина, 2004, с. 85) отмечается, что «карстовый рельеф создавался и эволюционирует при действии карстового и других экзогенных денудационных процессов (флювиального, нивального, гляциального,

абразионного). Воздействие материковых оледенений плейстоцена определило отличительные черты карста территории. В отличие от прочих типов рельефа, карстовый рельеф подразделяется на поверхностный и подземный и обладает способностью к саморазвитию и парагенезису с комплексом других экзогенных процессов. По морфологическим признакам карстовый рельеф делится на макро-, мезо- и микроформы. Представлены все типичные формы карста: карры, воронки, западины, рвы, котловины, цирки, овраги, суходолы, карстовые озера. Установлены редкие и уникальные формы: борозды, полигенетические лога (карстово-гляциальные долины), шелошняковые поля, останцы, башни, польеобразные депрессии» (Шаврина, 2004). В таблице 4.1 перечислены все типы карста, характерные для Архангельской области.

Таблица 4.1 – Типизация форм поверхностного карста Архангельской области, по (Шаврина, 2004)

Типы карстовых форм	Характер пространственного проявления	
	Простые (единичные) формы	Сложные формы
Микроформы	Карры, провалы, просадки	Шелошняковые и шелошковые поля
Мезоформы	Воронки, рвы, мелкие лога-притоки, цирки, останцы	Поля воронок, группы останцов
Макроформы	Карстовые макроостанцы	Котловины, польеобразные депрессии, карстово-эрозионные долины

Развитие карстового процесса в современных условиях происходит, преимущественно, в пределах локальных зон крупных эрозионных врезов и блоковых тектонических поднятий. Изучение динамики развития карста требует не только дистанционных, но и натурных наблюдений методами карстологического картирования и учета проявлений активности карста и комплекса экзогенных геологических процессов, парагенетически связанного с его воздействием. Установлено распространение карста на значительной части территории Архангельской области. В большей или меньшей степени он

представлен в пределах 16 административных районов (таблица 4.2). Наибольшей активностью в современных условиях отличаются карстовые процессы юго-востока Беломорско-Кулойского плато (Пинежский район) (Шаврина, 2004).

Таблица 4.2 – Характеристика наиболее закарстованных районов Архангельской области, по (Шаврина, 2004)

Наименование административного района	Площадь района, тыс. км ²	Площадь карстующихся пород, тыс. км ²	Закарстованность территории		
			общая, % от площади района	сильная, км ²	средняя и слабая, км ²
Пинежский	32,11	9,96	17,10	2505	2984
Холмогорский	16,8	12,81	35,8	1266	4751
Плесецкий	27,5	19,46	52,2	2792	11570
Каргопольский	10,1	9,83	34,7	539	5292
Няндомский	8,1	7,21	57,7	810	1988
Приморский	22,7	3,76	10,5	1061	1326

Описание карбонатного и сульфатного карста на территории Архангельской области приводится по (Малков и др., 2001; Шаврина и др., 2007).

К карбонатному типу карста относятся формации, субформации, целиком представленные растворимыми карбонатными породами (собственно карбонатный подтип), а также маломощные слои, прослои карбонатов среди терригенных формаций (карбонатно-терригенный подтип).

К сульфатному типу относятся формации, субформации, сложенные преимущественно растворимыми сульфатными породами (собственно сульфатный подтип), – представленные переслаиванием карбонатов и сульфатов с доминированием последних (карбонатно-сульфатный подтип). Кроме них выделяется сульфатно-терригенный подтип, где сульфатные породы занимают маломощные интервалы среди терригенных пород, либо сульфаты присутствуют в виде цемента и мелких включений, образуя зоны огипсования.

Карст карбонатного типа занимает 84 тыс. км² или 84 % от площади карстующихся пород. Основными районами карбонатного карста являются возвышенные пластово-цокольные равнины, сложенные известняками,

доломитами, переходными разностями каменноугольного и нижнепермского возраста. По происхождению и локализации карст подразделяется на подземный и поверхностный. Подземный карст развит в наибольшей степени. Подземный карст (поры, каверны, трещины, каналы и полости) влияет на особенности залегания, движения и запасы карстовых вод. Он вызывает изменение уклонов и скоростей подземных потоков, концентрацию стока и различных пустот; изменчивость прочностных, фильтрационных свойств горных пород; а также в целом динамической структуры и устойчивости массивов.

В зоне интенсивного водообмена карст существенно влияет на речной сток. Величина подземного питания на 15-20 %, местами на 30-40 % выше фоновых значений.

Подземный карбонатный карст наиболее развит на Беломорско-Кулойском плато (бассейн рек Пачуги, Кепины), на Обозерском плато, на Плесецком плато, в среднем и верхнем течении р. Онеги (Каргопольская сушь). Буровыми и геофизическими работами доказано, что полости интенсивного карста встречаются на глубине до 100 м от поверхности массивов.

Поверхностный карст образует карстово-денудационные грани рельефа и специфические формы рельефа разных морфологических порядков. Типичными проявлениями карста являются: просадки, воронки, западины, котловины, карстовые озера и источники, поглощения руслового стока, суходолы. Значительная часть карстовых озер относится к периодически исчезающим озёрам. Редкими формами являются крупные котловины и польеобразные депрессии, лога карстово-гляциального типа.

Как правило, проявления карста запечатлены в рыхлом покрове и коренном цоколе, то есть имеют поверхностную и подземные части. При прогрессивном развитии существует соответствие между поверхностной формой и подземной основой. Важную роль в локализации и развитии процесса имеют корневые каналы под днищами ряда типичных форм.

Плотность карстовых форм сильно варьирует. По ранее проведённым работам максимальная плотность 2,75 проявлений/га была установлена в

Плесецком районе на участке Кяльозеро (Малков и др., 2001). В 2012 году в Мезенском районе в верховьях р. Ерна выявлена более высокая степень закарстованности достигающая 5,5-6,5 проявлений/га.

Повышенная плотность характерна для участков с рыхлым покровом до 3-4 метра. Она составляет 50-150 форм на 1 км². При этом участки проявленного карста могут соседствовать с погребенными карстово-инфильтрационными корами, фиксирующими зоны древнего закарстования и выветривания. С районами карбонатного карста связаны основные месторождения пресных подземных вод: Пермиловское, Каргопольское, Пачугское и др., всего 18 месторождений.

Проявления карста влияют на содержание и запасы карбонатного сырья на его месторождениях (Савинское и Швакинское месторождения).

Карст сульфатного типа занимает около 16 тыс. км², – в пять раз меньшую площадь в сравнении с карбонатным типом. Однако, по особенностям происхождения, разнообразию проявлений, по динамике процесса данный тип карста наиболее интересен. Учитывая общую историю развития, типологические соответствия, динамическое подобие, большую концентрированность в территориальном отношении сульфатный тип является объектом детального и мониторингового изучения.

Сульфатный карст приурочен к породам пермской системы: к гипсо-ангидритовой толще сакмарского возраста, а также к огипсованной пачке красноцветов уфимского возраста. Сульфатный карст подразделяется на два морфологических типа: подземный и поверхностный. В сравнении с карбонатным, сульфатный подземный карст занимает меньшую часть массивов. Зоны интенсивного подземного карста на глубине разделены целиковыми или слабо-закарстованными участками. В то же время, на локальном уровне широко представлены каналы, полости, пещеры, которые на один-три порядка крупнее аналогичных форм в карбонатных породах.

Пещеры сульфатного карста имеются в большинстве карстовых районов Архангельской области. Их протяженность составляет 87,2 % общей длины

известных пещер. Длину более 1 км имеют 24 пещеры. Пещеры Кулогорская-Троя (17,0 км), Олимпийская-Ломоносовская (9,11 км) относятся к списку 10 крупнейших пещер России (Малков и др., 2001).

Поверхностный карст характеризуется высокой степенью унаследования, которая выражается в соседстве разных генераций карста, многопорядковой структуре проявлений, оживлении полупогребенных форм, а также наличии фрагментов карбонатно-глинистой коры выветривания в кровле массивов. Поэтому карст развит не только на дренированных площадях, но и на заболоченных участках.

Особенно благоприятны для карстообразования водораздельные и террасовые равнины с мощностью покрова до 4-5 м. Наряду с типичными проявлениями (см. карбонатный тип) представлены потяжины, борозды, рвы, звеньевые и цепочечные ассоциации воронок. Среди крупных форм присутствуют сложно-расчлененные гляциально-карстовые лога и котловинные, польеобразные депрессии.

В целом, существует большое разнообразие воронок, котловин, логов, овражно-карстовых врезов. Около половины карстовых озер являются уходящими. Имеются площади открытого, задернованного карста с уникальными формами: шелопняковыми полями, провальными цирками, останцами, фрагментами вскрытых пещер.

Плотность сульфатного карста существенно выше карбонатного. Средняя плотность составляет 100-400 форм на км², высокая достигает 1600 форм на км². На участках открытого карста насчитывается до 2000 единичных проявлений. При площадном развитии участки средней и высокой плотности могут занимать 60-70 % от площади выходов пород.

Районы сульфатного карста мало благоприятны для хозяйственного освоения и проживания по условиям устойчивости массивов, интенсивности закарстования, склонности к провалам и уходу озер, а также непригодности карстовых вод для питьевого водоснабжения. Освоенные участки отличаются

повышенной мощностью четвертичного покрова, наличием карбонатных слоев, приуроченностью к долинной сети, наличием транзитного речного стока.

4.2. Районирование карста Архангельской области

На Схеме районирования карста Русской равнины (Чикишев, 1978) территория Архангельской области соответствует Онежско-Кулойской карстовой области. Описание провинций и районов приведено по (Чикишев, 1978).

Онежско-Кулойская карстовая область охватывает северную часть Русской равнины. В области выделяются две карстовые провинции: Двинско-Мезенская, Онего-Двинская (рисунок 4.3).

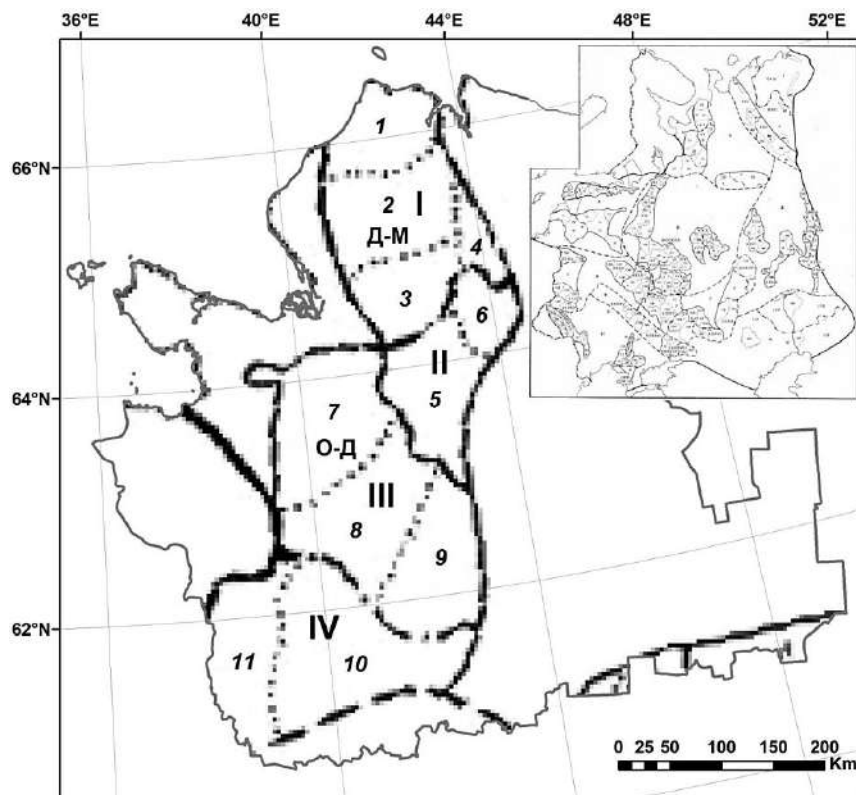


Рисунок 4.3. Районирование карста Архангельской области, по (Чикишев, 1978):

Карстовые провинции: Д-М – Двинско-Мезенская, О-Д – Онего-Двинская; карстовые округа: I – Кулойский, II – Пинежский, III – Нижне-Двинский, IV – Верхне-Онежский; карстовые районы: 1 – Койдинский, 2 – Лакинский, 3 – Кельдинский, 4 – Олменский, 5 – Пукшенгинский, 6 – Среднепинежский, 7 – Ваймугский, 8 – Мехреньгинский, 9 – Вагинский, 10 – Няндомский, 11 – Андомский

Двинско-Мезенская карстовая провинция занимает междуречье нижнего течения рек Северной Двины и Мезени. Мощность палеозойских осадочных отложений, несогласно залегающих на выравненной поверхности протерозойских пород, увеличивается к юго-востоку от 500 до 1500 м. Территория сложена известняками, доломитами, гипсами, ангидритами, мергелями, аргиллитами, алевролитами и песчаниками каменноугольного и пермского возраста. Верхнепалеозойские породы характеризуются слабым падением на восток-северо-восток. В том же направлении отмечается смена древних отложений (средний карбон) более молодыми (верхняя пермь). Каменноугольные и пермские образования почти повсеместно прикрыты плащом песчано-глинистых четвертичных осадков, преимущественно ледникового происхождения. Мощность их обычно не превышает 2-3 м. Лишь в некоторых местах она увеличивается до 20 м (пос. Пинега). В долине р. Сояны, близ д. Кепина, мощность четвертичных отложений достигает 58 м.

Карбонатные и сульфатные породы разбиты трещинами северо-западного и северо-восточного простирания. Рельеф – плоскоравнинный. Большую часть провинции занимает Беломорско-Кулойское плато, которое на юге и востоке переходит в низменную пологохолмистую равнину.

Широкое распространение трещиноватых сульфатных и карбонатных пород, значительная расчлененность территории, небольшая мощность четвертичных отложений и сильное переувлажнение поверхности, вызванное слабым испарением, обусловили интенсивное развитие в Двинско-Мезенской провинции поверхностного и глубинного карста. Наиболее энергично карстовые процессы развиваются в местах эрозионных врезов, где рыхлый материал почти полностью денудирован и карстующиеся породы выведены на дневную поверхность.

Современный карст наиболее активен в гипсово-доломитовых отложениях нижней перми, отличающихся сильной тектонической трещиноватостью. Здесь широко представлены воронки, котловины, колодцы, поноры, расщелины, исчезающие речки и пещеры. Наиболее крупные воронки достигают в диаметре

50-70 м и глубины 20-25 м. В некоторых местах на 1 км² насчитывается до 400-500 воронок. Повсюду обнаружены молодые провалы.

В карбонатных отложениях каменноугольного и верхнепермского возраста карстовые процессы менее активны. Здесь отмечены преимущественно небольшие воронки, каверны и полости (до 2-5 м в поперечнике).

Широко развиты древние погребенные карстовые образования, выполненные четвертичными песчано-глинистыми отложениями. Выявленные на разной глубине (до 100 м и более) в карбонатных породах каверны и полости заполнены обломками этих пород, а также гипсом (Чикишев, 1978).

Двинско-Мезенская карстовая провинция подразделяется на два карстовых округа (Кулойский и Пинежский) и шесть карстовых районов.

Кулойский карстовый округ охватывает Беломорско-Кулойское плато и примыкающую к нему на востоке низменную равнину. В его пределах четыре карстовых района: Койдинский, Лакинский, Кельдинский и Олминский.

Койдинский карстовый район располагается в северной части БКП, к северу от реки Сояна. Карстуются сульфатные и карбонатные отложения ассельского и сакмарского яруса нижней перми и верхнего карбона. Особенно интенсивно карст развит в долинах рек Сояны и Мегры, где встречаются воронки (до 30 м в диаметре и 10 м глубины) и сложно построенные котловины. В верховьях Сояны отмечаются небольшие пещеры.

Лакинский карстовый район занимает среднюю часть БКП между реками Сояной и Полтой. Карст отмечен в долинах Сояны, Кепины, Котуги, Лаки, Ежуги и Полты. Среди поверхностных форм наиболее широко распространены воронки, достигающие иногда значительных размеров. Встречаются суходолы, ниши и небольшие пещеры.

Келдинский карстовый район находится в южной части БКП между реками Пинегой и Полтой. Карстуются гипсы, ангидриты и доломиты нижней перми, а также известняки и доломиты среднего и верхнего карбона. Наиболее часто попадаются воронки до 40 м в диаметре и 15 м глубины. Плотность воронок в некоторых местах доходит до 500 на 1 км². Некоторые воронки заняты водой и

представляют собой карстовые озера. Иногда встречаются сложные блюдцеобразные котловины до 100 м в диаметре и 5-8 м глубиной, на дне и склонах их развиты небольшие воронки. В долинах рек развиты карстовые пещеры.

Олминский карстовый район охватывает низменную равнину, примыкающую на востоке к БКП. Карстовые процессы особенно активны на Кулогорском участке, расположенном на правом берегу верховьев Кулоя. Поверхностные формы представлены воронками, котловинами и пещерами. Воронки достигают 50 м в диаметре и 15 м глубины. Плотность их местами 50-100 на 1 км². Воронки нередко заняты водой и представляют собой озера. Встречаются свежие провалы (Чикишев, 1978).

На рисунке 4.4 представлена картосхема уровня современной закарстованности территории БКП (Торсуев, 1985). На ней выделены регионы с различной степенью закарстованности. Описание приводится по (Торсуев, 1985).

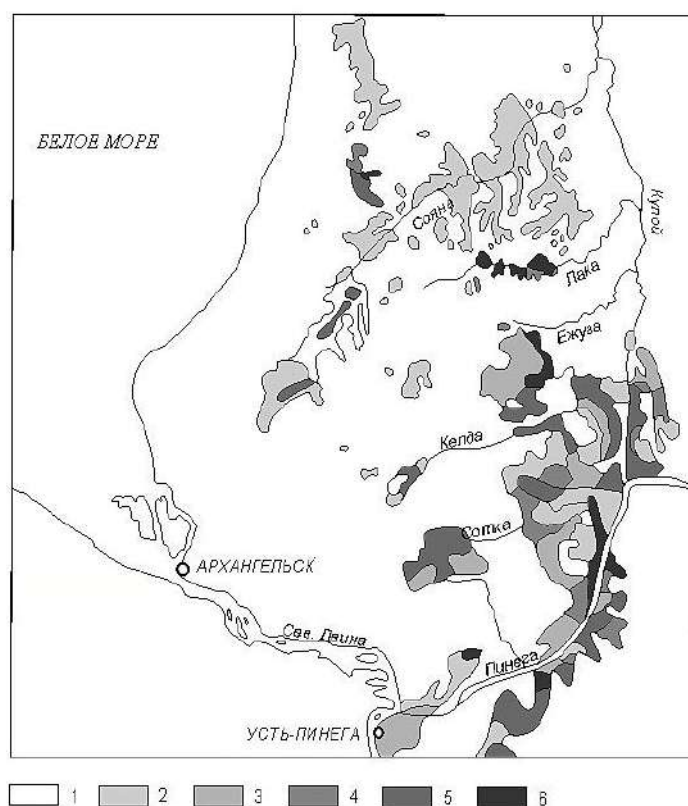


Рисунок 4.4. Картосхема уровня современной закарстованности территории Беломорско-Кулойского плато, по (Торсуев, 1985):

1-6 – уровень закарстованности: 1 – не выражена; 2 – слабая; 3 – средняя; 4 – значительная; 5 – высокая; 6 – предельная

По степени интенсивности выделяется 5 градаций: слабая, средняя, значительная, высокая и, наконец, предельная закарстованность. Слабая закарстованность характеризуется наличием единичных воронок, естественно, малой плотностью их. Средняя – наличием до десятка карстовых воронок. Значительная закарстованность отличается повышением до 15-20 карстовых морфоскульптур на км². Среди них преобладают воронки, но встречаются и котловины, карстовые озера, карстово-эрозионные лога.

Градация высокой закарстованности характеризуется широким распространением большинства поверхностных карстовых форм, а плотность их достигает 80-100 на км². Предельная закарстованность, как показывает само определение, характеризуется практически полной пораженностью рельефа карстовой морфоскульптурой, где число ее превышает несколько сот штук на км². Данная градация свойственна обнаженному, задернованному, покрытому гипсовому и гипсово-терригенному морфолого-генетическому типу карста БКП.

Пинежский карстовый округ находится на междуречье Пинеги и Северной Двины. В его пределах выделяется два карстовых района: Пукшенгинский и Среднепинежский (Чикишев, 1978).

Пукшенгинский карстовый район занимает левобережье нижнего течения Пинеги и бассейн Пукшенги (правого притока Северной Двины). Наиболее детально исследован Липовский участок, расположенный на правом берегу р. Северной Двины между деревнями Кали и Липовка. Протяженность его около 25 км, а ширина до 5 км. Особенно интенсивно закарстована непосредственно примыкающая к реке полоса шириной 0,2-0,5 км. Здесь поверхность буквально испещрена карстовыми воронками и провалами, достигающими 50-80 м в диаметре и 15 м глубины. Карст этой полосы близок к типу задернованного гипсово-ангидритового карста. По мере удаления от реки, в связи с увеличением мощности рыхлых отложений, плотность карстовых форм уменьшается, причем воронки развиваются преимущественно на склонах карстово-эрозионных логов. Многие небольшие реки и ручьи (Амональный, Никольский и др.), попадая в закарстованную полосу, теряются в понорах и текут под землей. По берегу

р. Северной Двины в уступе коренных пород несколько выше современного уровня реки встречаются ниши и пещеры. Широко развиты древние карстовые образования, выполненные плейстоценовыми отложениями.

Среднепинежский карстовый район охватывает среднее течение р. Пинеги. Карст особенно широко распространен на Гбачском карстовом участке, расположенном на междуречье нижнего течения рр. Сии и Портюги. Поверхность здесь сильно закарстована. Повсюду встречаются карстовые воронки до 50 м в диаметре и 15 м глубиной. При слиянии воронок образуются обширные котловины и рвы. Встречаются карстовые лога и пещеры (Чикишев, 1978).

Онего-Двинская карстовая провинция находится между Онежским озером и нижним течением Северной Двины. Провинция располагается на юго-восточном склоне Балтийского щита. Древний кристаллический фундамент погружается к востоку-юго-востоку от 200 до 1200 м. На западе территория сложена известняками и доломитами карбона, а на востоке пермскими сульфатно-карбонатными образованиями. Палеозойские породы перекрыты четвертичными, преимущественно ледниковыми и флювиогляциальными песчано-глинистыми валунными отложениями, мощность которых изменяется от 1 до 71 м.

Рельеф – холмисто-моренный, местами возвышенный, значительно расчлененный. Заболоченные низины чередуются с платообразными или холмисто-волнистыми равнинами. В долинах рек распространены карстовые формы рельефа.

Провинция находится в условиях избыточного увлажнения. Поверхность дренируется Северной Двиной и Онегой, а также их многочисленными притоками. На гидрологический режим многих рек существенное влияние оказывает карст, определяющий значительную зарегулированность стока. Карстующиеся нижнепермские и каменноугольные породы весьма водообильны. Подземные воды залегают на глубине 2-60 м. Они имеют гидрокарбонатно-кальциевый и гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый состав. Минерализация подземных вод увеличивается с глубиной. Выше местных базисов эрозии она не

превышает 0,3-0,5 мг/л. Дебит карстовых источников, приуроченных к каменноугольным отложениям, достигает иногда 100 л/сек.

Современные карстовые формы рельефа представлены воронками, котловинами, понорами, суходолами и пещерами. Воронки достигают иногда 50-60 м в диаметре и 15-20 м глубины. Плотность их в некоторых местах составляет 100-200 на 1 км². Интересны периодически исчезающие карстовые озера, характеризующиеся иногда значительными размерами. Наиболее крупное из них оз. Обозерское имеет длину 8 км. Встречаются котловины до 300 м длины и 10 м глубины. На многих реках отмечаются суходоламы длиной до 0,5-1,5 км. Хотя территория относится к области избыточного увлажнения, во многих местах в связи с уходом вод в карстовые полости поверхностный сток отсутствует. К таким участкам относятся, в частности, водоразделы рек Ваймуги и Емцы, Емцы и Мехреньги, Емцы и Моши, Шелексы и Емцы, где речная сеть отсутствует. Пещеры небольшие, длиной до 5 м.

Древний карст представлен глубокими (до 30 м) воронками и котловинами, а также полостями, которые выполнены песчано-глинистыми отложениями разного возраста и происхождения. Некоторые древние карстово-эрозионные образования достигают 20 км длины и 80 м глубины.

Онего-Двинская карстовая провинция подразделяется на два карстовых округа: Нижне-Двинский и Верхне-Онежский и пять карстовых районов.

Нижне-Двинский карстовый округ располагается между реками Онега, Моша, Вага и Северная Двина. В его пределах находятся три карстовых района: Ваймугский, Мехреньгинский и Вагинский.

Ваймугский карстовый район простирается к северу от р. Емцы. Карстуются в основном известняки и доломиты среднего и верхнего карбона. Наиболее распространены здесь карстовые воронки диаметром 30 м и глубиной 15 м. Карстовые озера отличаются резким колебанием уровня и изменением площади зеркала. Периодически исчезают карстовые озера Сямго, Обозерское и Суходорожное. Наиболее крупное оз. Обозерское, из которого вытекает р. Ваймуга, имеет длину 8 км и ширину 1,5 км. На дне его находится карстовая

воронка диаметром 40 м и глубиной 10 м. На реках Ваймуга, Шелекса и Сухая Шелекса наблюдаются суходолы длиной до 200 м. Встречаются небольшие (до 5 м длины и 1 м высоты) пещеры. Шурфами и скважинами в некоторых местах вскрыты древние карстовые формы. Они представлены преимущественно воронками, выполненными песчано-глинистыми отложениями. При бурении известняков верхнего карбона выявлены также полости высотой до 4 м.

Мехреньгинский карстовый район охватывает междуречье Онеги и Северной Двины к югу от р. Емцы. Карстуются карбонатные и сульфатные породы каменноугольного и пермского возраста. Особенно интенсивно развит карст в долине р. Мехреньги и на левобережье Северной Двины, где развиты гипсово-доломитовые образования нижней перми. Здесь в некоторых местах плотность воронок достигает 200 и более на 1 км². Наиболее интересен Звозский карстовый участок, расположенный на левом берегу р. Северной Двины, у пос. Звоз. Поверхность участка, особенно в приречной полосе, сильно закарстована. Широко распространены воронки, колодцы и лога. Воронки достигают иногда 50-70 м в диаметре, а колодцы 2 м в диаметре и 10 м глубины. Стены колодцев сложены гипсом. Встречаются котловины и лога, образовавшиеся в результате слияния отдельных воронок. Для карстовых логов характерны крутые склоны и плоское дно. В гипсовых обнажениях Северной Двины выявлены пещеры в виде горизонтальных полостей туннельного типа. В западной части района в известняках и доломитах среднего и верхнего карбона развиты преимущественно небольшие карстовые воронки. Их диаметр обычно не превышает 20 м, а глубина 5 м.

Вагинский карстовый район охватывает левобережье р. Ваги, ниже впадения в нее р. Пуи. Карстуются известняки казанского яруса верхней перми. Преобладают небольшие воронки. Широко развиты древние погребенные карстовые формы.

Верхнеонежский карстовый округ располагается между Андомской и Няндомской возвышенностями. Он подразделяется на два карстовых района: Няндомский и Андомский.

Няндомский карстовый район охватывает Няндомскую возвышенность и прилегающее к ней низменное пространство между верховьями Онеги и Моши. Карстуются верхнекаменноугольные и пермские карбонатные и сульфатные породы. Морфологически карст представлен разнообразными понижениями в рельефе, а также полостями и кавернами в обнажающихся коренных породах. К карстовым озерам относятся Ильинское, Пулозеро, Кислое, Каргозеро, Шикозеро и другие, отличающиеся значительным колебанием уровня воды. Встречаются крупные карстовые котловины и лога. Суходолы отмечены на реках Ектыша и Чаженьга. Широко распространены карстовые источники с дебитом до 50-200 л/сек. Дебит группы источников у д. Бережная Дубрава составляет 600 л/сек. Скважинами во многих местах выявлены древние карстовые формы, не выраженные в современном рельефе. Наиболее крупная из них расположена у пос. Конево, протяженность ее более 20 км, ширина 2,5 км, а глубина до 80 м.

Андомский карстовый район охватывает Андомскую возвышенность и примыкающее к ней на востоке левобережье нижнего течения р. Онеги. Карстуются известняки и доломиты карбона. Современные карстовые формы представлены в основном воронками, которые в отдельных местах (у д. Хрулевская) достигают 100 м в диаметре и 10 м глубины. У деревень Санково, Фоминская и Михайловская развиты котловины до 300 м длины и 10 м глубины. Плотность воронок составляет иногда 150 на 1 км². Суходол на р. Холуй (левый приток Чурьеге) имеет длину 3 км. К исчезающим рекам относится Безводица, впадающая в Онегу. В нижнем течении она на протяжении 200 м течет под землей. Во многих местах буровыми скважинами выявлены древние погребенные карстовые формы (Чикишев, 1978).

4.3. Топология впадин на цифровой модели рельефа

Часто цифровые модели рельефа в их необработанном виде содержат ошибки, ложные значения, артефакты. Ошибки ЦМР подразделяются на «приемники» (понижения, «ямы», отрицательные выбросы) и пики

(возвышенности, положительные выбросы). Приемник – это ячейка или группа ячеек, окруженная большими значениями высоты, он также называется «локальное понижение» или «впадина». Это касается внутреннего дренажа (Mark, 1984). Впадиной называют локальный минимум, не имеющий стока вниз по склону ни к одной из смежных ячеек ЦМР (рисунок 4.5).

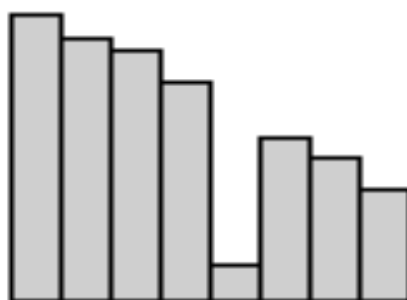


Рисунок 4.5. Профиль локального понижения, по (<https://desktop.arcgis.com/ru/arcmap/10.6/tools/spatial-analyst-toolbox/creating-a-depressionless-dem.htm>)

Впадина может состоять из одной или из группы смежных ячеек с одинаковым значением высоты, которое меньше значения окружающих ячеек. В качестве впадин могут выступать как элементы естественного рельефа, так и артефакты. Ложные впадины – это недостоверные значения ЦМР, их наличие обусловлено ошибками входных данных, ошибками интерполяции в процессе генерации цифровой модели, округления интерполированных значений, усреднения значений высоты (Wang, Liu, 2006). Гидрологическая коррекция является важной и обязательной процедурой для проведения дальнейшего гидрологического анализа на основе ЦМР. Подробно о методах гидрологической коррекции ЦМР изложено в диссертационной работе А.Л. Минеева (Минеев, 2020). Пример заполнения впадин для ЦМР с разрешением 30 м приведен на рисунке 4.6.

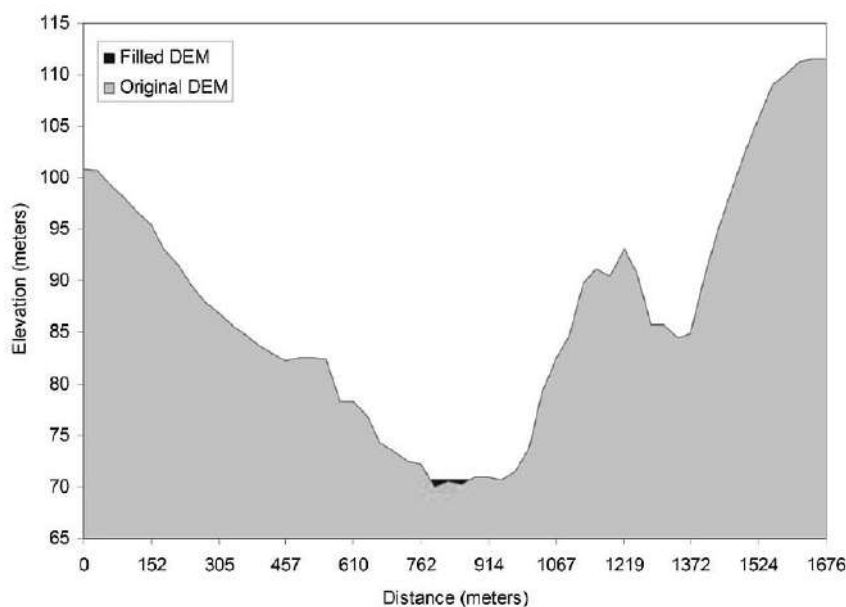


Рисунок 4.6. Профиль высот с заполненными впадинами, по (Zandbergen, 2006)

Для проведения исследования необходимо сформировать понятие о топологии впадин. Не все впадины являются ошибочными в ЦМР. Некоторые из них могут иметь естественное происхождение, особенно в карстовых областях, к которым относится Архангельская область.

В иностранной литературе уже более двух десятилетий публикуются работы по выявлению впадин в цифровых моделях рельефа (Lindsay, Creed, 2005a; Oksanen, Sarjakoski, 2005; Zandbergen, 2006; Fisher, Tate, 2006; Grimaldi et al., 2007; Ozdemir, 2015; Enyedi et al., 2019 и др.), разработке методик их автоматического устранения (Mark, 1984; Hutchinson, 1989; Martz, Garbrecht, 1999; Planchon, Darboux, 2002; Wang, Liu, 2006; Pan et al., 2012 и др.), а также разделению впадин на ошибочные и те, которые представляют собой естественные элементы в рельефе (Hayashi, van der Kamp, 2000; Arnold, 2010; Fernandez et al., 2016; Zhu, Pierskalla, 2016 и др.). В российских работах авторы традиционно придерживаются мнения, что впадины – это ошибки в моделях. Так, например, в работе (Токарев, 2011) отмечается, что «...значительное количество замкнутых понижений обнаружено в пределах русел водотоков, что связано, очевидно, с внутренними ошибками данных ЦМР».

В работе (Lindsay, 2016) приведена следующая схема топологии впадин на ЦМР (рисунок 4.7).

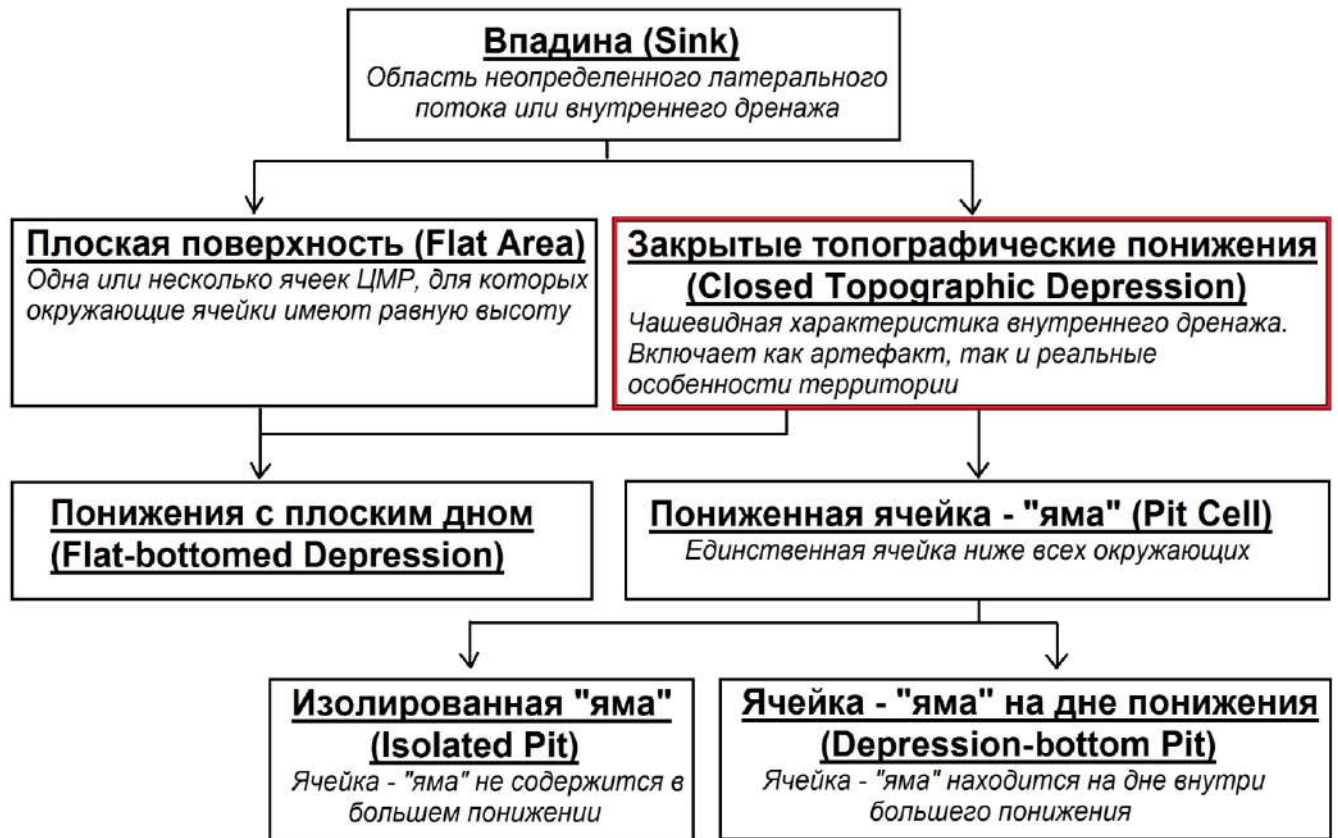


Рисунок 4.7. Топология впадин на ЦМР, по (Lindsay, 2016, перевод авторский)

Автор (Lindsay, 2016) отмечает, что в категории «закрытые топографические понижения» следует выделять естественные элементы рельефа. В работах ряда других авторов (Lindsay, Creed, 2005b; Pardo-Iguzquiza et al., 2016; Hofierka et al., 2018; Zumpano et al., 2019) также показана реальность большинства впадин (т.е. их соответствие естественным понижениям в рельефе, а не ошибочным значениям в ЦМР) для равнинных территорий.

По сути, топографическая поверхность воронок – это поверхность бессточных впадин (рисунок 4.8). Поэтому вполне корректно использовать методы гидрологической коррекции ЦМР для обнаружения локальных карстовых понижений и воронок.

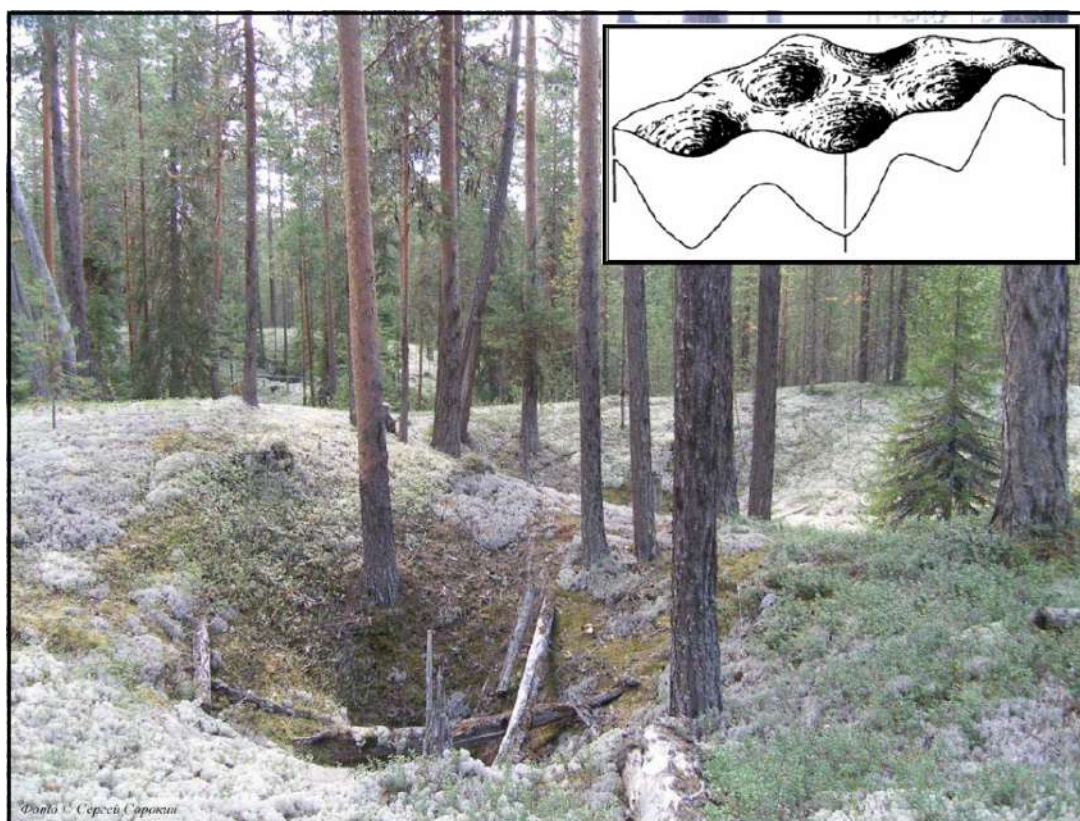


Рисунок 4.8. Топографическая поверхность карстовых воронок в природе (фото Сергея Сорокина) и на схеме, по (Климчук и др., 2009)

4.4. Методика расчета плотности впадин на основе цифровой модели рельефа Архангельской области

В основе метода (Wang, Liu, 2006) лежит такое понятие как «высота заполнения» и алгоритм поиска направления потоков с наименьшими затратами. Данный метод способен за один проход одновременно определить как направления потоков, так и пространственное разделение водоразделов. Для заполнения впадин в ЦМР Архангельской области был использован метод Wang/Liu, обладающий наибольшей вычислительной эффективностью по сравнению с другими методами (рисунок 4.9).

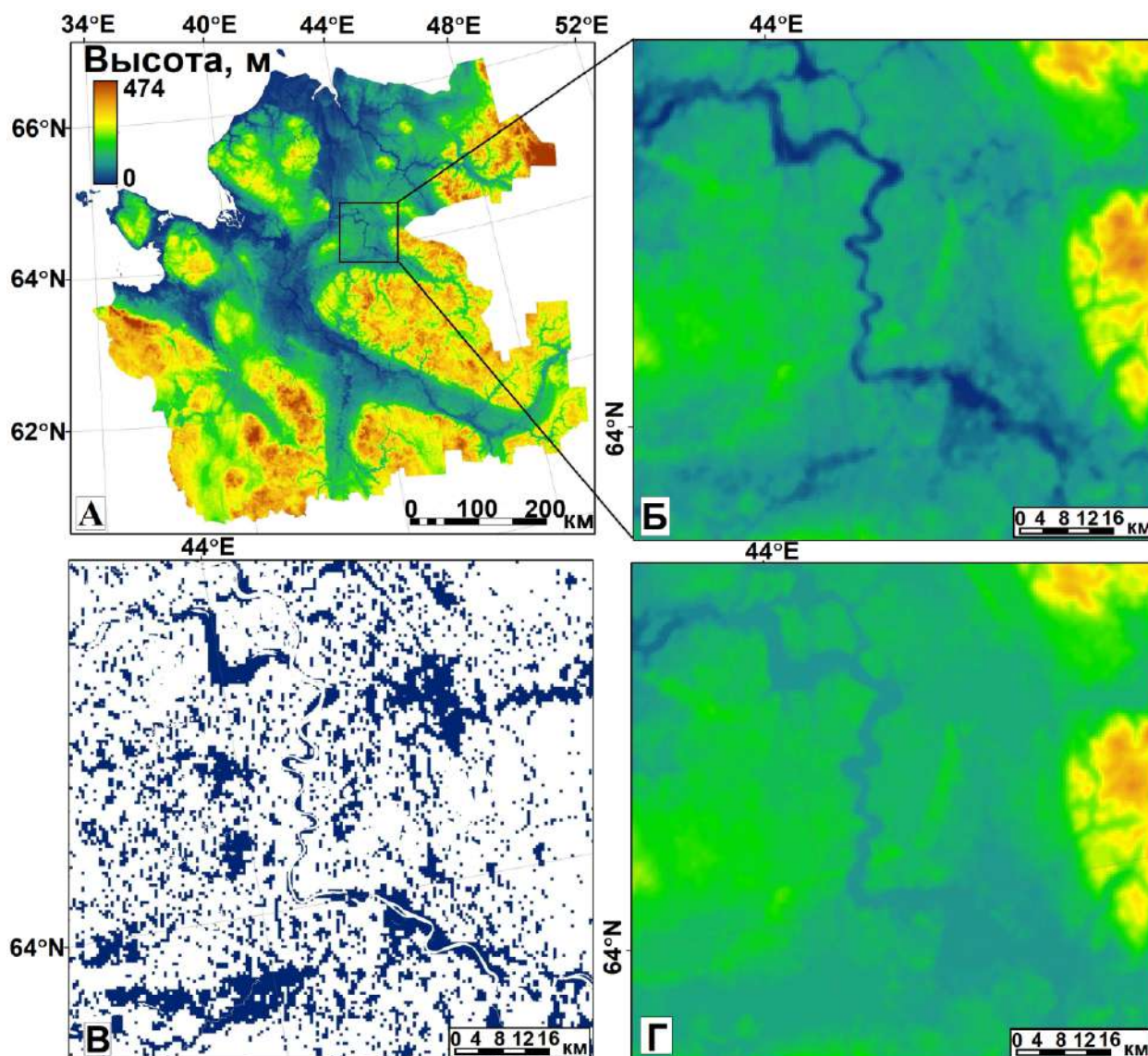


Рисунок 4.9. Пример работы метода (Wang, Liu, 2006) на реальной поверхности:
 А) исходная ЦМР Архангельской области, Б) рельеф с впадинами, В) маска впадин, Г) рельеф с заполненными впадинами

После проведения гидрологической коррекции из растра ЦМР Архангельской области с заполненными впадинами вычитался исходный растр. В результате получен растр маски глубины заполнения впадин. Далее, с использованием модуля SAGA GIS *Vectorising Grid Classes* был осуществлен перевод маски впадин в векторный формат, из нее вычитались, с использованием данных Open street map, крупные водоемы, речные разливы и т.п. (рисунок 4.10). Важность процедуры вычитания известных водных объектов показана в статье (Maskay, Vand, 1998). Тем самым отсекаются заведомо известные водные накопители, которые не являются ложными впадинами (Полякова и др., 2021а).

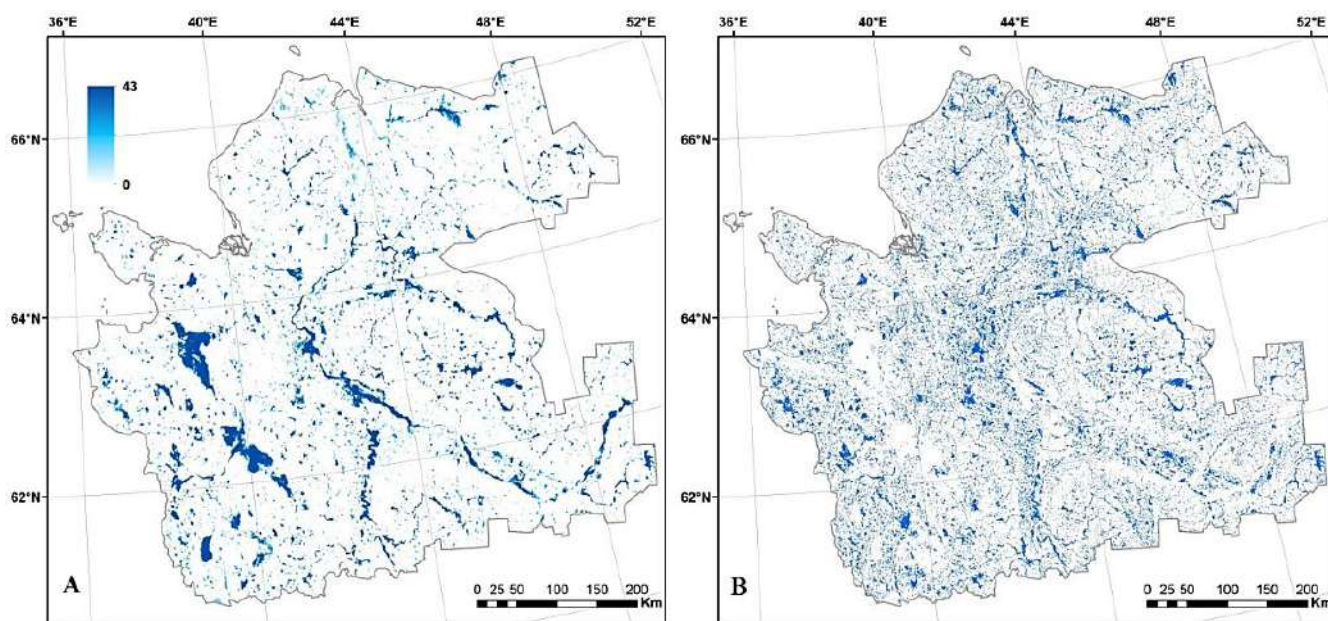


Рисунок 4.10. Глубина заполнения впадин, м (А) и векторизованная маска впадин с удалением крупных водоемов (Б), по (Полякова и др., 2021а)

Для полигонов векторной маски впадин были построены центроиды. Центроид – это центральная точка каждого отдельного полигона. Чтобы подсчитать количество точечных объектов, вся исследуемая территория разбивалась на квадраты 10×10 км (рисунок 4.11).

Затем проводилась интерполяция с применением модуля *Resampling* методом *B-spline* в SAGA GIS. В результате получаем карту плотности бессточных впадин на единицу площади (рисунок 4.12).

В завершении проводился кластерный анализ плотности бессточных впадин. Подробно процедура кластерного анализа описана в подразделе 3.3.2 Главы 3. Результат кластеризации приведен на рисунке 4.13. Кластер 1 соответствует минимальным значениям плотности бессточных впадин, 2 – средним, 3 – максимальным.

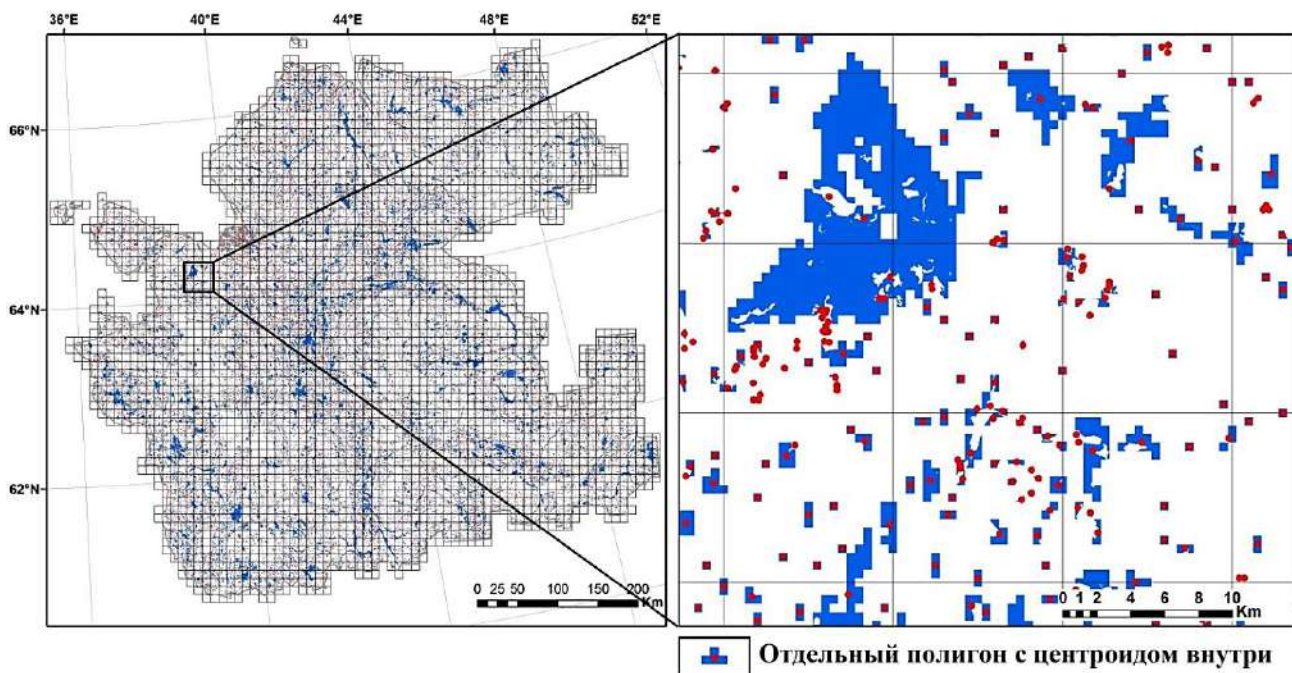


Рисунок 4.11. Разбивка территории на квадраты 10×10 км и построение центроидов

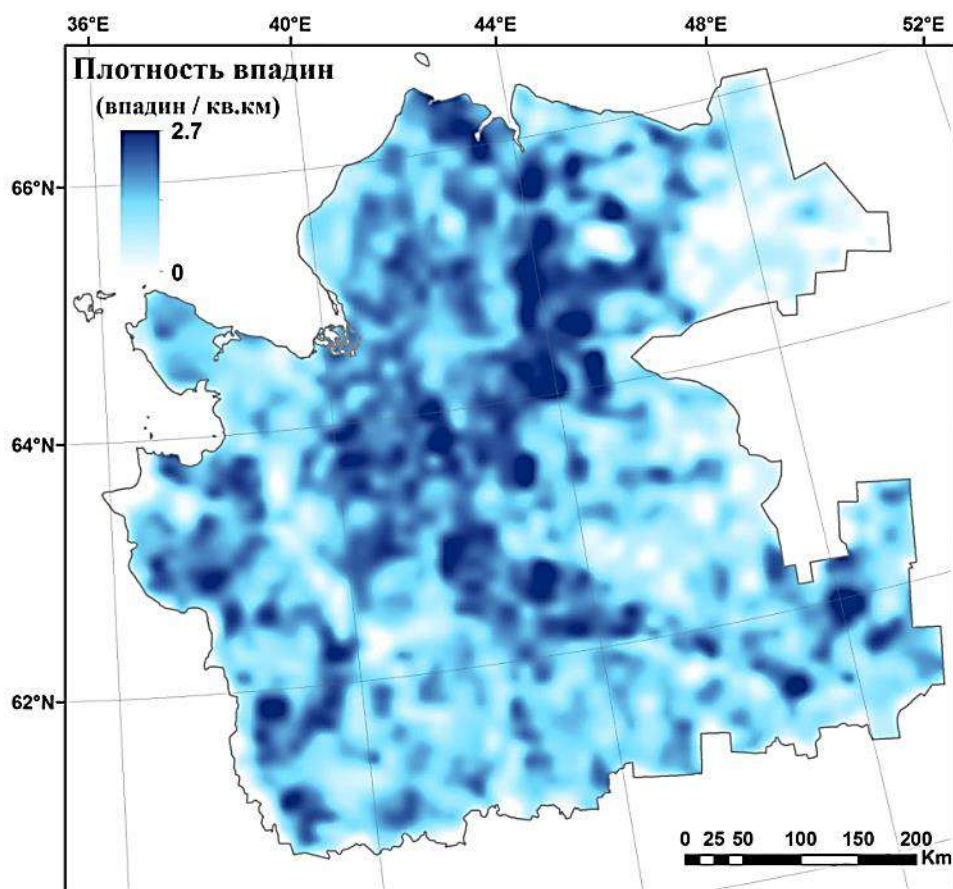


Рисунок 4.12. Плотность бессточных впадин на территории Архангельской области

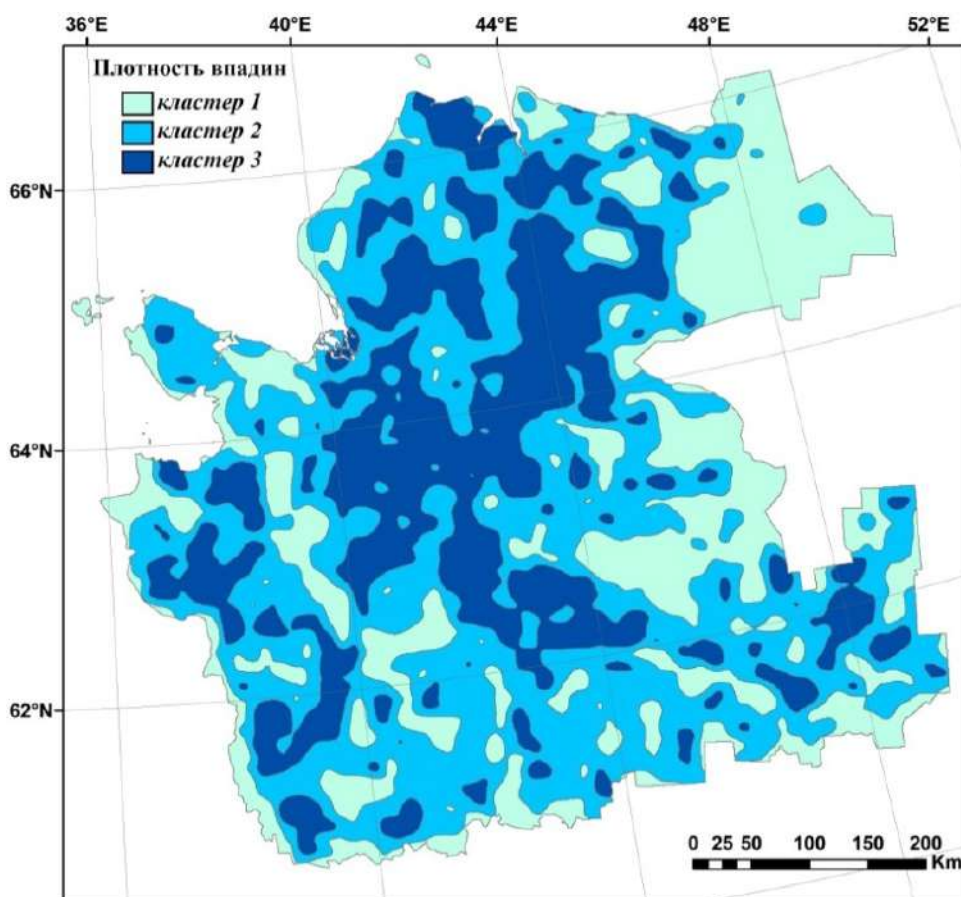


Рисунок 4.13. Результат кластерного анализа плотности бессточных впадин: кластеры: 1 – минимальные, 2 – средние, 3 – максимальные значения

Данный слой готов для дальнейшей геоэкологической оценки вероятности проявления карстовых процессов на территории Архангельской области.

4.5. Геоморфометрические признаки выделения карстовых форм рельефа на территории исследования

Известно, что Архангельская область относится к карстовым регионам страны. Спрогнозировать вероятность активизации карстового процесса весьма затруднительно, поскольку на начальных этапах процесс протекает под землей и только позднее проявляется на дневной поверхности. Тем не менее, проявления экзогенной геодинамики, наблюдаемые на территории Архангельской области и сопутствующие развитию карстового процесса, служат индикаторами современной активности карста (Шаврина, 2018).

Так, например, в сентябре 2020 года в Виноградовском районе Архангельской области, в километре от деревень Скобели и Задориха, образовалась карстовая воронка диаметром 13 и глубиной 24 м (URL:<https://29.ru/text/incidents/69488615/>). Внутри воронки скопилась вода (рисунок 4.14). Координаты центральной точки воронки – 62°27'28.55" с.ш., 43°56'33.08" в.д. Местоположение воронки на космоснимке приведено на рисунке 4.15.



Рисунок 4.14. Карстовая воронка в Виноградовском районе (фото с сайта <https://29.ru/text/incidents/69488615/>)

За неделю до этого события жители деревни Кузомень Холмогорского района Архангельской области отмечали появления ям диаметром 1-2 и глубиной 2-3 м прямо на их участках, за огородами напротив деревни, рядом с тропинками, по которым ходят люди и скот (URL:<https://29.ru/text/incidents/69480887/>). Небольшие ямы жители Кузомени засыпали сами, но с глубокими уже не справляются (рисунок 4.16).



Рисунок 4.15. Местоположение воронки на космоснимке с сервиса Google Earth до ее образования и на сегодняшний день



Рисунок 4.16. Карстовая воронка в Холмогорском районе (фото с сайта <https://29.ru/text/incidents/69480887/>)

В этой связи изучение, мониторинг и, главное, предсказание вероятности активизации карстового процесса является важной и актуальной современной задачей. Вместе с тем, труднодоступность северных территорий страны из-за отсутствия дорог и развитой инфраструктуры создают большие сложности при изучении карстовых процессов обычными натурными способами. Малоэффективность аэро- и космосъемки обусловлена наличием лесного покрова. Цифровое моделирование рельефа, как один из продуктов космической деятельности, в данном случае дает возможность проведения объективной дистанционной оценки обширных территорий одновременно, используя геоморфометрический аппарат и логические процедуры (Полякова, 2018).

Такой подход применялся автором с соавторами ранее при оценке вероятности развития эрозионных процессов в карстовых ландшафтах Пинежского заповедника Архангельской области (Polyakova et al., 2016). На основе расчета таких геоморфометрических параметров, как угол и экспозиция склонов, общая кривизна, индексы баланса геомасс и расчлененность рельефа показано, что наибольшая вероятность проявления эрозионных процессов отмечается по берегам реки Сотка и ее притоков. Здесь наблюдаются подмывание берегов и, как следствие, осыпи и обвалы гипсовых обнажений. Вероятность проявления эрозии существует по бортам карстовых логов и оврагов. Для них характерны процессы выветривания карстовых обнажений, оползни и снос почвенного материала. Эрозионные процессы возможны и на равнинных участках. Проявляются в виде понижений и карстовых воронок (рисунок 4.17).

Автором предлагается новый подход к выявлению закарстованности территории на основе расчета плотности бессточных впадин (Полякова и др., 2018; Полякова и др., 2021a).

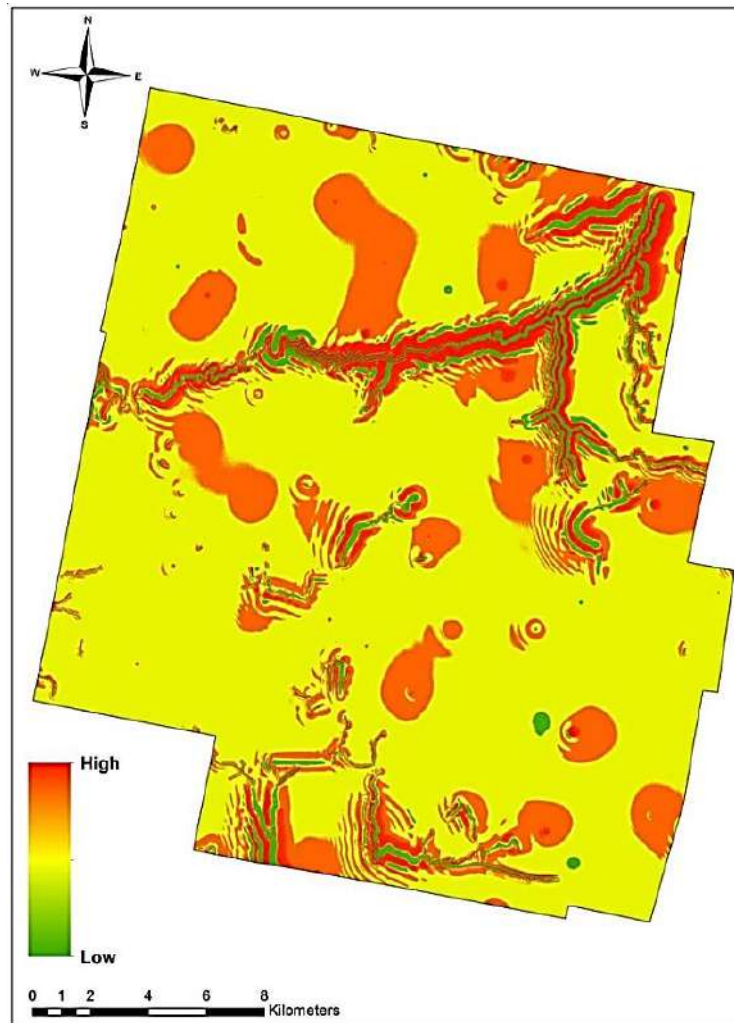


Рисунок 4.17. Вероятность проявления эрозионных процессов на территории Пинежского заповедника, по (Polyakova et al., 2016)

В работе (Lindsay, Creed, 2005b) показана реальность большинства впадин (т.е. соответствие естественным понижениям в рельефе, не ошибкам в модели) для равнинных территорий, в отличие от горных. Однако, учитывая пространственное разрешение ЦМР ASTER GDEM v2 (1 угл. сек., ~30 м), выделение отдельных локальных карстовых впадин не представляется возможным. Но оценку предрасположенности районов к развитию карстовых процессов по плотности бессточных впадин можно провести. Повышенная плотность бессточных впадин позволяет предположить активизацию тектонических процессов и, как следствие, повышенную дифференциацию коренных пород. Таким образом, выделяется не конкретная карстовая впадина, а

районы с максимальным развитием локальных форм отрицательного рельефа (Полякова и др., 2021а).

Общее количество ячеек в ЦМР составляет 344650349, из них заполнено – 130705668, что соответствует 38 % территории. Область карстующихся пород на территории области составляет 32,4 %.

В целом значения глубин впадин от 1 до 21 м, доминирующей является глубина 1 м (45 %), глубины 1-5 м занимают 81 % от всей выборки (рисунок 4.18). Таким образом, емкость впадин для заполнения осадками и загрязняющими веществами, относительно, невелика, в основном 1-5 м.

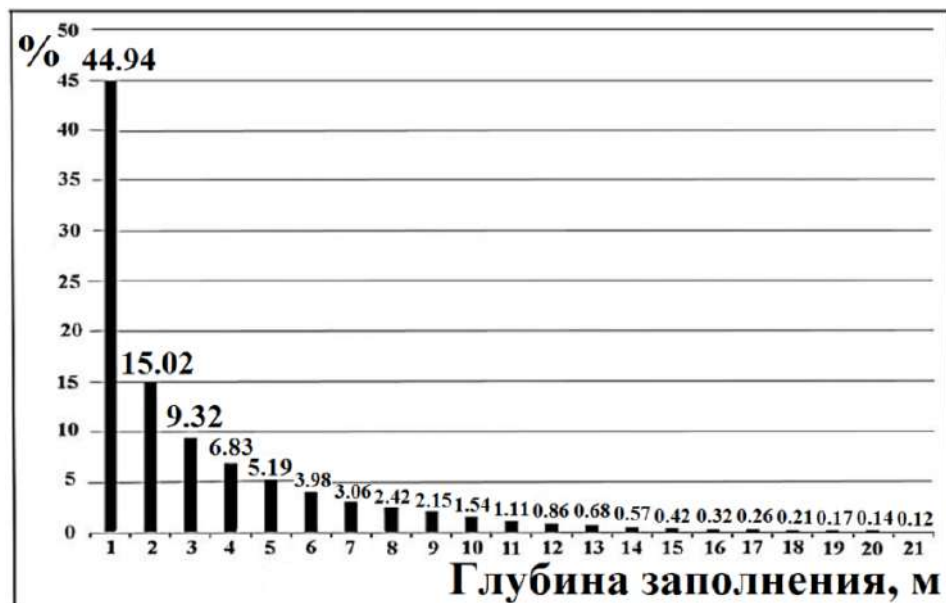


Рисунок 4.18. Общее распределение глубин заполнения впадин на ЦМР с разрешением 30×30 м

Наиболее глубокие впадины пространственно совпадают с поймами крупных рек и обусловлены, скорее всего, наличием стариц, а не артефактами модели (во всяком случае частично), что наиболее отчетливо видно на рисунке 4.19 при использовании ЦМР с разрешением 1920×1920 м.

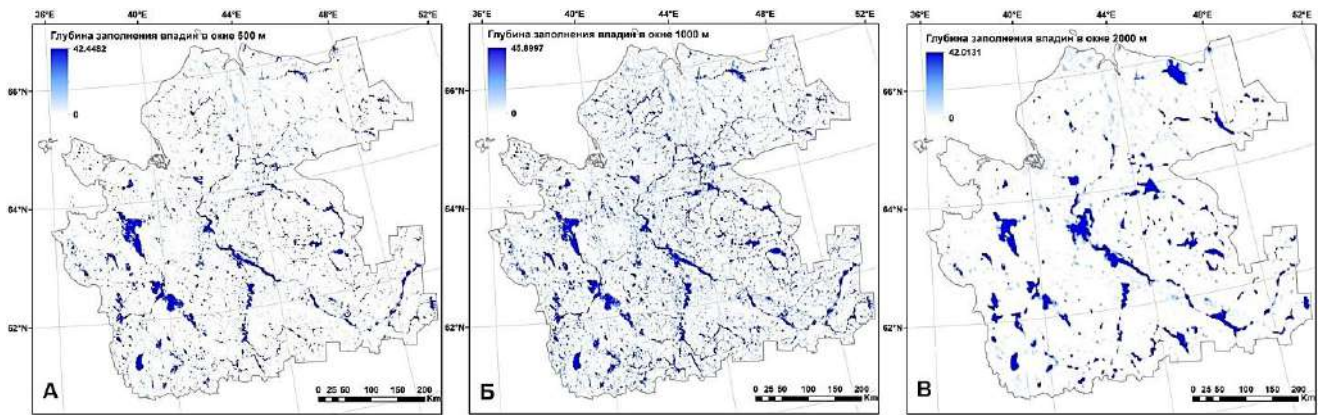


Рисунок 4.19. Глубина заполнения впадин на ЦМР с разрешением:
 А – 480×480 м, Б – 960×960 м, В – 1920×1920 м

Примененный в работе метод (Wang, Liu, 2006) способен за один проход одновременно определить как направления потоков, так и пространственное разделение водоразделов. В основе этого метода лежит новое понятие «высота заполнения» и алгоритм поиска направления потоков с наименьшими затратами (Wang, Liu, 2006). Таким образом, направление потоков можно также использовать для оценки простираения впадин и их соответствия тектоническим структурам (рисунок 4.20). Статистическое распределение направления потоков отражено на рисунке 4.21 и в таблице 4.3.

Таблица 4.3 – Статистическая характеристика направления потоков

Направление потока	Количество ячеек	Процент
Север	53934145	23,92
Северо-Восток	40430296	17,93
Восток	33935944	15,05
Юго-Восток	33196369	14,72
Юг	34088085	15,12
Юго-Запад	16825168	7,46
Запад	10111101	4,48
Северо-Запад	2925666	1,32
Общее количество ячеек ЦМР	344650349	100
Общее количество ячеек с потоками	225446774	65,41

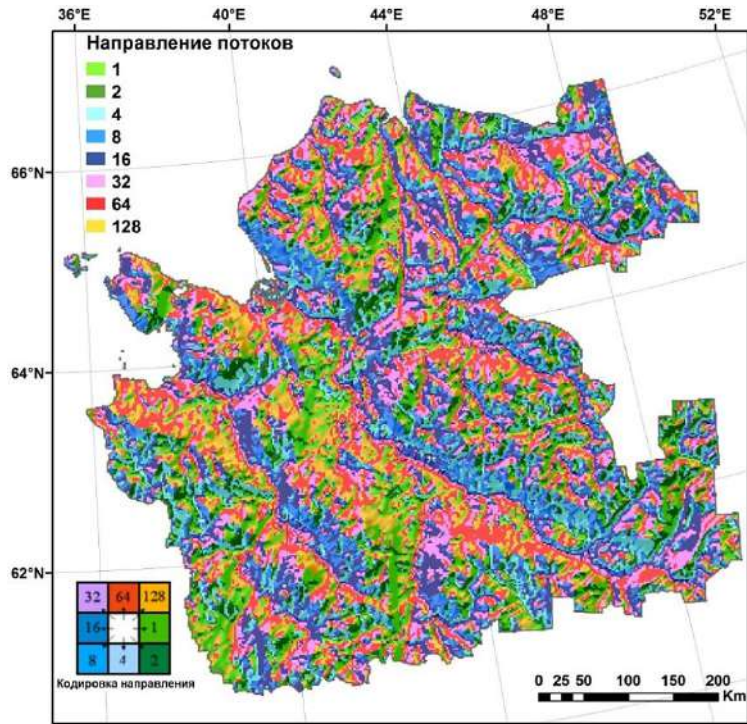
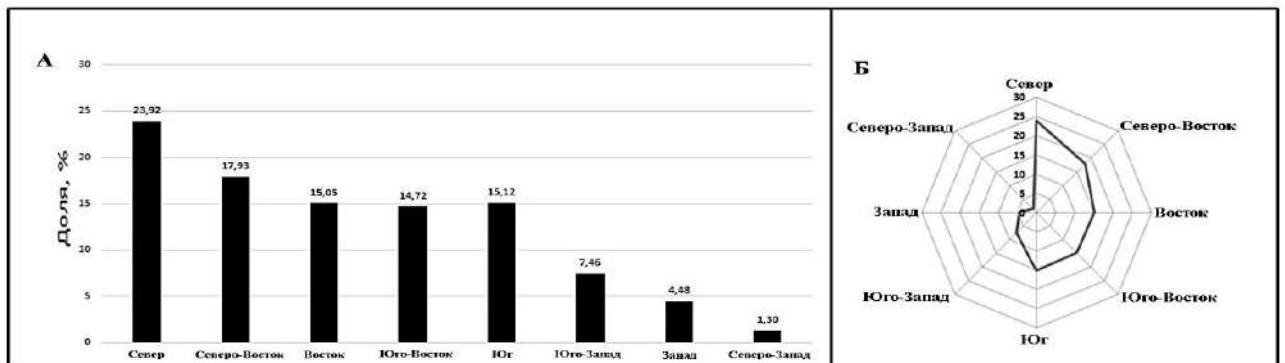


Рисунок 4.20. Направление потоков

Рисунок 4.21. Статистическое распределение направления потоков:
А – гистограмма; Б – роз-диаграмма

Полученный вывод по преобладающему простиранию достаточно интересен не только с геоэкологической точки зрения, но и с геологической. Так, проведенный в работах (Кутинов, Чистова, 2004; Кутинов и др., 2012; Кутинов и др., 2020) анализ показал такое доминирующее меридиональное простирание границ вендских отложений на территории Юго-Восточного Беломорья, в парных направлениях трубок взрыва и их статистических параметрах (рисунок 4.22).

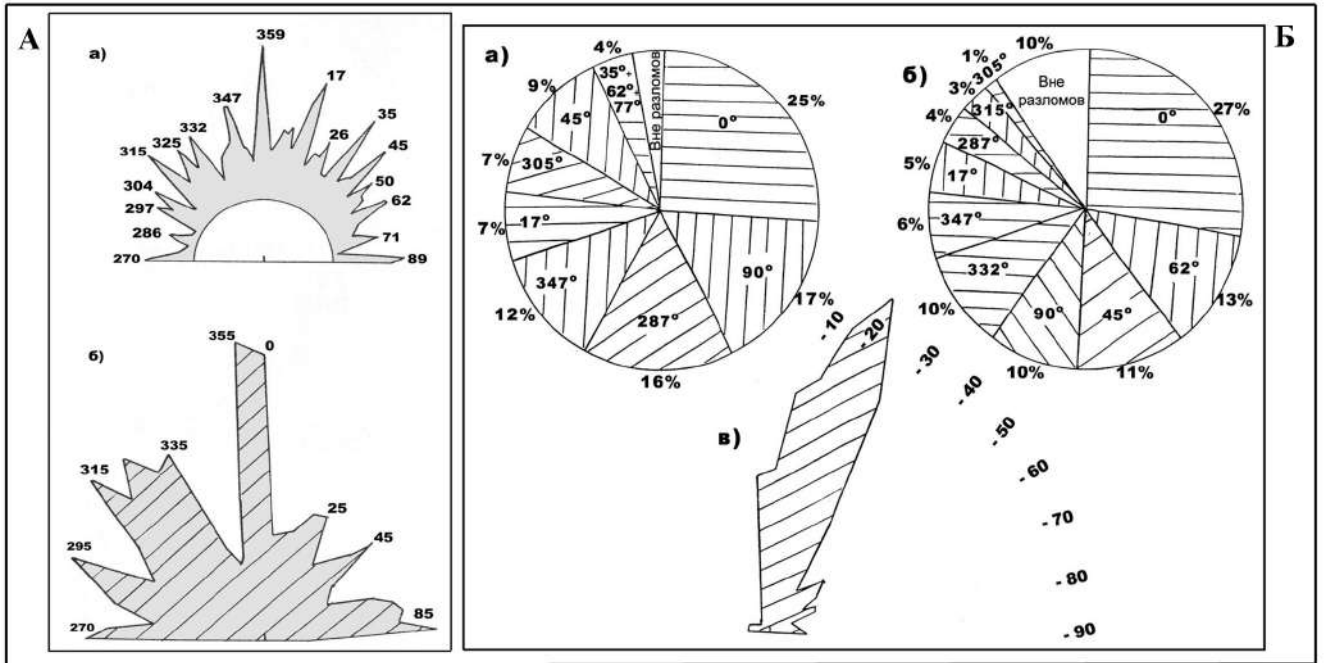


Рисунок 4.22. Схема сопоставления материалов, по (Кутинов, Чистова, 2004; Кутинов и др., 2012; Кутинов и др., 2020):

А – розы-диаграммы: а) спрямленных отрезков геологических границ вендских отложений; б) парных направлений трубок взрыва; Б – частоты встречаемости трубок взрыва: а) в региональных; б) в локальных разломах; в) роза-диаграмма ориентировки длинных осей трубок взрыва

Совпадение доминирующих простираний бессточных впадин с параметрами пространственного распространения трубок взрыва и их приуроченности к разломам позволяет сделать вывод о роли тектонических структур, переживших герцинский этап активизации.

4.6. Геоэкологическая оценка вероятности проявления карстовых процессов на исследуемой территории

Пространственное совмещение карт кластерных значений плотности бессточных впадин и распространения карстующихся пород проиллюстрировано на рисунке 4.23.

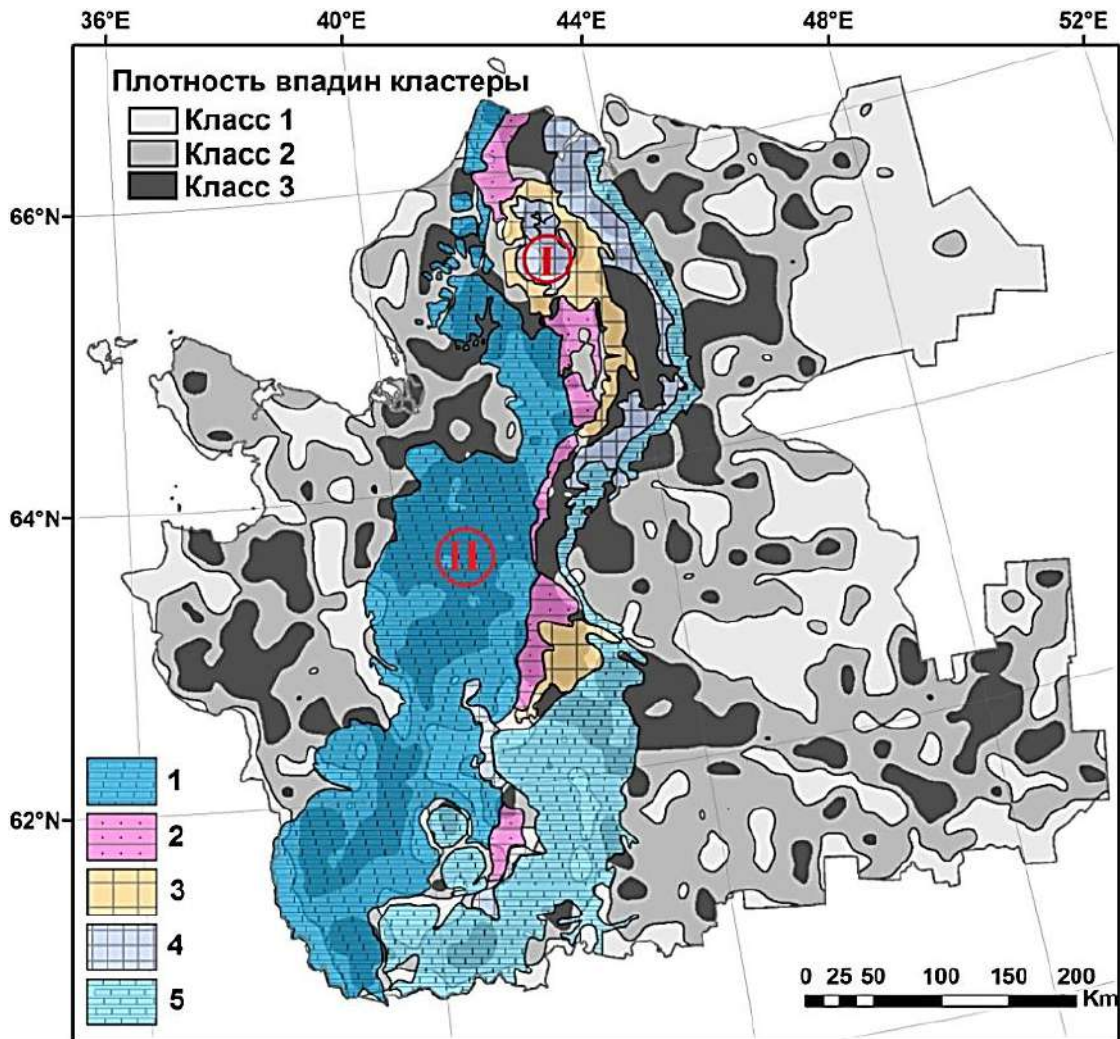


Рисунок 4.23. Кластерные значения плотности бессточных впадин и распространение карстующихся пород на территории Архангельской области (Условные обозначения карстующихся пород см. на рисунке 4.1)

В приуроченности плотности бессточных впадин к карстующимся породам на территории Архангельской области выделяется две зоны.

Зона I – правобережье р. Северной Двины, территория Двинско-Мезенской карстовой провинции, Кулойского и Пинежского карстовых округов (рисунок 4.3).

Для этой зоны отмечается большее по сравнению с остальной частью области проявление открытого карста. Развитие карстового процесса здесь происходит, преимущественно, в пределах локальных зон крупных эрозионных врезов и блоковых тектонических поднятий и обеспечивается распространением трещиноватых сульфатных и карбонатных пород, значительной расчлененностью

рельефа, небольшой мощностью четвертичных отложений и сильным переувлажнением поверхности. Участки максимального развития открытого карста (долина р. Сотки в Пинежском заповеднике) соответствуют невысокой плотности бессточных впадин, т.к. здесь происходит непосредственное поглощение атмосферных (дождевых и снеговых) осадков обнаженной карстовой поверхностью. Просачиваясь вглубь массивов, атмосферные и поверхностные воды сосредотачиваются в трещинных зонах, формируя подземные водотоки, речные сети и водосборы (Андрейчук, 2007). Поверхность таких ландшафтов испещрена поглощающими трещинами, здесь практически отсутствуют стоячие воды и болота. Так, для территорий развития открытого карста резко сокращается площадь болот – от общей плотности болот по области в 35-40 % до 3-5 % (рисунок 4.24). Карта плотности болот взята из работы (Губайдуллин, 2002).

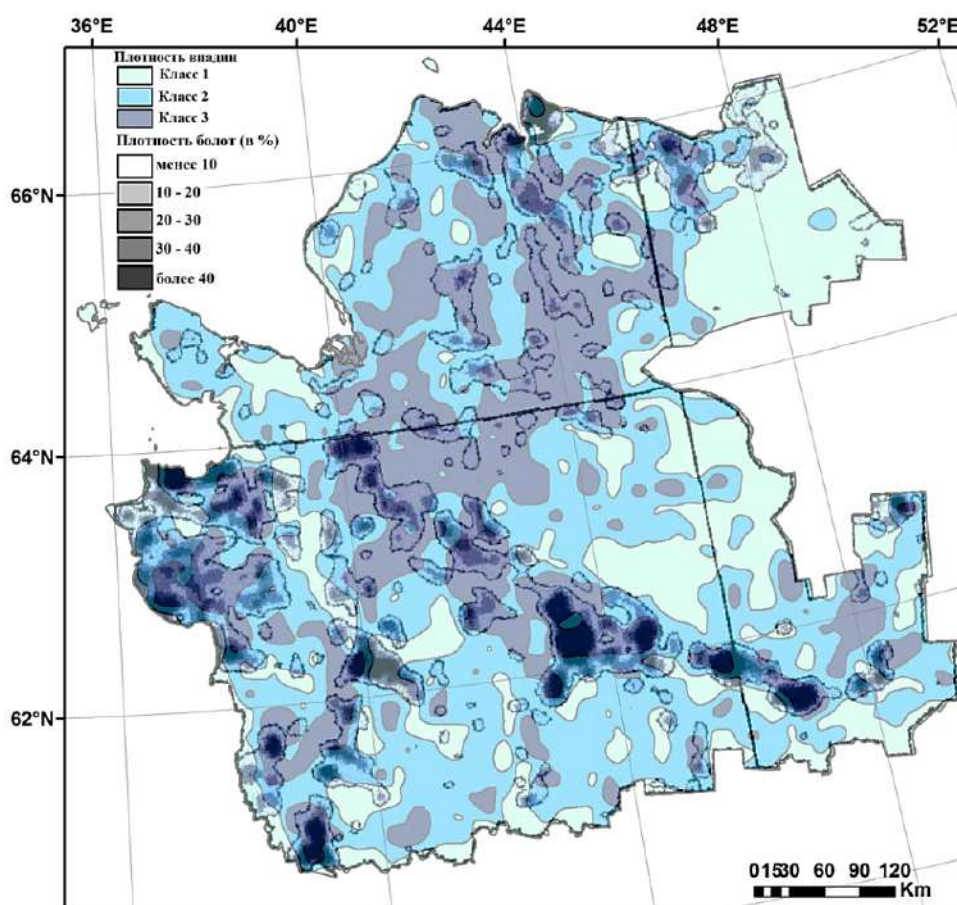


Рисунок 4.24. Кластерные значения плотности бессточных впадин и плотность болот на территории Архангельской области

Кроме того, в условиях обнаженного карста, почвы на карбонатных породах имеют часто неразвитый, примитивный характер (рисунок 4.25). Опережающее развитие растворения и смыв в трещины остаточного материала часто лишает закарстованную поверхность почвенного покрова вообще. Почвы, как таковые, формируются в крупных карстовых углублениях. На почвенных картах типы почв повторяют очертания карстовых форм.



Рисунок 4.25. Почвенно-растительный покров на карбонатной породе в долине р. Сотка (фото автора)

В то же время, почвы, развивающиеся на сульфатных породах, характеризуются повышенной мощностью профиля и даже развитием гумусового горизонта (рисунок 4.26). Факт повышенной мощности профиля на гипсах связан с особенностями их выветривания.



Рисунок 4.26. Почвенно-растительный покров на сульфатной породе в долине р. Сотка (фото автора)

В работе (Андрейчук, 2007, с. 73) отмечается, что «на плоских участках, где отсутствует поверхностный смыв, растворенный материал не удаляется с водой или ветром (охраняется растительностью), а в результате испарения влаги с поверхности прогрессивно накапливается в виде гипсовой «муки» – своеобразного продукта выветривания гипсов. Будучи рыхлой, «мука» не препятствует внедрению в нее растительных корней и быстро вовлекается в процесс почвообразования» (Андрейчук, 2007).

На площадях развития карста отмечается смена темнохвойных еловых лесов светлохвойными сосновым и лиственничными (Торсуев, Левин, 1980). Смена растительности происходит и локально, в пределах одной воронки (рисунок 4.27).



Рисунок 4.27. Смена растительности в пределах карстовой воронки (фото автора)

Кроме того, увеличиваются запасы древесины на единицу площади (до 250-300 м³ в сравнении с 100-150 м³ на незакарстованных территориях). Также, отмечается проникновение лиственницы сибирской (*Larix sibirica*), вида, более характерного для Урала и Сибири, по «карстовым коридорам» и «карстовым островам» далеко на запад (Торсуев, Левин, 1980). Для территории исследования лиственничники продвигаются вплоть до БПК (рисунок 4.28).

Таким образом, зона I с относительно пониженной плотностью бессточных впадин территориально совпадает с площадями открытого карста («зрелая» стадия). Это можно объяснить процессом объединения локальных изолированных впадин в протяженные вытянутые зоны, формирующиеся в процессе выщелачивания крупных эрозионных врезов. Такие особенности развития карстового процесса находят отражение в повышенных значениях индекса расчлененности рельефа и плотности потоков (Полякова и др., 2021а).

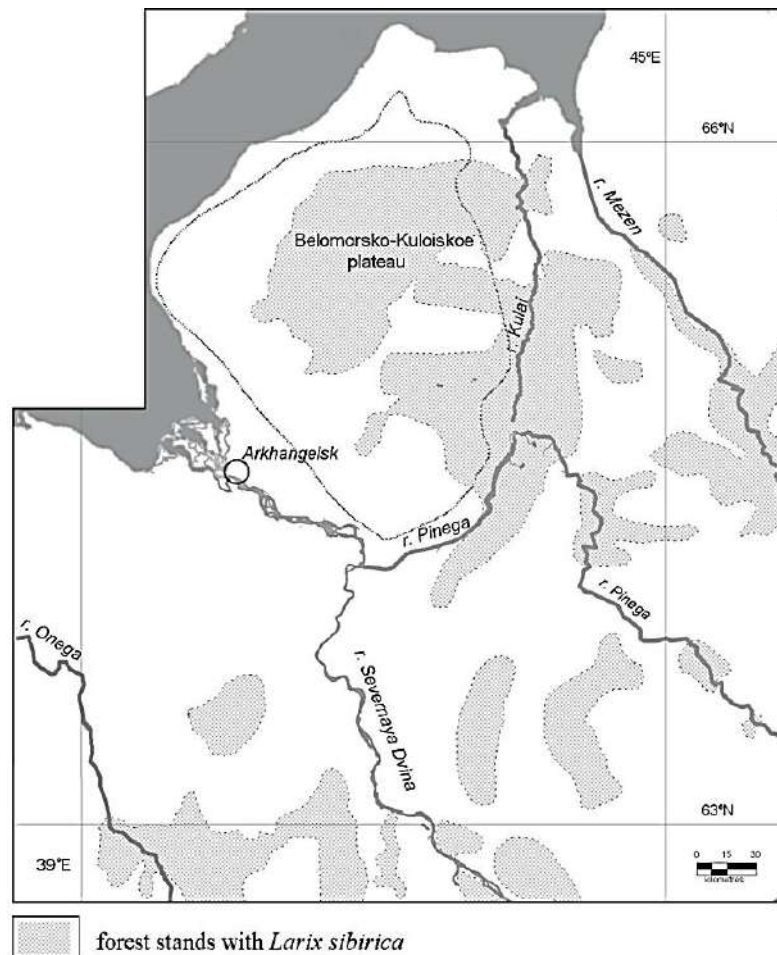


Рисунок 4.28. Распространение лиственничных лесов в подзоне северной тайги Архангельской области, по (Neverov et al., 2017)

Зона II – левобережье р. Северной Двины, территория Онего-Двинской карстовой провинции, Нижне-Двинского и Верхне-Онежского карстовых округов (рисунок 4.3). Для этой зоны отмечается в большей степени развитие покрытого карста. Карстующиеся породы прикрыты чехлом отложений и подвергаются воздействию, главным образом, подземных вод вмещающего их водоносного горизонта. Это территория, где заболоченные низины чередуются с платообразными или холмисто-волнистыми равнинами, она находится в условиях избыточного увлажнения. Карстующиеся нижнепермские и каменноугольные породы весьма водообильны. Подземные воды залегают на небольшой глубине (2-60 м).

Здесь отмечается максимальная плотность болот (рисунок 4.24), поскольку по территории карстования повсеместно развитие замкнутых депрессий в виде

карстовых воронок и понижений в рельефе. Для этой зоны характерно развитие погребенного карста. С точки зрения вероятности активизации карстовых процессов, данная зона представляет большую опасность, по сравнению с первой зоной, поскольку именно здесь располагаются основные объекты техногенного загрязнения, согласно (Губайдуллин, 2002), а также Схемы территориального планирования (рисунок 2.14 раздела 2.8 Главы 2) (рисунок 4.29).

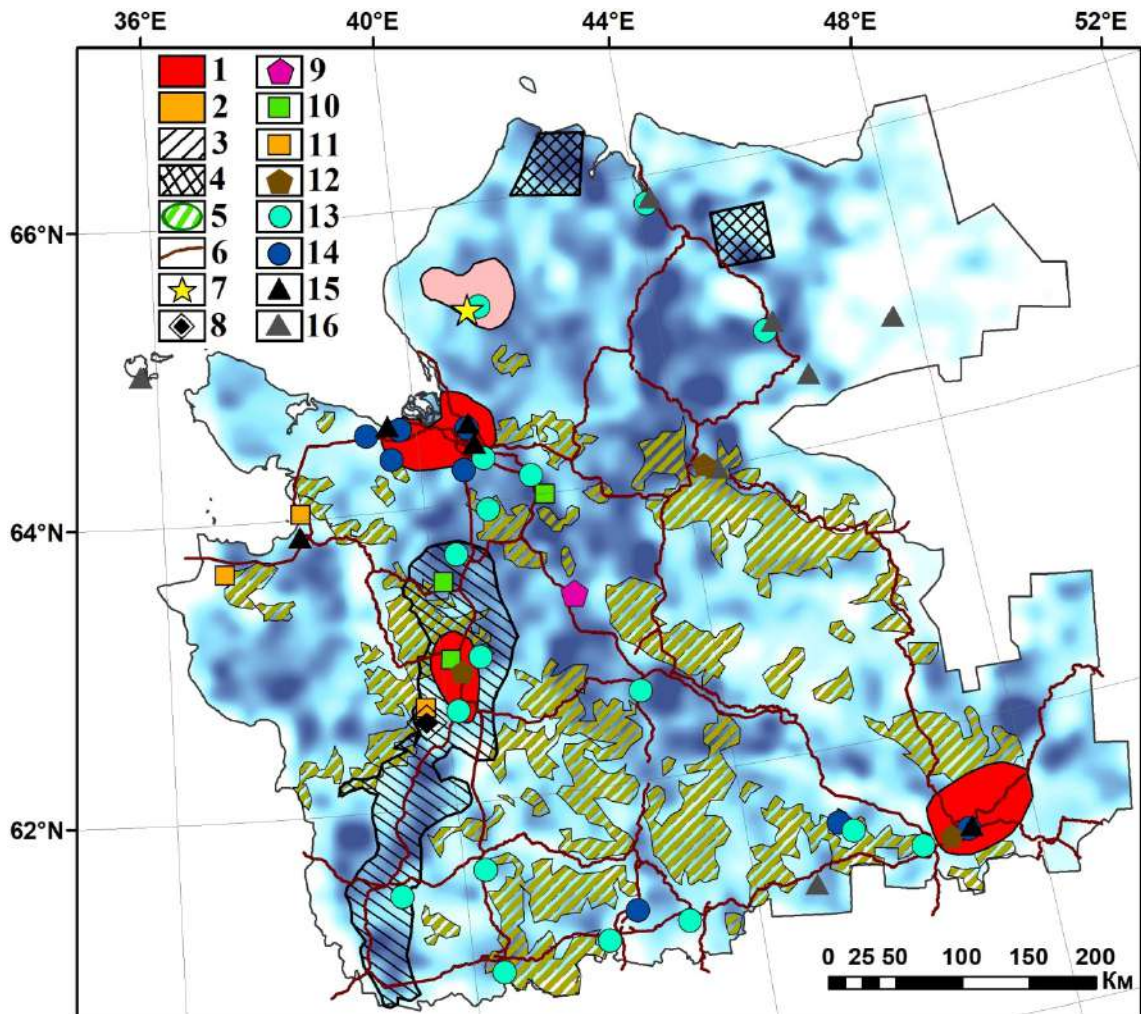


Рисунок 4.29. Взаимосвязь объектов техногенного загрязнения Архангельской области с плотностью бессточных впадин на ЦМР:

1 – зоны интенсивного промышленного воздействия; 2 – горнодобывающие зоны; 3 – зона воздействия космодрома; 4 – зоны сброса отработанных ступеней ракет; 5 – зоны лесопромышленного воздействия; 6 – дороги общего и федерального пользования; 7-14 – месторождения: 7 – алмазов; 8 – бокситов; 9 – гипсов; 10 – известняков; 11 – строительных камней; 12 – глин; 13 – пресных подземных вод; 14 – минеральных подземных вод; 15 – ТЭЦ; 16 – крупные дизельные электростанции

Кроме того, согласно (Губайдуллин, 2002), установлено локальное загрязнение грунтов и грунтовых вод нефтепродуктами на ряде объектов хранения, переработки, транспортировки нефти и нефтепродуктов на территории Архангельской области (рисунок 4.30). Из рисунка 4.29 следует, что очаги загрязнения имеют стопроцентную корреляцию с максимальной плотностью бессточных впадин.

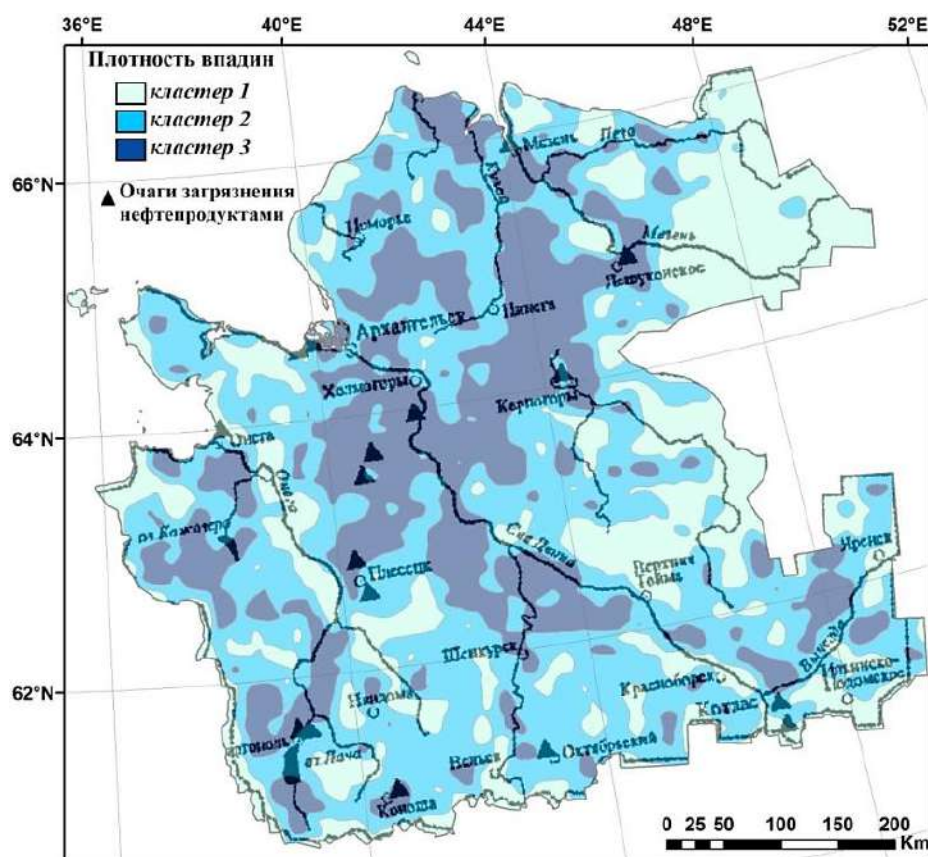


Рисунок 4.30. Очаги загрязнения грунтов и грунтовых вод нефтепродуктами, по (Губайдуллин, 2002), и кластерные значения плотности бессточных впадин:

кластеры: 1 – минимальных, 2 – средних, 3 – максимальных значений

Все это вместе создает огромную нагрузку на хрупкую и уязвимую геологическую среду. Карстовые деформации и провалы являются одним из основных источников развития геоэкологической напряженности территории, поскольку представляются «открытыми» окнами для поступления различного вида загрязнителей в неустойчивую к внешнему воздействию геологическую среду (Кошелева, 2009).

Таким образом, из всего вышеизложенного можно сделать следующий вывод. **Метод обнаружения бессточных впадин, используемый при гидрологической коррекции цифровой модели рельефа с целью устранения ошибок, может быть применен для выделения зон вероятного проявления карстового процесса, что особенно актуально для лесопокрытых северных территорий с возрастающей антропогенной нагрузкой. Максимальная плотность бессточных впадин приходится на территории с развитием карбонатного покрытого и погребенного карста (*третье защищаемое положение*).**

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ОСНОВЕ ГЕОМОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РЕЛЬЕФА

Одним из индикаторов экологического состояния природной среды являются подземные воды, пригодные для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения (Всеволожский, 1981; Боровский и др., 1989; Гаев, 2001; Зверев, 1982, 2006; Крайнов, Закутин, 1994; Крайнов, Швец, 1987; Мироненко, Румынин, 1999; Пиннекер, 1977 и др.).

Использование ресурсов подземных вод относится к одной из жизнеобеспечивающих функций литосферы (Штенгелов, Гриневский, 1999). С этих позиций экологическая значимость пресных подземных вод особых пояснений не требует. Основной задачей устойчивого природопользования в этой сфере является рациональное использование гидроресурсов и снижение их загрязнения выбросами, сбросами и отходами.

В пределах рассматриваемого региона подземные воды формируются в верхней гидродинамической зоне свободного водообмена в условиях интенсивной циркуляции и дренажа, имеют тесную взаимосвязь с атмосферными осадками и поверхностными водами. Согласно работе (Гольдберг, 1987), защищенность подземных вод от загрязнения определяется перекрытостью водоносного горизонта отложениями, прежде всего, слабопроницаемыми, препятствующими проникновению в него загрязняющих веществ с поверхности. Она зависит от естественных (физико-географических, геологических, биологических и физических) и искусственных (антропогенных) факторов.

5.1. Факторы формирования химического состава подземных вод

Состав подземных вод отражает историю геологического строения Земли, условия взаимодействия их с горными породами, органическим веществом, микроорганизмами и газами, характер и интенсивность антропогенных

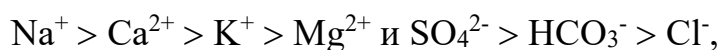
воздействий на геологическую среду. Факторы, определяющие формирование состава подземных вод, подразделяются: по генезису (естественные и искусственные); степени воздействия (главные и второстепенные); характеру проявления (прямые и косвенные). Установление степени воздействия того или иного фактора выполняют при помощи метода оценки действующих факторов, согласно которому сопоставляют количественные и качественные характеристики. Естественные факторы – физико-географические, геологические, биологические и физические. Искусственные (антропогенные) факторы связаны с деятельностью человека в природной и геологической среде (Гальперин и др., 2009).

Физико-географические факторы позволяют оценивать влияние природной обстановки по характеристикам географической зональности, климата, рельефа и гидрологических условий. Север России характеризуется преобладанием количества атмосферных осадков над процессами испарения. Географическое положение района и выпадение атмосферных осадков определяют начальный состав подземных вод.

Так, по данным Т.К. Федоровой (Федорова, 1985), над морем и морскими водами образуется следующий ряд:

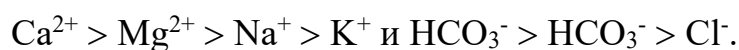


В центральных районах Европейской части России средняя минерализация дождевых вод составляет 16 мг/л. При относительном увеличении содержания Ca^{2+} , K^+ и HCO_3^- компоненты формируют ряд:



свидетельствующий о привносе компонентов суши.

Химический состав снега изменяется в зависимости от продолжительности его лежания. У снега, отобранного в марте, минерализация составляет 30,1 мг/л. При этом содержание гидрокарбоната, кальция и магния увеличено по сравнению с их содержанием в дождевой воде соответственно в 5, 3,5 и 2 раза; рН увеличивается с 5,45 до 6,5. Содержание компонентов в талой воде в порядке убывания концентрации следующие:



Дальнейшие изменения химического состава связаны с инфильтрацией вод в почве и горных породах. Исследования П.П. Воронкова (Воронков, 1955) свидетельствуют о зависимости химического состава вод поверхностного стока от засоленности почв и наличия в них солей различной растворимости. Условия инфильтрации атмосферных и талых вод и интенсивность процессов выветривания связаны с климатом. Изменения температурного режима воздуха влечет за собой изменение химического состава подземных вод (таблица 5.1). Увеличение объема инфильтруемых вод весной снижает минерализацию, ограничение и отсутствие питания водоносных горизонтов в зимнее время способствует повышению минерализации и изменению состава подземных вод.

Таблица 5.1 – Изменение состава и температуры грунтовых вод в различных физико-географических условиях РФ на июнь (по данным гидрорежимных станций), по (Злобина и др., 2017)

Компонент	Физико-географические зоны		
	Тундра	Лесная	Широколиственные леса
Температура, Т°С	1,4	7,2	7,5
HCO_3^- , мг/дм ³	31,7	152,5	298,2
SO_4^{2-} , мг/дм ³	4,0	27,1	46,9
Cl^- , мг/дм ³	3,7	16,0	14,2
Ca^{2+} , мг/дм ³	8,0	71,0	35,1
pH	6,2	7,8	7,1

При взаимодействии воды с горными породами происходит разложение (химический распад) первичных минералов и синтез новых минералов – продуктов химического выветривания, а также растворение отдельных минеральных компонентов породы и продуктов их химического распада. Интенсивность процессов выветривания зависит от климатических условий – типа водного режима, величины среднегодового количества осадков и температуры воздуха. Состав и концентрация компонентов в воде, химические изменения породы связаны с интенсивностью водообмена, который, в свою очередь, зависит от особенностей гидрографической сети (Гальперин и др., 2009).

Значительно влияет на водообмен и формирование поверхностного стока рельеф. Закономерная связь между рельефом местности и соотношением пьезометрических уровней подземных вод и их составом установлена А.И. Силиным-Бекчуриным (Силин-Бекчурин, 1958). В пределах возвышенностей и водоразделов снижение напоров в водоносных горизонтах происходит в нисходящем направлении; здесь развиты пресные, гидрокарбонатно-кальциевого состава подземные воды.

При отрицательных формах рельефа гидродинамическое давление в пластах возрастает от верхних горизонтов к нижним. В артезианских бассейнах платформенного типа на повышенных участках рельефа происходит пополнение ресурсов подземных вод, а пониженные участки представляют собой зоны дренирования (вытекания). В пределах долин напорные воды имеют повышенную минерализацию, сульфатно-гидрокарбонатный и магниевый-кальциевый состав. В крупных очагах разгрузки напорных вод часто формируются гидрохимические аномалии, т.е. под долинами рек образуются «купола» соленых вод и рассолов хлоридного натриевого состава (Гальперин и др., 2009).

В монографии (Злобина и др., 2017) отмечается, что «геоморфологические особенности водосборов выражаются в значительной расчлененности рельефа, что определяет протяженность путей фильтрации и время водообмена от областей питания к областям разгрузки. Значительная расчлененность рельефа способствует образованию многочисленных родниковых систем».

К геологическим факторам формирования химического состава подземных вод относятся условия залегания горных пород, их вещественный и газовый состав, геолого-структурные особенности массива горных пород, тектонические процессы, магматизм. В работе (Злобина и др., 2017) говорится о том, что не столько сами эти факторы ответственны за формирование состава подземных вод, сколько «их сложное сочетание (гидрогеологические, тектонические, возраст и литологический тип водовмещающих пород, глубина залегания, фильтрационные свойства, степень неоднородности водовмещающей

толщи, водообмен, степень защищенности, экзогенные и эндогенные процессы и др.)».

Взаимосвязь физико-географических и геологических факторов формирует определенные гидрохимические особенности подземных вод в разных природных регионах. Так, например, в подземных водах артезианских бассейнов Европейской части России формируются аномальные зоны, которым свойственны повышенные относительно ПДК концентрации некоторых химических элементов, что отображено на рисунке 5.1.



Рисунок 5.1. Области повышенных концентраций химических элементов в артезианских бассейнах Европейской части России, по (Злобина и др., 2017)

К биологическим факторам преобразования химического состава подземных вод относят процессы взаимодействия вод с микроорганизмами, растительностью, органическими веществами. Микроорганизмы участвуют в процессах аккумуляции и перераспределении неорганических и органических соединений в водоносных горизонтах. Поскольку их питание осуществляется за счет органических веществ, поступающих в водоносный комплекс от загрязнения, увеличение численности и видового разнообразия микроорганизмов является маркером образовавшихся гидродинамических и гидрохимических аномалий в подземной гидросфере (Злобина и др., 2017).

К физическим факторам, воздействующим на условия формирования химического состава подземных вод, относятся давление, температура и время.

Искусственные факторы. Отражают многообразие технической деятельности человека и служат причиной процессов формирования (или изменения) химического состава подземных вод. По интенсивности воздействия эти факторы в ряде случаев значительно превосходят естественные факторы. В группу искусственных факторов следует включить: изменения гидрографической среды и рельефа; орошение и осушение территорий; застройку территорий различными объектами; создание горно-технических сооружений – шахт, карьеров, отвалов пород и отходов горного производства.

Основной источник интенсивного изменения состава поверхностных и подземных вод – неочищенные или недоочищенные промышленные и хозяйственно-бытовые сточные воды. Прямое воздействие на подземные воды оказывают эксплуатация водоносных горизонтов и водопонижительные работы при добыче полезных ископаемых и подземном строительстве. Формы косвенного воздействия также многообразны. Из них наиболее существенные изменения в условия формирования подземных вод вносит застройка территории, нарушающая природный водно-тепловой баланс поверхности и инфильтрацию вод, в ряде случаев приводящая к дополнительному питанию. В результате изменяется химический состав подземных вод (Гальперин и др., 2009).

5.2. Гидрогеологические условия формирования химического состава подземных вод исследуемой территории

По условиям формирования подземного стока рассматриваемая территория может быть отнесена к следующим бассейнам: Балтийский щит; бассейн Северных морей; Тиманский бассейн, Печорский бассейн. Бассейн Северных морей относится к Русской плите (Восточно-Европейской провинции); Тиманский и Печорский бассейны – к Тимано-Уральской провинции (горно-складчатой области) (рисунок 5.2).

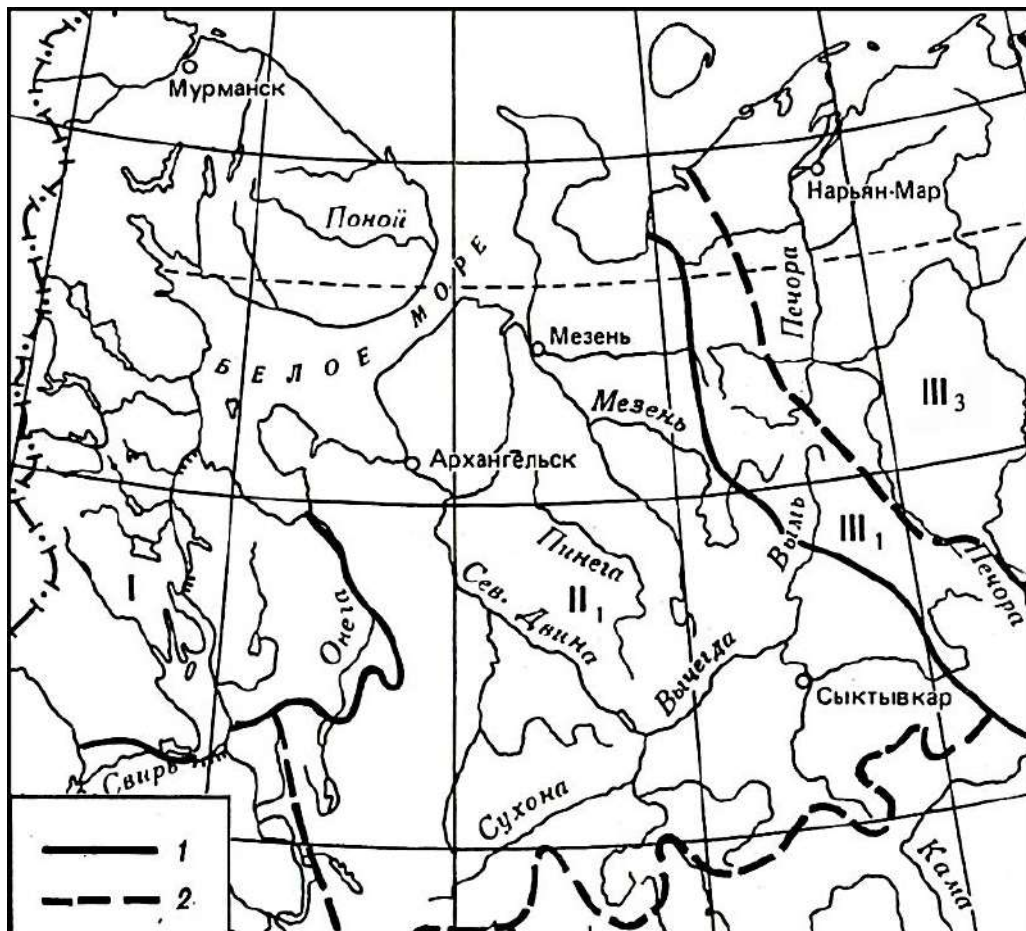


Рисунок 5.2 Районирование территории по условиям формирования подземного притока в реки, по (Водные ресурсы..., 1980):

- 1 – границы провинций, 2 – границы бассейнов; I – Балтийский щит; II – Русская плита (Восточно-Европейская провинция): бассейн II₁ – Северных морей; III – Тимано-Уральская провинция: бассейн III₁ – Тиманский; бассейн III₃ – Печорский

По гидрогеологической классификации эти бассейны соответствуют Балтийской системе бассейнов трещинных вод; Северо-Двинскому артезианскому бассейну; Канино-Тиманской системе бассейнов трещинных и артезианских вод; Печорской системе артезианских бассейнов. Западнее расположена Уральская горно-складчатая область трещинных, трещинно-жильных и трещинно-карстовых подземных вод (Уральский бассейн Тимано-Уральской провинции). В рамках данного исследования рассмотрим только Северо-Двинский артезианский бассейн.

Северо-Двинский артезианский бассейн, приуроченный к Мезенской синеклизе, является бассейном второго порядка и выделен из Средне-Русского артезианского бассейна первого порядка по стоку, который полностью осуществляется в Белое море. В свою очередь, Балтийская система бассейнов трещинных вод и Средне-Русский артезианский бассейн входят в гидрогеологическую область Восточно-Европейской платформы (Гидрогеология СССР, 1969).

По глубине здесь выделено четыре различных в гидродинамическом и гидрохимическом отношениях зоны подземных вод, показанные на рисунке 5.3 (Малов, Киселев, 2008). Эти зоны определяются в первом приближении фильтрационными свойствами водовмещающих пород, глубиной их залегания (интенсивностью дренирующего влияния поверхностных водотоков и водоемов), открытостью областей питания и разгрузки (наличием региональных водоупоров).

5.2.1. Водоносные горизонты зоны дренирования

Характеристика фильтрационных свойств основных водоносных горизонтов, развитых в зонах активного и сравнительно активного водообменов на территории Северо-Двинского артезианского бассейна в интервале от 0 до 1000 м приведена в таблице 5.2. По поводу некоторых значений ниже приведены пояснения, согласно работе (Малов, 2003).

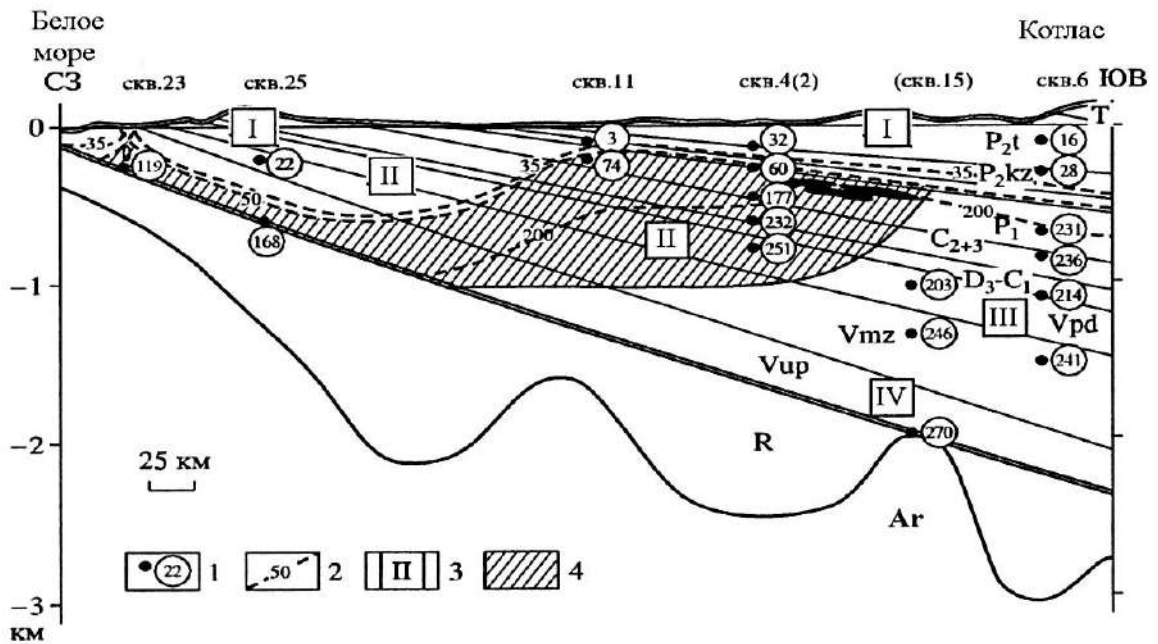


Рисунок 5.3. Гидрохимический профиль через Мезенскую синеклизу, по (Малов, 2003):

1 – точка опробования и минерализация воды; 2 – изолинии минерализации подземных вод; 3 – номера зон водообмена (I – активного, II – сравнительно активного, III – затрудненного, IV – весьма затрудненного); 4 – зона развития рассолов, связанных с растворением каменной соли)

Таблица 5.2 – Фильтрационные свойства отложений зон активного и сравнительно активного водообменов на территории Мезенской синеклизы

№	Индекс стратиграфического подразделения	Мощность, м	Коэффициент фильтрации, м/сутки	Водопроницаемость, м ² /сутки
1	Q – N	20-100	10^{-4}	0,002-0,01
		250	1	250
		10-50	5	50-250
2	J	50	0,5	25
3	T	100	0,5	50
4	P _{2t}	200	0,5	100
5	P _{2kz}	150	7	1050
6	P _{2u}	50	1	50
7	P _{1ar-kg}	70	10^{-4}	0,01
8	P _{1a-s} – C ₂₊₃	50	50	2500
		150	7	1050
9	C _{2ur-vrc} – C ₁ – D ₃	30	3,5	105
10	Vpd	200	1	200
11	Vmz	250	0,03	7,5
12	Vu-p (zm)	100	0,01	1

Маловым А.И. (Малов, 2003) отмечается, что в разрезе четвертичных отложений мощностью от 20 до 100 м на территории Мезенской синеклизы преобладают глины и суглинки, определяющие средние значения коэффициентов фильтрации (k_f) на уровне 10^{-4} м/сутки, водопроницаемости (km) – 0,002-0,01 м²/сутки. Песчано-глинистым отложениям речных долин, ложбин стока ледниковых вод, зандровых полей и т.п. характерны k_f до 5 м/сутки, km – до 50-250 м²/сутки. Средние значения k_f до 1 м/сутки, km – до 250 м²/сутки наблюдаются в песчано-глинистых неоген-четвертичных отложениях переуглубленных палеодолин.

Песчано-глинистым отложениям юры, триаса, татарского и уфимского ярусов верхней перми, урзугско-воереченской свиты среднего карбона, нижнего карбона и верхнего девона, падунской, мезенской и усть-пинежской (зимнегорские слои) свит венда характерна зависимость фильтрационных свойств от соотношения глинистой и песчаной составляющих в разрезе.

Максимальные значения коэффициента фильтрации имеют карбонатные отложения казанского и среднекаменноугольного-нижнепермского возрастов. В свою очередь, в отложениях среднекаменноугольного-нижнепермского возраста выделяется верхняя, более проницаемая часть мощностью порядка 50 м в местах выхода ее на поверхность и нижняя, менее проницаемая.

Повышенная проницаемость верхней части разреза связана с большим количеством в ней открытых трещин и карстовых пустот, «залеченных» песчано-глинистыми образованиями и гипсом на более глубоких горизонтах. Для нижней части разреза казанских отложений, кроме того, характерна высокая глинистость, частично сохраняющаяся и в верхней части разреза.

Трещины в верхней части карбонатной толщи можно разделить на три системы, по (Литосфера и гидросфера..., 2001):

- крутопадающие ($80-90^0$) с азимутами простирания $280-320^0$ – 40-45 %;
- крутопадающие ($80-90^0$) с азимутами простирания $40-50^0$ – 15-20 %;
- пологопадающие ($0-10^0$) с азимутами простирания $10-50^0$ – 40-45 %.

Трещины первых двух систем, по-видимому, связаны с периодическими оживлениями тектонических структур северо-западного (Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский архейские мегаблоки; система рифейских грабенов и горстов) и северо-восточного направлений (Балтийско-Мезенская, Вельско-Цильменская трансблоковые палеозойские тектонические зоны (Литосфера и гидросфера..., 2001). Пологопадающие трещины третьей системы наследуют первичные трещины напластования. Количество трещин составляет от 10-15 до 1-4 на 1 м². Ширина субвертикальных трещин 1-10 мм, до 2-3 см; субгоризонтальных – 0,1-1 мм.

Все трещины, особенно вертикальные, затронуты карстом. Карстовые процессы в толще карбонатных пород проявляются с одной стороны в увеличении их пустотности за счет расширения трещин и образования многочисленных пор и каверн, а с другой – в нарушении их сплошности, т.е. разрушении карбонатных пород до мучнистого, мучнисто-щебенистого или мучнисто-песчаного состояний. На фоне достаточно однородного по пористости и закарстованности разреза выделяются отдельные интервалы интенсивно кавернозных пород. Такие интервалы тяготеют к зонам развития органогенно-обломочных известняков. Коэффициент объемной закарстованности в них достигает 14-15 %. Также они связаны с местами пересечения субгоризонтальных и субвертикальных трещин. Размеры отдельных каверн достигают 1,5 м.

Отложения артинского и кунгурского ярусов (соткинской свиты сакмарского яруса нижней перми на территории Беломорско-Кулойского плато), представленные в основном гипсами и ангидритами, имеют минимальные фильтрационные свойства, определяющиеся прослоями и линзами песчаников и доломитов.

В площадном отношении наибольшее распространение в пределах территории имеют пермские отложения, занимающие примерно 60 %. По (Гидрогеология СССР, 1969) район дренирования преимущественно водоносных горизонтов пермских отложений протягивается широкой полосой от побережья Мезенской губы на севере до Сухонского вала на юге. Поверхность района

представляет собой полого всхолмленную равнину с абсолютными отметками 10-50 м в долинах и 160-200 м на междуречных пространствах. Основные дрены района: Северная Двина с притоками Вага, Пинега, Мезень с притоком Вашка и др. Глубина эрозионного вреза крупных речных долин 30-50 м. В западной и центральной частях района пермские отложения залегают непосредственно под толщей четвертичных пород, на востоке перекрываются мезозойскими отложениями.

Водоносные горизонты пермских отложений в данном районе принимают основное участие в подземном питании рек. Наибольшей водообильностью характеризуются известняки и доломиты казанского яруса; пески и песчаники татарского яруса менее водообильны. Дебиты родников достигают 2-8 л/с, а на закарстованных участках 5-10 л/с.

На большей части территории исследования воды пермских отложений образуют первый от поверхности водоносный горизонт, широко дренируемый реками. В северной части области пермские отложения залегают выше уровня местных рек, и разгрузка вод в речные долины осуществляется в виде нисходящих источников через аллювий.

В южной половине области (бассейн р. Ваги) кровля пермских водоносных горизонтов опускается ниже уровня местных рек, и разгрузка напорных вод пермских отложений происходит по тектоническим трещинам в виде восходящих источников. Таким образом, на большей части описываемой территории воды этих горизонтов имеют тесную гидравлическую связь с реками и принимают основное участие в формировании подземного стока верхней зоны. Грунтовые и слабонапорные воды четвертичных отложений в формировании подземного стока имеют подчиненное значение.

Район дренирования преимущественно водоносных горизонтов каменноугольных отложений находится в пределах восточного склона Балтийского кристаллического массива. Этот район протягивается широкой полосой от побережья Белого моря на севере до широты оз. Белого на юге.

Рельеф местности характеризуется чередованием плоских междуречных плато с широкими долинами крупных рек: Онего-Двинское междуречье; бассейны Онеги и ее притоков (реки Чурукса, Удрега, Телза, Воя, Оченга, Кодина и др.); бассейны левобережных притоков Северной Двины (реки Емца, Шелекса, Ваймуга, Кяма и др.); Беломорско-Кулойское плато; бассейны Кулоя и его притоков (реки Келда, Полта, Кепина, Котуга, Сояна и др.). Абсолютные отметки местности изменяются от 10-15 м в понижениях до 200-260 м на водораздельных пространствах. Основные дрены имеют широкие долины и относительно небольшой эрозионный врез, достигающий 60-80 м (Малов, 2003).

Каменноугольные отложения представлены известняками и доломитами верхнего и среднего карбона и терригенно-карбонатными отложениями урзугско-воереченской свиты среднего карбона и нижнего карбона. Наиболее интенсивная разгрузка подземных вод карбонатно-терригенной толщи происходит вдоль Онежского уступа, по рекам Андоме, Вытегре и Мегре. Породы карбона дренируются также долиной р. Онеги в среднем ее течении. В пределах Онежского уступа общее направление движения подземных вод с востока на запад, т.е. в сторону уступа.

Карбонатный комплекс отложений каменноугольного возраста, содержащий карстовые и трещинно-карстовые воды, характеризуется значительной водообильностью. Мощность закарстованной толщи каменноугольных пород достигает 80-100 м, примерно до глубины эрозионного вреза древних доледниковых ложбин (Гидрогеология СССР, 1969).

Подземные воды карбонатного комплекса разгружаются без выхода на поверхность, непосредственно в толщу аллювиальных отложений или в виде многочисленных родников по долинам крупных рек. Дебит родников в зависимости от степени закарстованности водовмещающих пород изменяется от 0,5-1,0 до 100 л/с и более. Карстовые источники широко распространены вдоль берегов Емцы, Онеги и других более мелких рек, которые на участках развития карста зимой не замерзают. Водоносный комплекс четвертичных отложений

описываемого района имеет невысокую водообильность и принимает подчиненное участие в подземном питании рек.

Трещинно-пластовые и поровые, главным образом, напорные воды триасовых отложений принимают участие в формировании подземного питания рек на отдельных участках бассейнов рек Мезень, Вашка, Уфтюга, Виледь и др. Водообильность триасовых отложений в среднем невысокая; подземные воды приурочены к прослоям и линзам грубооломочного материала в глинистой толще.

Поровые воды в отложениях юрского возраста, связанные преимущественно с песчаными прослоями в глинах, принимают основное участие в подземном питании рек в бассейне притоков р. Мезени (реки Кыма, Сулла, Пысса и др.).

Таким образом, подземный сток на большей части территории Северо-Двинского артезианского бассейна формируется за счет дренирования водоносных горизонтов пермских, каменноугольных и четвертичных отложений. На отдельных небольших площадях в формировании подземного стока участвуют воды отложений юры, триаса, девона и венда.

На территории Балтийского щита в пределах Архангельской области левобережные притоки средней и нижней Онеги (реки Кожа, Сывтуга), реки бассейнов Онежского озера (реки Илекса, Нетома, Водла) и Онежской губы (реки Нюхча, Нименьга и др.) получают подземное питание главным образом за счет трещинных вод кристаллических пород архея-протерозоя. Подземные воды в последних приурочены к зоне интенсивной трещиноватости, прослеживающейся обычно на глубину до 30-50 м. Для маломощного четвертичного покрова этой территории характерно спорадическое распространение подземных вод, их участие в питании рек незначительно. Преимущественно суглинистый состав четвертичных отложений препятствует интенсивной инфильтрации атмосферных осадков, а неглубокий врез относительно молодой речной сети района обуславливает замедленный дренаж водоносных горизонтов четвертичных отложений и кристаллических пород (Малов, 2010).

5.3. Обеспеченность Архангельской области запасами питьевых подземных вод и их использование

Как отмечается в работе (Губайдуллин, 2002), прогнозные эксплуатационные ресурсы питьевых подземных вод Архангельской области весьма значительны. Распределены они по территории неравномерно, большая их часть сосредоточена в центре и на юго-западе, в зоне распространения карбонатных отложений каменноугольного и пермского возраста. Коэффициент извлечения потенциальных ресурсов пресных подземных вод весьма небольшой, всего 0,005 (Губайдуллин, 2002).

На территории области разведано 27 месторождений и участков пресных подземных вод, гидрогеологическая характеристика которых приведена в таблице 5.3. Утвержденные эксплуатационные запасы в них составляют 753,7 тыс. м³/сутки (Губайдуллин и др., 2002). Разведанные запасы пресных вод размещены в 17 административных районах области. В Шенкурском, Вилегодском районах и на Соловецких островах разведанные запасы отсутствуют. Основная часть утвержденных запасов подземных вод (до 80 %) сосредоточена в Плесецком районе. В настоящее время эксплуатируются 9 месторождений, в том числе три для розлива подземных вод.

Подземные воды добываются 1041 скважиной, из них 102 скважины приходится на 15 групповых водозаборов. Удельное хозяйственно-питьевое водопотребление подземных вод составляет в среднем 25 л/сут для сельского и 194 л/сут для городского населения. Водоснабжение наиболее крупных городов области осуществляется полностью за счет поверхностных вод. Суммарная водопотребность населения Архангельской области на ближайшую перспективу достигает 1638,55 тыс. м³/сут, что составляет всего 10,4 % от эксплуатационных ресурсов подземных вод.

Распределенный по площади отбор подземных вод в целом не оказывает существенного влияния на изменение гидрогеологических условий, истощение запасов подземных вод. Только на Онежском водозаборе за 25 лет его

эксплуатации наметилось снижение водопроницаемости основного продуктивного водоносного горизонта, а уровень подземных вод понизился до 5 м. Кроме того, на территории Северо-Онежского бокситового рудника под влиянием карьерного водоотлива наметилось снижение уровня подземных вод в основном продуктивном водоносном комплексе в радиусе 2,5-3,0 км (Губайдуллин, 2002).

Таблица 5.3 – Прогнозные ресурсы и утвержденные эксплуатационные запасы по административным районам Архангельской области, по (Губайдуллин, 2002)

Административные районы	Прогнозные эксплуатационные ресурсы питьевых вод, тыс. м ³ /сут	Запасы		Количество скважин
		прошедшие государственную экспертизу, всего, тыс. м ³ /сут	прошедшие апробацию на НТС, всего, тыс. м ³ /сутки	
Вельский	721,75	20,20		84
Верхнетоемский	592,91		5,70	21
Вилегодский	127,60			22
Виноградовский	660,41		1,00	35
Каргопольский	992,30	56,80		102
Красноборский	284,32		1,20	14
Коношский	872,28	12,12		68
Котласский	155,16	1,43		32
Ленский	262,03	2,90		18
Лешуконский	1274,54	5,20		37
Мезенский	1268,50		3,01	64
Няндомский	555,34	21,96		85
Онежский	492,94	4,42		23
Пинежский	1009,42		3,42	78
Плесецкий	3035,76	619,5		141
Приморский	1190,58	0,15	391,40	1
Устьянский	320,09		2,00	72
Холмогорский	1448,35	9,00		35
Шенкурский	462,81			43
НАО	4579,90	7,80	19,79	65
Всего по области	20306,99	761,47	426,7	1041

Лечебные минеральные и промышленные воды. В настоящее время наибольшее практическое значение имеет Северодвинский артезианский бассейн, в пределах которого почти все водоносные комплексы содержат минеральные воды.

Комплексы последовательно перекрывают друг друга. Минерализация вод увеличивается с глубиной. Минерализация 3-10 г/л характерна для глубин 50-100 м, химический состав этих вод сульфатный, хлоридно-сульфатный, сульфатно-хлоридный натриевый и кальциевый. С глубиной, наряду с увеличением минерализации до 35-70 г/л и более, химический состав становится хлоридным натриевым. В целом наблюдается увеличение содержания брома и йода с глубиной. На территории Северодвинского артезианского бассейна разведаны ряд месторождений минеральных вод, приведенных на рисунке 5.4.

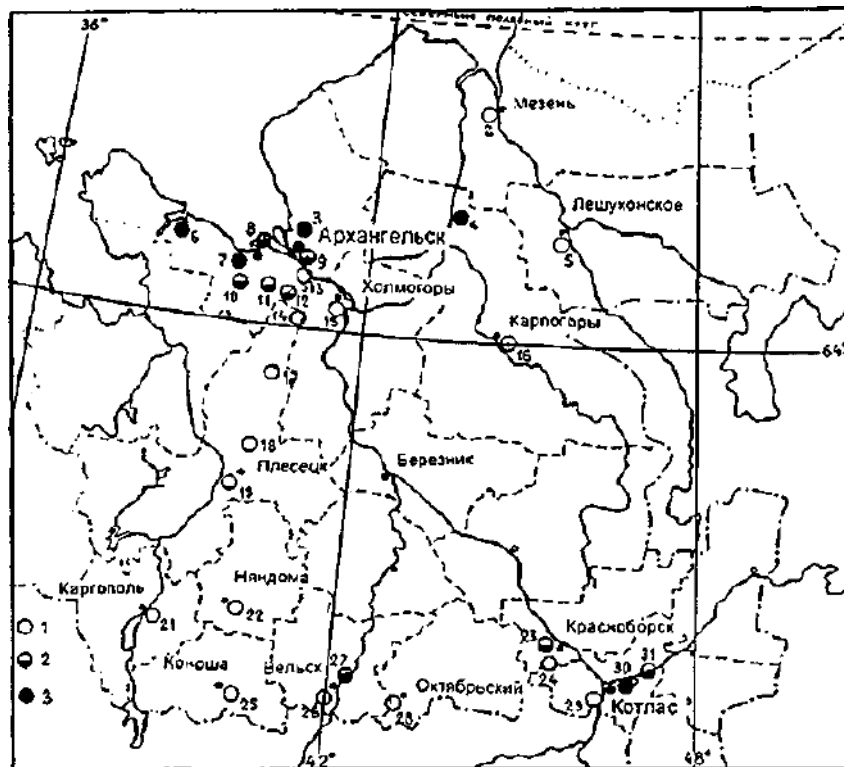


Рисунок 5.4. Схема расположения месторождений подземных вод Архангельской области, по (Макарова и др., 2000):

Месторождения: 1 – пресных питьевых вод, 2 – минеральных вод, 3 – рассолов и вод промышленного использования. Названия месторождений и их номера: 1 – Пермиловское, 2 – Мезенское, 3 – Северодвинское йодных вод, 4 – Кулойское рассолов, 5 – Лешуконское, 6 – Уна-Лудское рассолов, 7 – Ненокское рассолов, 8 – Северодвинское, 9 – Архангельское, 10 – Куртяевское, 11 – Лесное, 12 – Беломорское, 13 – Белогорское, 14 – Тундра-Ломовское, 15 – Товринское. 16 – Карпогорское, 17 – Пермиловское, 18 – Савинское, 19 – Дениславское, 20 – Березниковское, 21 – Каргопольское, 22 – Няндомское, 23 – Солониha, 24 – Красноборское, 25 – Коношское, 26-27 – Вельские, 28 – Октябрьское, 29 – Приводинское, 30 – Котласское и Сольвычегодское рассолов, 31 – Сольвычегодское

5.4. Защищенность подземных вод Архангельской области от природного и антропогенного загрязнения

В работе (Губайдуллин, 2002, 2003) приведена карта защищенности подземных вод от загрязнения на территорию Архангельской области и Ненецкого автономного округа. Отмечается, что по степени природной защищенности водоносные комплексы на значительной части территории (50 %) относятся к не защищенным и условно защищенным от загрязнения. При качественной оценке защищенности подземных вод учитывались мощность, литологический состав, фильтрационные свойства покровных и перекрывающих водоносный горизонт отложений. Во внимание принимались также соотношение уровней исследуемого и вышележащего водоносных горизонтов, наличие или отсутствие литологических, тектонических и геохимических барьеров. В данном исследовании карта приведена только для территории Архангельской области с сокращенными условными обозначениями (рисунок 5.5).

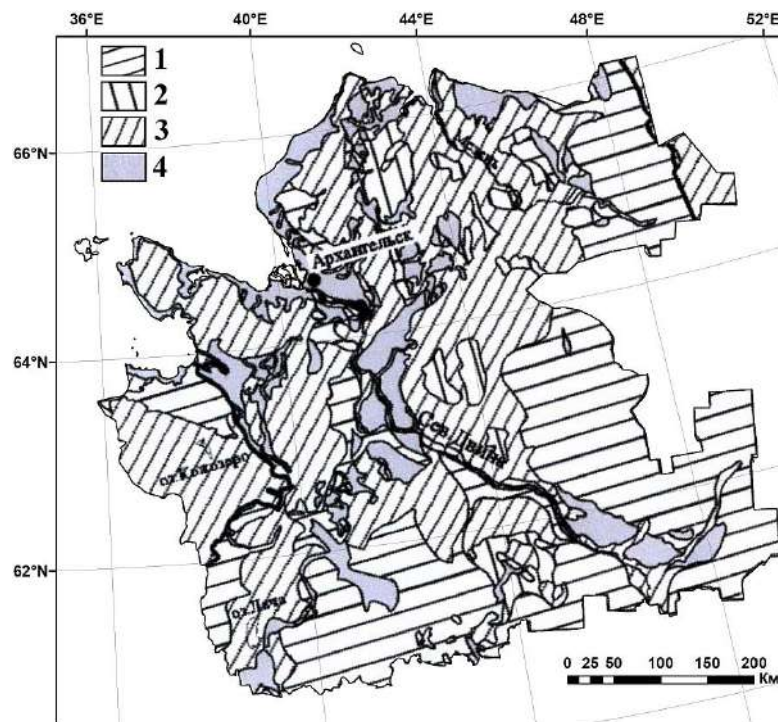


Рисунок 5.5. Карты защищенности водоносных горизонтов от загрязнения, по (Губайдуллин, 2002, 2003)

1 – надежно защищенные, 2 – условно защищенные, 3 – незащищенные, 4 – территории не оценены

5.4.1. Природное загрязнение подземных вод

Используемые пресные подземные воды области в целом по основным показателям соответствуют требованиям санитарных норм. Отклонения от норм наблюдаются по содержанию железа, сульфатов, марганца, стронция, по общей жесткости, по таким физическим показателям, как цветность и мутность. В ряде случаев присутствие в воде вышеперечисленных компонентов в концентрациях, превышающих ПДК, обусловлено природными факторами формирования гидрохимических условий: геологическим строением, литологическим составом водовмещающих пород, условиями питания и циркуляции вод. Обширные болота, служащие наряду с атмосферными осадками источниками питания подземных вод, обогащают их органическим веществом, свободной углекислотой и железом. Так, например, для водоносного комплекса верхнепермских отложений в южной части области характерно повышенное содержание железа до 5-10 ПДК, выпадение которого при окислении в осадок ухудшает органолептические показатели воды (мутность, цветность, вкус). К узкой полосе отложений казанско-татарского яруса верхней перми, протягивающихся в меридиональном направлении и содержащих целестин, приурочены локальные участки подземных вод с повышенным содержанием до 2-5 ПДК стронция. ПДК стронция для пресных вод составляют 7 мг/л, для минеральных – 25 мг/л. На рисунке 5.6 приведена схема распределения стронция в подземных водах первого от поверхности водоносного горизонта, построенная автором ранее для территории Юго-Восточного Беломорья (Полякова, Малов, 2005; Полякова, 2009, 2012б). Эти воды наиболее опасны для потребления, поскольку стронций является биологически активным элементом и воздействует на костную систему человека, вызывая заболевание, подобное Уровской эндемии (Полякова, 2012а).

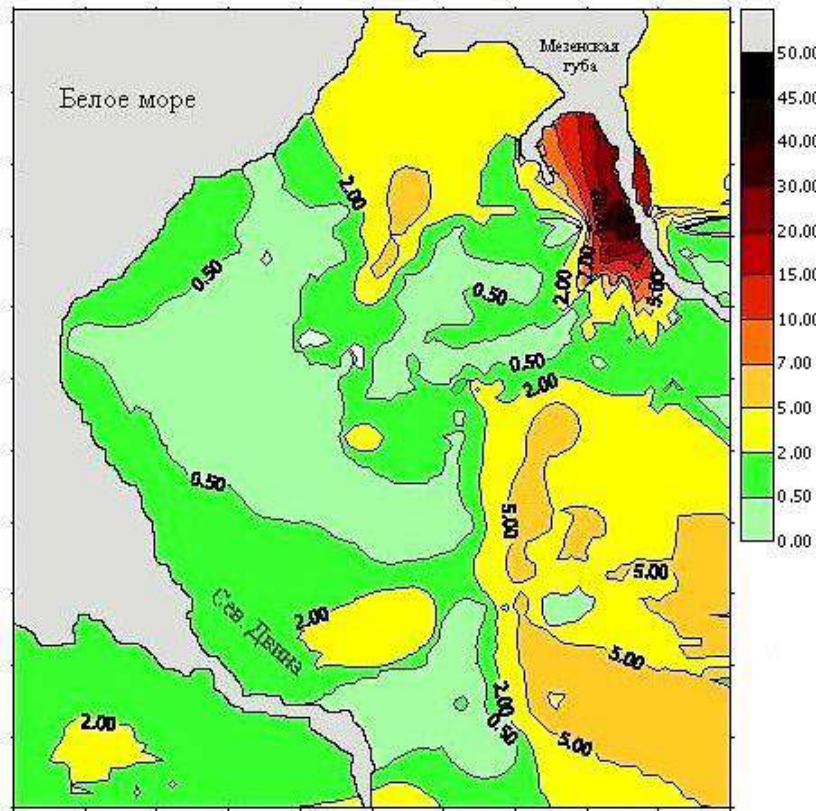


Рисунок 5.6. Схема распределения стронция в подземных водах первого от поверхности водоносного горизонта для территории ЮВБ

В таблице 5.4 приведены показатели для некоторых нормируемых компонентов. Выделяется 4 класса опасности веществ: 1 – чрезвычайно опасные химические элементы; 2 – высоко опасные; 3 – опасные; 4 – умеренно опасные.

Таблица 5.4 – Некоторые нормируемые компоненты для пресных подземных вод

Компоненты	Нормативы (ПДК), мг/л	Класс опасности
Общая минерализация (сухой остаток)	1000 (1500)	-
Жесткость общая	7 (10)	-
Железо (суммарно)	0,3 (1)	3
Сульфаты (SO_4^{2-})	500	4
Хлориды (Cl^-)	350	4
Стронций стабильный (Sr^{2+})	7	2
Натрий (Na^+)	200	2
Кальций (Ca^{2+})*	100	-
Магний (Mg^{2+})*	50	-
pH	6-9	-

* Нормируются Европейским сообществом (European Community, EC) «Директивой по Питьевой Воде» (Drinking Water Directive).

В таблице 5.5 и на рисунке 5.7 приведены концентрации некоторых нормируемых компонентов по водоносным комплексам на исследуемой территории, по (Полякова, Мырцева, 2016; Polyakova, Myrtseva, 2016).

Таблица 5.5 – Содержания некоторых компонентов в пресных подземных водах, мг/л

Водоносный комплекс		Sr ²⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻
Vpd	минимум	0,04	27,96	12,74	51,21	2,10	225,70	10,47
	среднее	1,42	49,81	28,77	152,60	66,63	296,05	177,72
	максимум	4,38	103,87	72,32	489,46	196,69	372,10	892,70
C ₂₊₃ -P _{1a}	минимум	0,00	4,00	4,55	1,01	0,00	42,50	3,40
	среднее	0,30	45,95	19,17	8,65	36,34	187,76	10,43
	максимум	2,50	188,30	52,08	48,50	502,44	381,86	45,36
P _{1s}	минимум	0,01	28,36	4,10	1,95	54,73	42,70	6,23
	среднее	4,91	403,36	25,17	13,60	975,11	124,07	22,68
	максимум	7,00	587,00	67,49	62,21	1405,39	263,52	105,20
P _{2kz}	минимум	0,17	8,22	0,00	0,00	0,00	31,90	1,13
	среднее	11,75	36,00	18,05	84,31	52,51	303,31	51,41
	максимум	51,25	73,98	58,69	954,00	500,00	558,94	1242,17
Q	минимум	0,00	1,55	1,90	2,44	0,00	12,10	8,43
	среднее	0,44	37,38	15,16	26,44	26,58	198,43	21,17
	максимум	1,60	123,08	28,93	139,74	284,35	475,85	89,34

На Севере Русской плиты в пределах Северо-Двинского артезианского бассейна наиболее перспективными являются средне-верхнекаменноугольный-нижнепермский, верхнепермский и четвертичный водоносные комплексы. Однако для централизованного водоснабжения могут использоваться только подземные воды четвертичного и средне-верхнекаменноугольного-нижнепермского водоносных комплексов. Некондиция верхнепермского водоносного комплекса связана, прежде всего, с повышенными концентрациями стронция. Потребление этих вод в питьевых целях может приводить к аккумуляции стронция в организме

человека, развитию экологозависимых патологий и эндемических заболеваний. Эксплуатация данных подземных вод возможна только после предварительной очистки и водоподготовки.

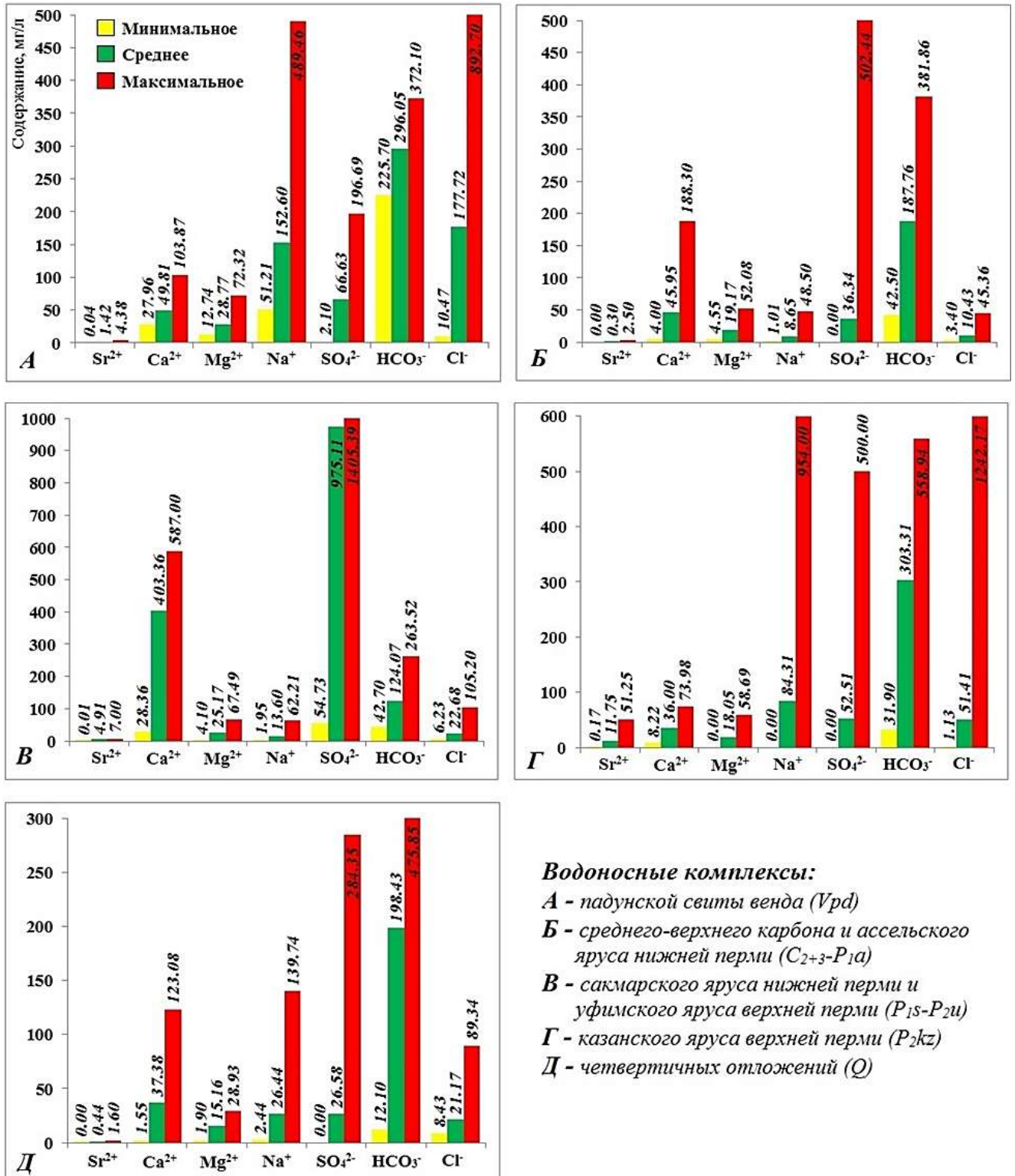


Рисунок 5.7. Концентрации некоторых нормируемых компонентов в водоносных комплексах севера Русской плиты, мг/л, по (Полякова, Мырцева, 2016; Polyakova, Myrtseva, 2016)

5.4.2. Антропогенное загрязнение подземных вод

Выполненный в работах (Губайдуллин и др., 2002; Губайдуллин, 2003) анализ свидетельствует, что загрязнение подземных вод в пределах рассматриваемой территории происходит при нерациональной эксплуатации водозаборных скважин, загрязнении прилегающей к устьям скважин территории, загрязнении зоны аэрации и водоносных горизонтов.

Антропогенная деятельность оказывает негативное воздействие на качественный состав подземных вод Архангельской области. По количеству загрязняющих веществ и степени их отрицательного влияния на подземные воды приоритет принадлежит деревообрабатывающей, целлюлозно-бумажной и перерабатывающей промышленностям, объектам сельского хозяйства, нефтесервиса и социальной инфраструктуры, разрабатываемым месторождениям твердых полезных ископаемых, нефти и газа. На данный момент какого-либо отрицательного влияния на подземные воды разработки нефтяных месторождений не установлено, однако в перспективе проблема охраны подземных вод станет одной из актуальных.

Наибольшую техногенную нагрузку испытывают промышленно развитые районы. Ухудшение качества подземных вод связано с увеличением минерализации, с ростом концентрации азотсодержащих компонентов, хлоридов, с появлением несвойственных водоносным комплексам химических соединений, таких как нефтепродукты, фенолы, формальдегиды, полиароматические углеводороды. Отмечается загрязнение подземных вод тяжелыми металлами, железом и марганцем. Загрязнению подвержены в первую очередь водоносные комплексы, содержащие безнапорные воды и характеризующиеся отсутствием естественной защищенности. Отмечено ухудшение качества подземных вод следующих основных водоносных комплексов: верхнечетвертичного-современного аллювиального, четвертичного, татарского, казанского, средне-верхнекаменноугольного и нижнепермского. Наибольшую техногенную нагрузку испытывает водоносный верхнечетвертичный-современный аллювиальный

комплекс. Область загрязнения носит локальный характер и, как правило, ограничивается площадью населенных пунктов или производственных объектов.

В последние годы в результате проведения геолого-экологических исследований установлено локальное загрязнение грунтов и грунтовых вод нефтепродуктами на ряде объектов хранения, переработки, транспортировки нефти и нефтепродуктов на территории Архангельской области. Причинами этого являются систематические разливы и аварийные утечки нефтепродуктов из емкостей и трубопроводов на территориях предприятий вышеназванных профилей деятельности (Губайдуллин и др., 2002; Губайдуллин, 2003).

5.5. Геоэкологическая оценка состояния подземных вод на основе геоморфометрического анализа

5.5.1. Деятельность атмосферных осадков

В зоне избыточного увлажнения питание подземных вод за счет инфильтрации снеговых и дождевых вод происходит практически повсеместно. Однако интенсивность этого процесса, как во времени, так и по территории неодинакова, что связано с расчлененностью рельефа, типом почв, размещением растительности и т.п.

В работе (Джамалов и др., 1996) отмечается, что величина инфильтрации зимних твердых осадков зависит от времени оттаивания почвы, рельефа местности, характера растительности, водопроницаемости пород и др. При весеннем снеготаянии на ровном плато условия для инфильтрации будут более благоприятными, чем на крутых склонах. Инфильтрация оказывается также более интенсивной на участках, покрытых растительностью, поскольку она замедляет скорость таяния снега и уменьшает поверхностный сток.

Жидкие атмосферные осадки имеют минерализацию, которая изменяется от 3-4 до 50-60, реже 100 мг/л и принадлежат к ультрапресным водам. Концентрация главных растворенных газов в осадках полностью соответствует парциальному давлению их в атмосфере и растворимости при данных условиях: N_2 содержится до

12 мг/л, O_2 – до 6-8 мг/л и CO_2 – около 0,5-0,6 мг/л. Количество CO_2 определяет величину рН осадков: они преимущественно имеют слабокислую реакцию, рН изменяется в интервале 5-6,2. Наличие агрессивных газов (CO_2 и O_2), слабокислая реакция воды, а также присутствие микроорганизмов обуславливают сравнительно высокую растворяющую способность атмосферных осадков по отношению к горным породам. Опускаясь на поверхность Земли и проходя через почвенный горизонт, они обогащаются CO_2 биогенного генезиса и микрофлорой, накапливающимися в почве, вследствие чего растворяющая способность их резко увеличивается. Жидкие осадки являются, таким образом, мощным фактором, разрушающим и растворяющим горные породы, и формируют другие группы природных вод – поверхностные и подземные (Джамалов и др., 1996).

Среднегодовой состав атмосферных осадков на территории Севера Русской плиты следующий, по (Малов, 2003):

$$M 0,008 \frac{Cl_{36} SO_4 29 HCO_3 28 NO_3 7}{Na_{33} Ca_{30} Mg_{20} NH_4 10 K 7}$$

Максимальное воздействие атмосферных осадков на горные породы проявляется там, где мощность перекрывающих четвертичных отложений минимальна. Но данный процесс активен только в верхней части разреза, поскольку, проходя через породы, воды осадков постепенно теряют свою высокую растворяющую способность, насыщаясь катионами и анионами. Процесс растворения идет до определенного предела, ограниченного значениями растворимости пород, и далее сменяется осаждением (Малов, 2003).

Растворимость некоторых карбонатных и сульфатных соединений в дистиллированной воде при температуре 20°C следующая, г/л: $CaSO_4$ – 2,0; $SrSO_4$ – 0,11; $CaCO_3$ – $6,94 \cdot 10^{-3}$; $SrCO_3$ – $5,91 \cdot 10^{-3}$ (Самарина, 1977). Т. е. процесс растворения данных соединений идет до указанных значений концентраций их в растворе, далее сменяется процессом осаждения.

5.5.2. Расчлененность рельефа

Показатель расчлененности рельефа косвенным образом определяет химический состав подземных вод. Чем выше неоднородность (расчлененность) рельефа, меньше толща перекрывающих коренные породы четвертичных отложений, тем большее количество пресных атмосферных вод достигнет водоносных толщ и путем растворения и выщелачивания пород сформирует определенный химический состав подземных вод (Джамалов и др., 1996). В то же время, сравнительно невысокая расчлененность рельефа обуславливает и невысокую интенсивность водообмена и как следствие – почти в 2 раза более высокую минерализацию подземных вод (Зверев, 2011).

На рисунке 5.8 приведены карты рассчитанных по ЦМР и кластеризованных значений индекса расчлененности для территории Архангельской области, в таблицах 5.6-5.7 – статистические параметры. Наибольшей расчлененностью характеризуются возвышенности – Беломорско-Кулойское плато, Коношско-Няндомская возвышенность, Устьянское плато и возвышенность Двинско-Пинежского междуречья.

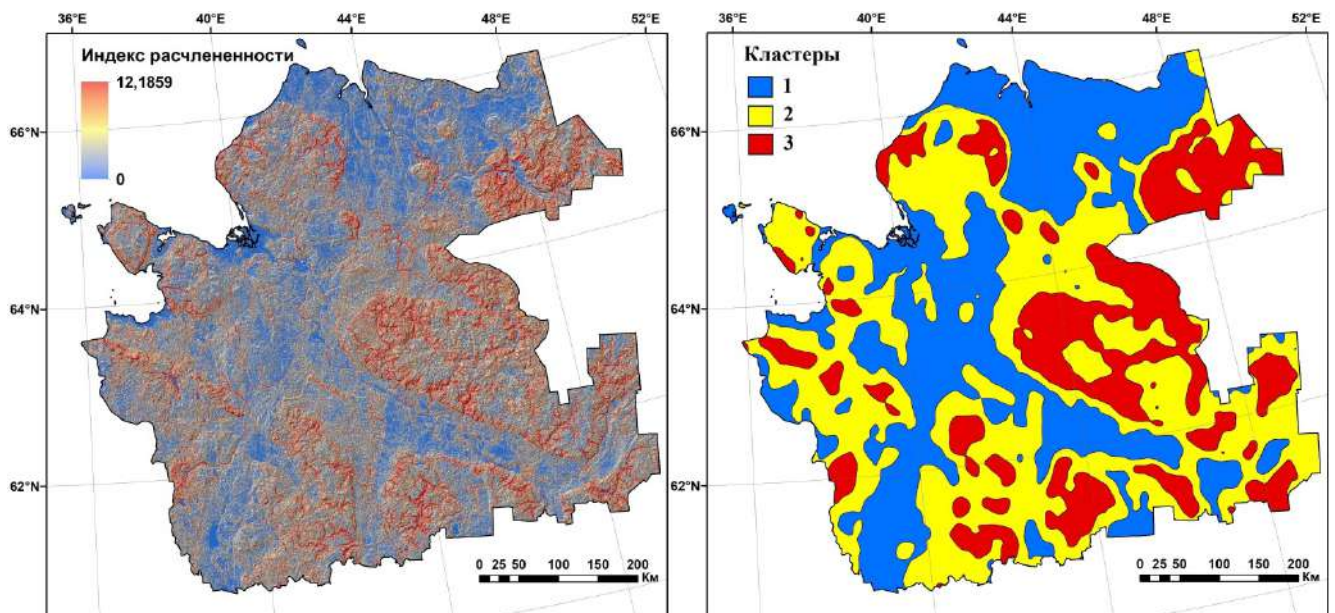


Рисунок 5.8. Индекс расчлененности рельефа (А) и его кластерные значения (Б), по (Полякова, 2020):

Кластеры: 1 – минимальных, 2 – средних, 3 – максимальных значений

Таблица 5.6 – Статистические параметры для индекса расчлененности рельефа

Интервалы значений	Количество ячеек	Занимаемая площадь	
		км ²	%
0-1	585905	998,58	0,17
1-2	19438279	33129,36	5,64
2-3	45321520	77243,10	13,15
3-4	49388395	84174,42	14,33
4-5	45287055	77184,36	13,14
5-6	37084377	63204,24	10,76
6-7	29915650	50986,32	8,68
7-8	23953199	40824,30	6,95
8-9	19403814	33070,62	5,63
9-10	15302475	26080,56	4,44
10-11	12441877	21205,14	3,61
11-12	9822534	16740,90	2,85
12-13	7961423	13568,94	2,31
13-14	6479426	11043,12	1,88
14-15	5100825	8693,52	1,48
15-16	3894548	6637,62	1,13
16-17	3101853	5286,60	0,90
> 17	10201650	17387,04	2,96
Всего	344650349	587400,00	100,00

Таблица 5.7 – Статистические параметры для кластеров индекса расчлененности рельефа

Параметры	Класс 1	Класс 2	Класс 3
Минимальное значение	0,00	5,66	12,00
Максимальное значение	5,66	12,00	17,75
Среднее значение	3,21	8,11	15,90
Отклонение	1,76	3,05	15,04
Площадь, ячеек / км ²	202826730 / 345684,90	109495415 / 186616,98	32328202 / 55098,12
Доля, %	58,85	31,77	9,38

5.5.3. Геоэкологическая оценка состояния подземных вод

Рассмотрим взаимосвязь химического состава подземных вод и индекса расчлененности рельефа на примере Юго-Восточного Беломорья (ЮВБ). На данной

территории выделяются все области развития подземных вод, характерные для Севера Русской плиты в целом.

На территории ЮВБ водоупор присутствует только в восточной части, на западе он эродирован. В зоне свободного водообмена здесь находятся все водоносные горизонты, приуроченные к четвертичным отложениям, а также верхние части водоносных горизонтов и комплексов пермской, каменноугольной и вендской систем (Малов, 2003).

Согласно (Малов, 2003) в верхней части гидрогеологического разреза ЮВБ мощностью 100-250 м выделяется пять основных областей развития подземных вод различного качества: 1) пресные кондиционные; 2) пресные некондиционные; 3) солоноватые; 4) соленые; 5) смешанные (номера на рисунке 5.9).

В данном исследовании проведено пространственное сопоставление областей развития подземных вод различного качества с кластерными значениями индекса расчлененности рельефа (классы: 1 – минимальных, 2 – средних, 3 – максимальных значений), отображенное на рисунке 5.9.

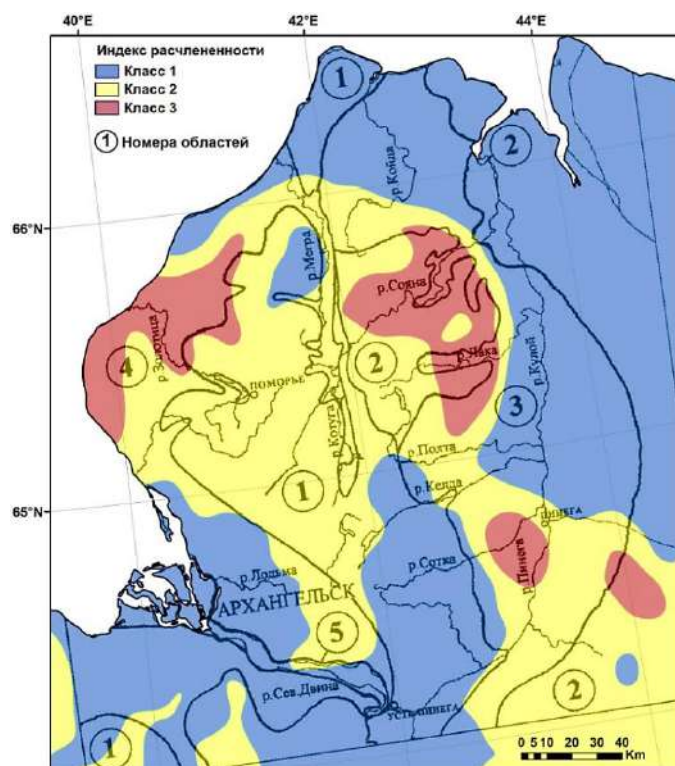


Рисунок 5.9. Схема сопоставления областей развития подземных вод различного качества с кластерными значениями индекса расчлененности рельефа, по (Полякова, 2020)

Область развития пресных кондиционных вод (область 1 на рисунке 5.9) включает в себя водоносные комплексы песчаников и алевролитов падунской свиты венда и урзугской свиты среднего карбона, приуроченные к возвышенным частям территории в основном с абсолютными отметками выше 60-140 м, а также карбонатных пород среднего-верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми, представленных известняками и доломитами с редкими прослоями гипсов.

Большая мощность зоны пресных вод – до 200 м (за исключением участка на побережье Белого моря, в междуречье Мегры и Койды, где она, видимо, не превышает 40-50 м ввиду низкого гипсометрического положения), причем она опускается на 100 м ниже уровня моря, – объясняется широким развитием в пределах данной площади переуглубленных до 100-250 м палеодолин верхнеплиоценового возраста, включающих в себя почти полный разрез плейстоцена с фрагментами неогеновых осадков в основании. Эти сравнительно узкие и глубокие палеодолины осуществляли интенсивное дренирование и опреснение водоносных толщ с вымыванием растворимых соединений на протяжении 1-2 млн. лет.

В четвертичное время на составе подземных вод этой площади практически не отразилось воздействие морских трансгрессий. Для нее характерен маломощный, в основном до 10, реже до 20-40 м, чехол четвертичных отложений преимущественно песчано-супесчаного состава, значительная расчлененность рельефа, что способствует повышенной инфильтрации атмосферных осадков (рисунок 5.10). Однако, повышение базиса эрозии, произошедшее за четвертичный период и вызвавшее заполнение палеодолин ледниковыми и морскими отложениями, способствовало поднятию границы минерализованных вод вверх по разрезу, в основном, под современными речными руслами (рисунок 2.5 раздела 2.3 Главы 2).

Современная активизация разломов, закарстованность территории способствуют формированию эффективной зоны взаимосвязи подземных вод с поверхностными условиями. Так, в зоне разлома происходит процесс разубоживания минерализованных вод пресными, что отображается на петромагнитной модели палеодолины (рисунок 5.11) и является свидетельством современных геохимических процессов, а также подтверждается результатами георадиолокационных

наблюдений с использованием георадара ГРОТ-12 по одному из профилей на геофизическом опытно-методическом полигоне «Белая-2» (Волкомирская и др., 2009).

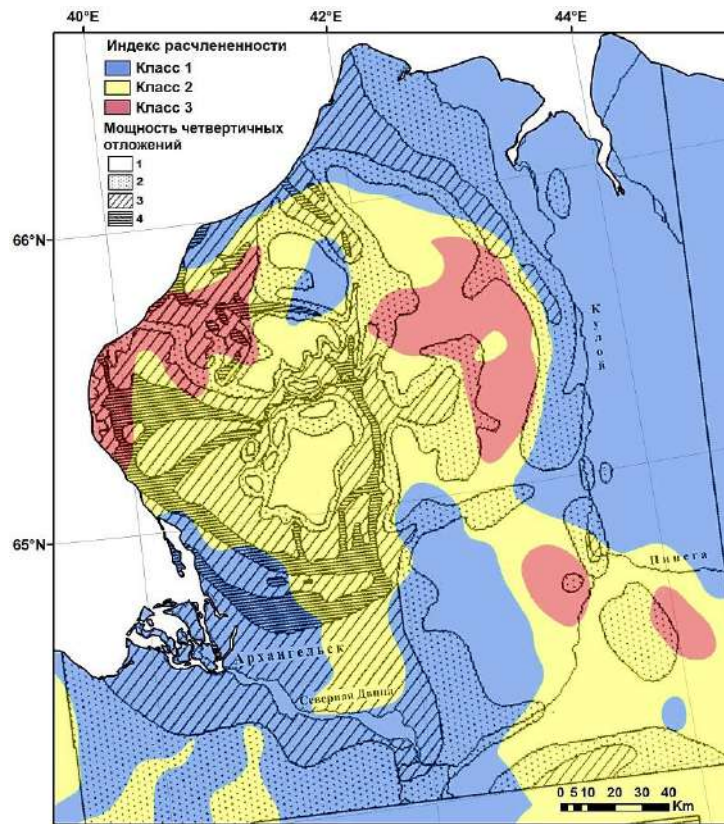


Рисунок 5.10. Сопоставление схемы мощностей четвертичных отложений Юго-Восточного Беломорья, по (Малов, 2003) с кластерными значениями индекса расчлененности рельефа:

1 – до 10 м, 2 – 10-20 м, 3 – 20-100 м, 4 – >100 м

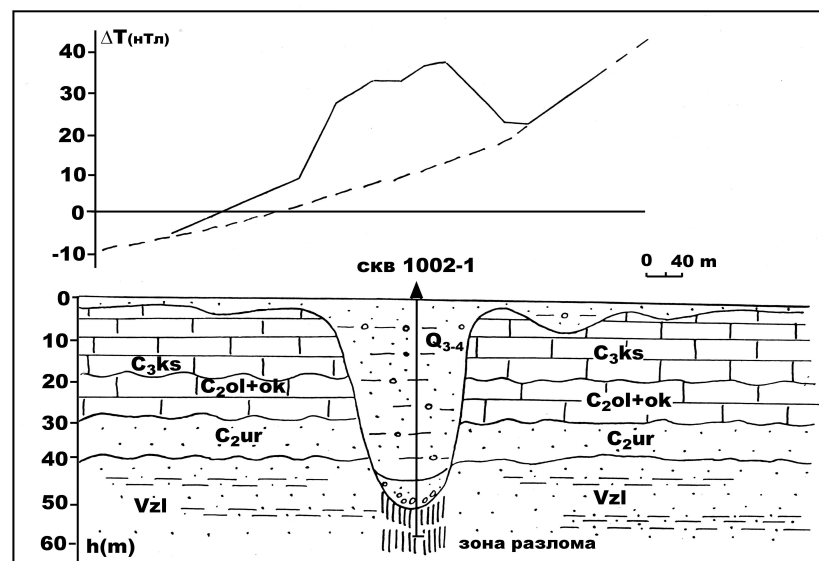


Рисунок 5.11. Петромагнитная модель палеодолины, по (Кутинов, Чистова, 2004, с. 231)

На площади развития пресных подземных вод могут быть размещены водозаборы для централизованного водоснабжения таких крупных городов, как Архангельск, Северодвинск, Новодвинск. Наиболее подходящим местом для их сооружения являются долина верхнего течения р. Пачуги и оз. Пачозеро, расположенные в 40-80 км северо-восточнее Архангельска. Здесь находится Пачугское месторождение пресных подземных вод с прогнозными запасами порядка 500 тыс. м³/сут (Малов, 2004).

Область развития пресных некондиционных вод (область 2 на рисунке 5.9) связана с водоносными комплексами песчаников и алевролитов турьинской свиты сакмарского яруса нижней перми, песчаников и алевролитов уфимского яруса верхней перми и карбонатных пород казанского яруса верхней перми. Несмотря на сходство коллекторских свойств и состава водовмещающих пород, а также основных гидродинамических условий водоносных комплексов эта площадь выделена в качестве области пресных некондиционных вод в связи с наличием в разрезе водоносной толщи уфимских отложений верхней перми целестина, обуславливающего присутствие в подземных водах повышенных концентраций стронция.

Эта площадь, как и площадь пресных кондиционных вод, приурочена к наиболее приподнятым частям территории – району среднего течения р. Сояны и верхнего течения р. Лаки – с абсолютными отметками более 60-140 м, а также к участкам развития карбонатных отложений казанского яруса верхней перми на северо- и юго-востоке. Для этой территории характерен маломощный чехол четвертичных образований, средние и высокие значения индекса расчлененности рельефа и карстообразование.

В зоне развития пресных некондиционных вод с геоморфометрической точки зрения выделяется участок в районе нижнего течения р. Мезень. В процессе геологоразведочных работ на подземные воды карбонатных отложений казанского яруса верхней перми скважинами в поселках Мезень, Каменка, Карпогоры, расположенными на площадях основного развития казанского водоносного комплекса, непосредственно вскрыты пресные воды с содержаниями стронция от 1,5

до 45 мг/л (средние содержания 7-14 мг/л). Результатами спектрального анализа образцов керна скважин установлены высокие содержания стронция и в водовмещающих породах – 0,2-10 %. Кларк стронция в литосфере составляет 0,034 %, в воде океанов при минерализации 35 г/л – 8 мг/л (Полякова, 2009, 2012б).

Минимальная мощность (вплоть до полного отсутствия) перекрывающих четвертичных отложений обнажает водовмещающий комплекс на поверхности. Водопроницаемость пород высокая (1050 м²/сутки, таблица 5.2). В то же время индекс расчлененности рельефа низкий. Однако, эта территория, согласно рисунку 3.27 (раздел 3.4 Главы 3) характеризуется как зона аккумуляции материала. В работе (Флоринский, 2010, с. 208) отмечается, что «накапливаемые в зонах относительной аккумуляции вещества могут закрепляться в почве и грунтах, вновь участвовать в поверхностном массопереносе в период весеннего снеготаяния и вовлекаться в процесс нисходящей миграции по трещинам горных пород. При нисходящей миграции солей и поллютантов возможна минерализация и загрязнение водоносных горизонтов». Возможность накопления материала подтверждается также выделением по ЦМР бессточных впадин, на этой территории плотность впадин максимальная (рисунки 4.12-4.13 раздела 4.4 Главы 4).

Таким образом, сезонность промывания казанских водовмещающих пород способствует, с одной стороны, максимальному вымыванию стронция из пород в пресные подземные воды, с другой, – его концентрации в них вследствие малого разбавления атмосферными осадками. В связи с этим, именно в зонах аккумуляции (максимальной плотности бессточных впадин) необходимо проводить гидрогеологический мониторинг и защитные мероприятия.

Область развития солоноватых вод (область 3 на рисунке 5.9) приурочена к областям распространения гипсов и ангидритов с прослоями доломитов, песчаников и алевролитов соткинской свиты и карбонатных пород кулогорской и полтинской свит сакмарского яруса нижней перми, а также огипсованных песчаников и алевролитов с прослоями глин, мергелей, доломитов и известняков уфимского яруса верхней перми. Область солоноватых вод приурочена к пониженным частям

территории с абсолютными отметками 100-60 м, тяготеющим к долинам р. Кулой и нижних течений его левых притоков.

В отличие от западной части ЮВБ, здесь отсутствуют глубокие врезы палеодолин; речные долины молодые голоценового возраста, с минимальной мощностью четвертичных отложений; т. е. такого длительного «промывания» мощных водоносных толщ, как на площади распространения пресных кондиционных вод, или такого сравнительно непродолжительного, но интенсивного, за счет существенного по сравнению с прилегающими территориями послеледникового поднятия, как на площадях развития пресных некондиционных вод, здесь не было. Однако, мощность чехла перекрывающих четвертичных отложений в пределах площади солоноватых вод минимальна, как правило, она не превышает 10-15 м, что способствует активному развитию на этой территории современных экзогенных процессов (Малов, 2003).

На рисунке 3.27 (раздел 3.4 Главы 3) эта территория выделена как зона с максимальной вероятностью проявления эрозионных процессов. Это, прежде всего, карстовые процессы, достигающие максимального развития в бассейне р. Сотки и на правом берегу р. Пинеги. На поверхности карст проявляется в виде многочисленных воронок и сухих долин, на глубине – в развитии протяженных пещер. Подземные воды в гипсово-ангидритовой толще общей мощностью 40-80 м приурочены в основном к прослоям песчаников, алевролитов и доломитов и подземным карстовым формам, тяготеющим к их контактам с гипсами и ангидритами. Затронута карстом и толща огипсованных терригенных пород уфимского яруса в местах выхода под четвертичные породы. Процессы растворения гипсовых включений проявляются в поверхностных карстовых формах.

Агрессивное воздействие атмосферных осадков в этой зоне является максимальным. За счет сильной расчлененности и высокой проводимости пород (2500 м²/сутки, таблица 5.2) проникающие атмосферные осадки обеспечивают растворение значительных включений гипса и ангидрита в карбонатных породах, что способствует смене гидрокарбонатного магниево-кальциевого химического состава подземных вод на сульфатно-кальциевый с минерализацией 2-2,5 г/л.

Область соленых вод (область 4 на рисунке 5.9) включает водоносные комплексы венда: песчаников и алевролитов падунской свиты – в пределах Северо-Двинской впадины и переуглубленных палеодолин; алевролитов, переслаивающихся с аргиллитами мезенской и усть-пинежской свит венда, выходящих под четвертичные отложения в виде полосы шириной 20-30 км по Зимнему берегу Белого моря и побережью Двинского залива.

Для площади развития соленых вод характерна повышенная мощность чехла кайнозойских образований, особенно в зонах развития переуглубленных палеодолин (рисунок 2.5 раздела 2.3 Главы 2). В разрезах кайнозойских образований преобладают глины и суглинки морского и ледникового происхождения, они играют экранирующую роль для водоносных комплексов дочетвертичных пород, затрудняя их питание атмосферными осадками и опреснение. Кроме того, морские глины содержат практически не опресненные поровые воды с минерализацией до 35 г/л, что является выше таковой для соленых вод в нижезалегающих водоносных комплексах (порядка 10-27 г/л). Это обуславливает дополнительный фактор формирования соленых вод – поступление их в водоносные комплексы из толщи глин микулинского межледниковья (Малов, 2003).

Таким образом, несмотря на высокие значения индекса расчлененности рельефа, водоносные комплексы венда, перекрытые с поверхности мощным слоем четвертичных образований, а также имеющие водоупор в виде микулинских глин, оказываются защищенными от растворяющей и опресняющей деятельности атмосферных осадков.

Смешанные воды (область 5 на рисунке 5.9) характерны для водоносных комплексов четвертичных отложений речных долин. Водоносный комплекс четвертичных отложений долины р. Северной Двины приурочен к толще песчано-глинистых отложений мощностью до 40-50 м. Ширина долины 2-7 км, она прорезана в микулинских и валдайских глинах и суглинках. Борта долины возвышаются над поверхностью песчаной толщи на 20-40 м; поверхность песчаной толщи превышает урез воды в реке на 3-10 м, образуя высокую пойму. Верхняя часть разреза песчано-глинистой толщи в долине р. Северной Двины представлена 3-8-метровым слоем

суглинков, глин и супесей, что затрудняет инфильтрационное питание водоносного комплекса. При слое атмосферных осадков 500 мм в год на инфильтрацию уходит порядка 20 % (Малов, 2003).

В водоносном комплексе речной долины присутствуют как пресные, так и соленые воды. Однако их смешению препятствует максимальная толщина перекрывающих отложений и низкая расчлененность рельефа, что также защищает соленые воды от деятельности атмосферных осадков, а также глинистый микулинский водоупор.

Таким образом, показано, что **индекс расчлененности рельефа предопределяет химический состав подземных вод. Высокая расчлененность рельефа, малая толщина перекрывающих коренные породы четвертичных отложений, отсутствие водоупора способствуют опреснению подземных вод за счет проникновения ультрапресных атмосферных осадков. Низкая расчлененность рельефа обуславливает и невысокую интенсивность водообмена и, как следствие, – более высокую минерализацию подземных вод (четвертое защищаемое положение).**

Также в исследовании проведено сопоставление карты защищенности подземных вод с кластерными значениями плотности бессточных впадин, выделенных по ЦМР, результат отображен на рисунке 5.12. Подробно о топологии бессточных впадин и методике их выделения на ЦМР описано в Главе 4. Поскольку бессточная впадина – это накопитель, то в таких областях могут аккумулироваться осадки, в том числе и загрязняющие вещества, и далее происходит их промывание в нижележащие водоносные горизонты. Из рисунка 5.12 видно, что территории с незащищенными водоносными комплексами пространственно совпадают с максимальными значениями плотности бессточных впадин. Это вызывает серьезную экологическую напряженность, поскольку на этих же территориях располагаются основные источники антропогенного воздействия на природную среду Архангельской области (рисунок 4.28) и очаги загрязнения грунтов и грунтовых вод нефтепродуктами (рисунок 4.29).

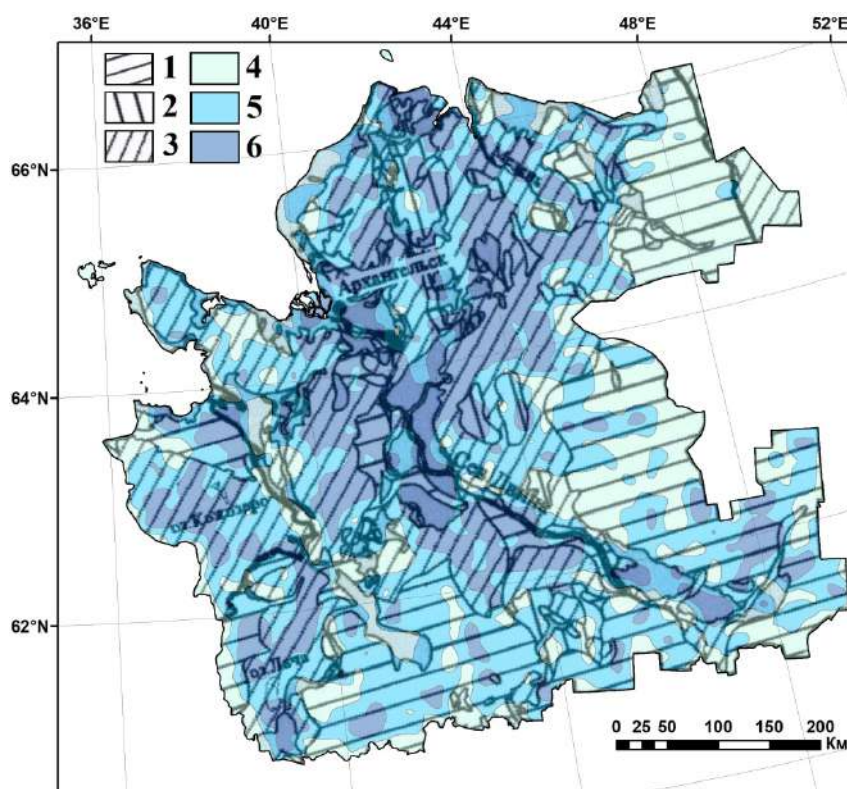


Рисунок 5.12. Защищенность подземных вод от загрязнения, по (Губайдуллин, 2002) и кластерные значения плотности бессточных впадин: 1-3 – защищенность водоносных комплексов: 1 – надежно защищенные, 2 – условно защищенные, 3 – незащищенные; 4-6 – кластерные значения плотности впадин: 4 – минимальные, 5 – средние, 6 – максимальные

Подобные закономерности могут негативно сказываться на качестве подземных вод, вызывая их загрязнение и изменение химического состава.

Таким образом, еще раз подтверждается вывод о том, что природные особенности рельефа, предрасполагающие к аккумуляции материала и его неоднородность, вызывающая проникновение загрязнителей в водоносные комплексы, установленные на основе геоморфометрического анализа ЦМР, необходимо учитывать при планировании хозяйственной деятельности и проведении гидрогеологического мониторинга.

ГЛАВА VI

ЦИФРОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА В СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ

6.1. Структурно-тектоническое развитие Севера Русской плиты

По наблюдаемому и трансформированному гравитационному и магнитному полям в фундаменте севера Русской плиты прослеживаются протяженные линейные аномалии северо-западного простирания, обусловленные наложенными на архейские образования свекофено-карельскими складчатыми зонами, размещение которых определяют глубинные региональные разломы, вмещающие интрузии ультраосновного состава. Для ранней стадии развития этих структур в позднем архее характерен преобладающий режим растяжения, сформировавший раздвиги и сбросы северо-западного простирания. Вдоль разломов формировались зеленокаменные пояса различного типа (Воронья-Колмозерский, Имандра-Варзугский, Хаутаварский, Ветренопоясной, Гимольский) (Савицкий и др., 1986). Грабеноподобный характер прогибов, мощный мантийный вулканизм, начальные условия растяжения дают возможность предположить о проявлении процессов рифтогенеза в условиях консолидированной архейской коры (Геология и геохронология..., 1990; Gaal, Gorbachev, 1987).

В конце позднего архея, в связи со складчатостью (преобладающий режим сжатия), раздвиги и сбросы преобразовались в взбросо-сдвиги и надвиги. Позднеархейские геологические события привели к кратонизации структур Балтийского щита и к формированию преимущественно гранулит-гнейсовых комплексов в Кольском мегаблоке и гранит-зеленокаменных в Карельском, что и определило основные различия этих блоков по составу и строению (Магматизм и металлогения..., 1993).

Раннепротерозойский период развития Балтийского щита и севера Русской плиты определил их современный тектонический облик. Большинство позднеархейских дизъюнктивных структур сохранило свою активность и в

раннем протерозое. Унаследованность в развитии подчеркивается пространственной приуроченностью линейных рифтогенных структур (Ветренопоясная, Имандра-Варзугская, Печенгская), протоорогенных поясов, прогибов и впадин (Савицкий и др., 1986). Созданный в процессе архейской эволюции единый кратон, после периода денудации, подвергся процессам рифтогенеза. По данным А.Д. Щеглова (Магматизм и металлогения..., 1993) эти процессы, начавшиеся уже в сумии (2500 млн. лет), развивались на протяжении сумийско-сариолийского, ятулийского и людовико-калевийского периодов. В раннем протерозое, так же как и в позднем архее, разломы формировались при чередовании условий растяжения-сжатия. Первые преобладали при заложении разрывных структур, вторые – при их завершении. Наиболее мощно и широко процессы сжатия проявились в карельский (1700-1950 млн. лет) этап разломообразования (Савицкий и др., 1986). Надвиги, сбросы, сдвиги и своеобразные зоны складчато-разрывных дислокаций определяют морфо-кинематический рисунок разломных структур раннего протерозоя. Надвиговый характер имели зоны сочленения Карело-Кольского и Белорусско-Балтийского геоблоков, а также входящих в их состав мегаблоков. С надвигами и сбросами пространственно и генетически связаны сдвиги преимущественно северо-восточного и подчиненно субширотного простирания.

Период от конца раннего протерозоя (1650 млн. лет) до позднего рифея (900 млн. лет) отвечает новому значительному тектоно-магматическому этапу эволюции восточной части Балтийского щита – развитию рифейского континентального рифтогенеза и формированию авлакогенов на Русской плите. Ранний рифей (1550 млн. лет) на Балтийском щите ознаменовался активизацией тектоно-магматических процессов и внедрением широко развитых даек долеритов и оливиновых габбро-норитов, свидетельствующих о режиме растяжения разломных структур.

Следующий этап рифтогенеза (1320-900 млн. лет) охватил весь Балтийский щит и Русскую плиту. С позднепротерозойскими этапами образования, протекавшими в условиях растяжения земной коры, связано формирование

грабенов и авлакогенов, образовавших своеобразную «палеорифтную систему платформы» (Карта разломов..., 1982). В целом, она унаследованно отражает структурный план раннедокембрийского основания платформы. С формированием системы грабенов и авлакогенов связана активизация северо-западных сбросов и северо-восточных сдвигов. Вдоль северо-западных разломов происходили наиболее интенсивные тектонические процессы с преимущественно вертикальными смещениями блоков, сопровождающиеся активной магматической деятельностью, в силу чего эти разломы можно рассматривать как структурообразующие (Кутинов, 1991; Кутинов, Чистова, 2001).

Таким образом, в рельефе кристаллического фундамента Севера Русской плиты выделяется система рифтогенных желобов, которые от Белого моря погружаются к юго-востоку под чехол Мезенской синеклизы (рисунок 6.1). В эту систему рифтовых зон входят Онежско-Кандалакшский, Керецко-Пинежский, Чапомско-Лешуконский и Мезенский палеорифты, разделенные выступами кристаллического фундамента – Архангельским, Товским и Кулойским с Мезенским. В основном же все рифейские грабены перекрыты либо венд-палеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей. Существующие различия в строении блоков земной коры плитной части платформы находят отражение в структуре аномальных физических полей (Труды..., 2002).

В целом, в фундаменте развиты контрастные структуры: горсты и авлакогены северо-западного простирания, осложненные дизъюнктивами других направлений. Неоднократные возобновления блоковых тектонических движений по разломам фундамента нашли свое отражение в строении осадочного чехла как в региональном плане – в распространении и мощности структурных ярусов и подъярусов и формировании крупных структур, так и более локально (Кутинов, 1991; Кутинов, Чистова, 2001).

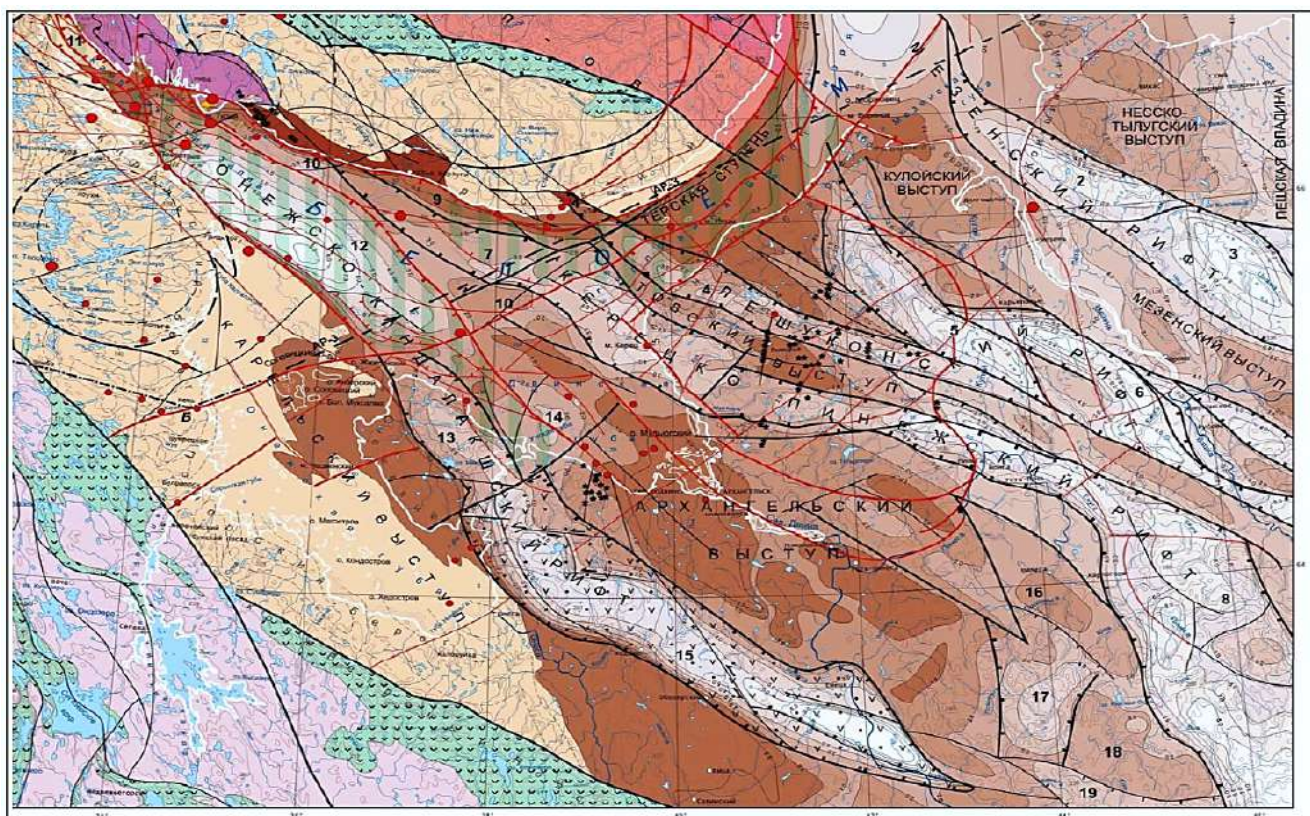


Рисунок 6.1. Фрагмент Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий масштаба 1:1500000, по (Тектоническая карта..., 2010)

Отложения осадочного чехла слагают два тектоно-вещественных мегакомплекса: доплитный или рифтогенный (отложения рифея) и плитный или ортоплитный (венд-фанерозойские отложения) (Капустин, Кирюхин, 1987; Станковский, Якобсон, 1986). Эти комплексы различаются как по литологии, так и по своему структурному положению – нижний заполняет прогибы фундамента северо-западного простирания, а верхний – с размывом перекрывает как породы нижнего, так и кристаллический фундамент. Неравномерное опускание блоков фундамента способствовало резким сокращениям мощности рифея или его полному отсутствию на выступах. Рифейские отложения вскрыты в Керецком грабене (прогибе) скважинами 770 и 774 на глубинах 870 и 900 м соответственно и представлены гравелито-песчаниковыми отложениями. Не исключено наличие эффузивных пород – базальтов, долеритов, туфов и туффитов, аналогичных вскрытым в составе солозерской свиты Онежского грабена.

Плитный мегакомплекс отличается относительно-упорядоченными и выдержанными по вертикали и латерали наборами формаций. Формационные ряды венд-фанерозоя представлены чередованием терригенных и карбонатных типично платформенных осадков.

Развитие рифейской рифтовой системы завершилось в позднем рифее. Впадины были полностью заполнены серо- и красноцветными толщами, и перекрывающий их венд отлагался на пенепленизированной поверхности (Гриб, 1986). Началу седиментации предшествовал не только длительный перерыв в осадконакоплении, но и тектоническая перестройка, обусловившая заложение платформенного бассейна. В пользу этого положения говорит то, что вендские отложения в региональном плане не наследуют рифейских грабенов. Кроме того, наличие в разрезе венда покровов кварцевых долеритов и лампрофировых покровов типа минетты (Щукин и др., 2002), горизонтов туффитов, а также данные геофизических работ в Юго-Восточном Беломорье (Кутинов, Чистова, 1987), убедительно свидетельствуют об активизации разломов на этом этапе развития региона. Суммируя изложенное выше, следует отметить, что вследствие произошедшей в венде активизации разломов (620-600 млн. лет) обособились два крупных структурных элемента: Балтийский щит и вендская синеклиза, охватившая большую часть Русской плиты. Одним из конкретных проявлений вендской активизации является северо-восточная ветвь Балтийско-Мезенской разломно-блоковой зоны – Архангельская тектоническая зона (Синицын и др., 1986). В связи с тем, что отложения венда сплошным чехлом покрывают всю территорию, определить роль конкретных систем разломов чрезвычайно сложно.

Возникшая в результате вендской перестройки система обширных неглубоких бассейнов, заполнявшаяся терригенно-карбонатными и песчано-глинистыми осадками, в позднем венде вследствие длительного погружения объединилась в единый обширный бассейн. Однако к концу венда этот бассейн начал сокращаться, что вероятно связано с начавшимися поднятиями на Урале и Тимане (Геологические формации..., 1981). Выведенная из зоны седиментации, северо-восточная часть Мезенской синеклизы причленилась к Балтийскому щиту

и превратилась, по Ю.Г. Старицкому (История развития..., 1981) в филократон с устойчивой областью сноса в течение всего каледонского цикла.

С вендом связана коренная перестройка структурного плана всей Русской плиты и, по-видимому, активизация систем разломов фундамента северо-восточной ориентировки – они определяют внешнюю границу бассейна седиментации и создают систему грабен на юго-восточном склоне Балтийского щита (Гриб, 1986; Станковский, Якобсон, 1986). Наблюдается ступенчатое увеличение мощности отложений в юго-восточном направлении. Вендские отложения (байкальский ряд) представлены песчано-глинистой формацией и залегают непосредственно под четвертичными осадками в западной части района, а на востоке перекрыты каменноугольными и, частично, пермскими отложениями.

В процессе формирования вендских пород происходили движения по разломам фундамента, на что указывает сопоставление разрезов венда на горстах и прогибах (Станковский, Якобсон, 1986), а также наличие многочисленных зон трещиноватости (Кутинов, 1991). Отложения формировались в условиях мелководья, при меняющейся окислительно-восстановительной обстановке (Кутинов, Чистова, 2001). Образование падуновской свиты закончился вендский цикл осадконакопления.

На территории севера Русской плиты из разреза осадочного чехла полностью выпадает нижний палеозой от кембрия до силура. Таким образом, с конца венда по средний девон включительно территория входила в состав кратона относительно примыкавшего с юга и юго-востока кембрийско-ордовикского бассейна седиментации (Гриб, 1986). Вовлечение региона в нисходящее платформенное погружение произошло в девоне. Таким образом, в позднем венде и раннем палеозое произошли две тектонические перестройки, первая, каледонская, привела к восходящим движениям и кратонизации, вторая – герцинская, обусловила переход к нисходящим движениям и погружению бассейна. В дальнейшем режим региона оставался сравнительно стабильным.

Палеозойские породы (герцинский ряд) развиты преимущественно на востоке области, залегают с размывом на породах венда и перекрыты

четвертичными отложениями. Колебания мощностей некоторых горизонтов, несомненный контроль их распространения указывают на наличие в то время блоковых подвижек фундамента на фоне общего регионального прогибания. Тектоническая активизация разломов фундамента прослеживается вплоть до кайнозоя включительно. Палеозойские этапы активизации разломов протекали в условиях чередующихся растяжения и сжатия. Они синхронно проявились в восточной части Балтийского щита, в фундаменте и осадочном чехле Русской плиты. В раннем карбоне произошла смена тектонического режима, повторно преобразовавшая Мезенскую синеклизу в бассейн седиментации и обусловившая каменноугольную трансгрессию с формированием морской известковой формации. При этом структурный план позднепалеозойского бассейна практически полностью наследует план вендского (Геологические формации..., 1981). Наиболее мощно и широко разломообразование проявилось в девоне и карбоне, а также в перми. Господствующее простирание разрывных нарушений – северо-восточное и субмеридиональное, существенно подновлялись и северо-западные разломы.

В позднем палеозое структурные перестройки региона не окончились. Новая крупная тектоническая перестройка Русской плиты произошла в предтриасовое время. Она выразилась в резком сокращении областей седиментации и образовании в пределах северо-восточной части плиты Вятско-Камской триасовой впадины (Синицын и др., 1986). Подобно вендской активизации, которая сопровождалась трапповым магматизмом (Станковский и др., 1979), в триасе также проявлены траппы. Они были установлены в юго-восточной части Мезенской синеклизы на правом берегу р. Вычегды. Одним из конкретных проявлений мезозойской активизации является Вельско-Цильменская зона глубинных долгоживущих разломов северо-восточного простирания.

Неотектоническая и четвертичная структура Севера Русской плиты обусловлена характером развития Фенно-Скандинавского поднятия, фронт динамического влияния которой достигает Среднего Урала, ограничиваясь на востоке структурами Тимана и Урала, на юге Смоленско-Дмитровско-

Ветлужским валом (Макаров, 1996). При этом плита испытывает давление со стороны Фенно-Скандинавского свода, которое способствует возникновению полей напряжений и развитию деформаций (Кутинов и др., 1999). В результате в пределах плиты отчетливо проявлены чередующиеся зоны поднятий и впадин, концентрически огибающих Фенно-Скандинавский свод (рисунок 6.2), а также серия поперечных к ним (радиальных) линеаментов (вероятно зоны растяжения и повышенной трещиноватости земной коры), а также зоны тектонических ступеней (флексур) (Макаров, 1996).

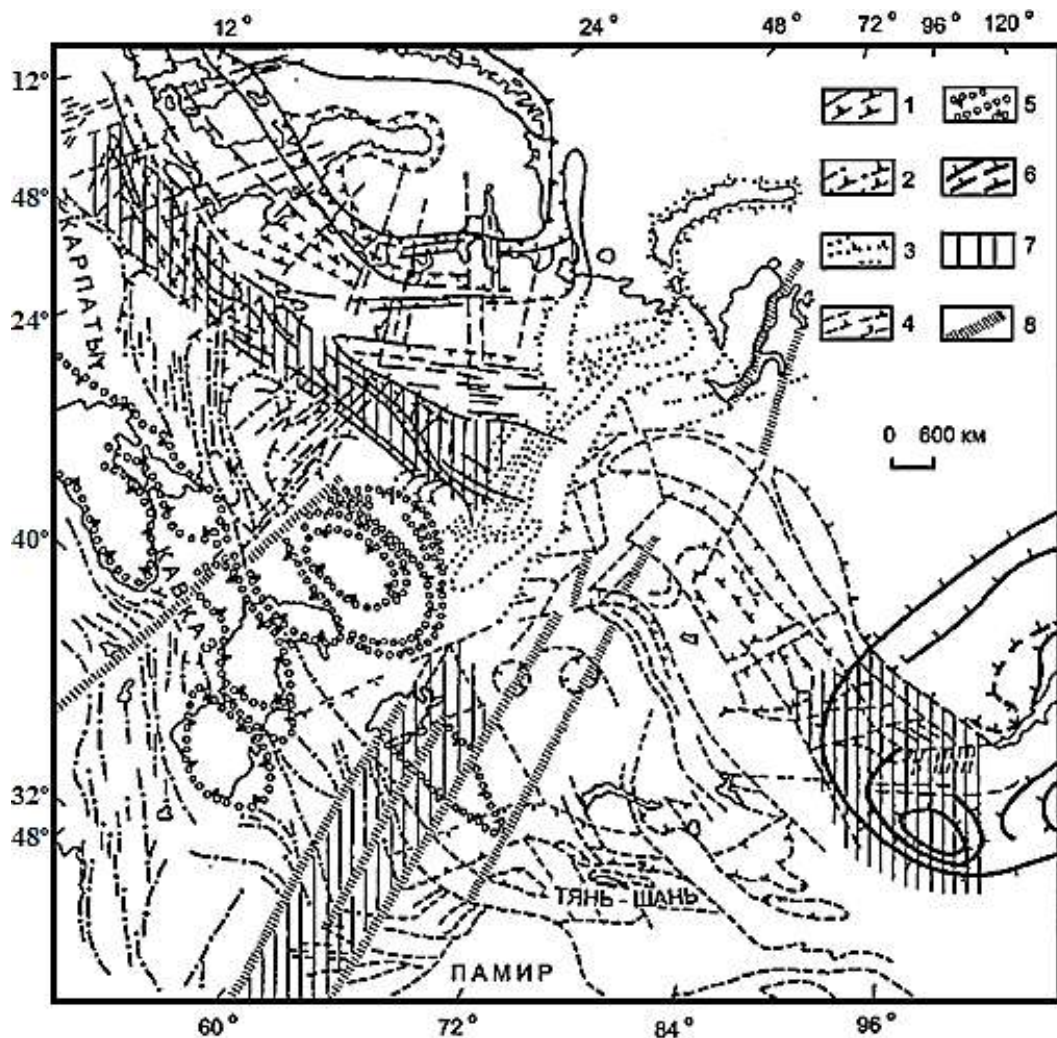


Рисунок 6.2. Новейшие геодинамические системы центральной части Северной Евразии, по (Современные изменения..., 1996):

- 1-6 – геодинамические системы: 1 – Скандинавская; 2 – Альпийская; 3 – Уральская; 4 – Центрально-Азиатская; 5 – Черноморско-Каспийская; 6 – Байкальская; 7 – зоны сопряжения геодинамических систем; 8 – крупнейшие зоны флексурно-разрывных нарушений

Распространение кайнозойских образований определяется интенсивностью неотектонических движений и режимом аккумуляции осадков, обусловленным наступлением покровных оледенений и разделяющих их морских трансгрессий.

Проблема изучения тектонических структур (в первую очередь дизъюнктивных) на территории древних платформ, перекрытых мощным осадочным чехлом, не имеет пока однозначного решения. Это связано как с природными факторами, так и с пробелами в методических и методологических разработках. Основная проблема заключается в оценке форм и интенсивности проявлений активности тектонических структур, в том числе и их роли в формировании структуры литогенной основы ландшафтов. При этом недостаточно ясен вопрос современной активности структуры и ее проявлений на дневной поверхности, которые могут оказывать влияние на развитие эрозионных процессов и формирование аккумулятивных форм рельефа (Кутинов, Чистова, 2001).

Самой информативной границей платформенного чехла является поверхность раздела чехла и фундамента (подошва чехла). В ней в той или иной мере запечатлены все тектонические движения, которые происходили в различные этапы развития платформы. Внутреннее строение чехла можно представить по вышележащим структурным поверхностям.

6.2. Методика построения цифровой модели поверхности фундамента

Данные о глубине залегания фундамента получены из материалов отчета Березовского В.З. и др. из фондов Архангельского филиала ФБУ «ТФГИ по СЗФО» (Березовский В.З., Ширококов В.Н., Губайдулина Л.В. и др. Составление карт глубинного строения и прогноза кимберлитового магматизма севера Восточно-Европейской платформы масштаба 1:1000000. Новодвинск, 1988). Также «Карта рельефа поверхности фундамента» масштаба 1:1000000 приведена в работе (Литосфера и гидросфера..., 2001, с. 50).

Процесс получения ЦМР поверхности фундамента состоял из трех этапов:

- 1) сканирование исходного материала;
- 2) оцифровка изогипс глубин залегания фундамента в программной среде ESRI ArcGIS 10.2.2;
- 3) создание цифровой модели глубины залегания в ESRI ArcGIS 10.2.2 с применением модуля Spatial Analyst из линейки инструментов ArcToolBox.

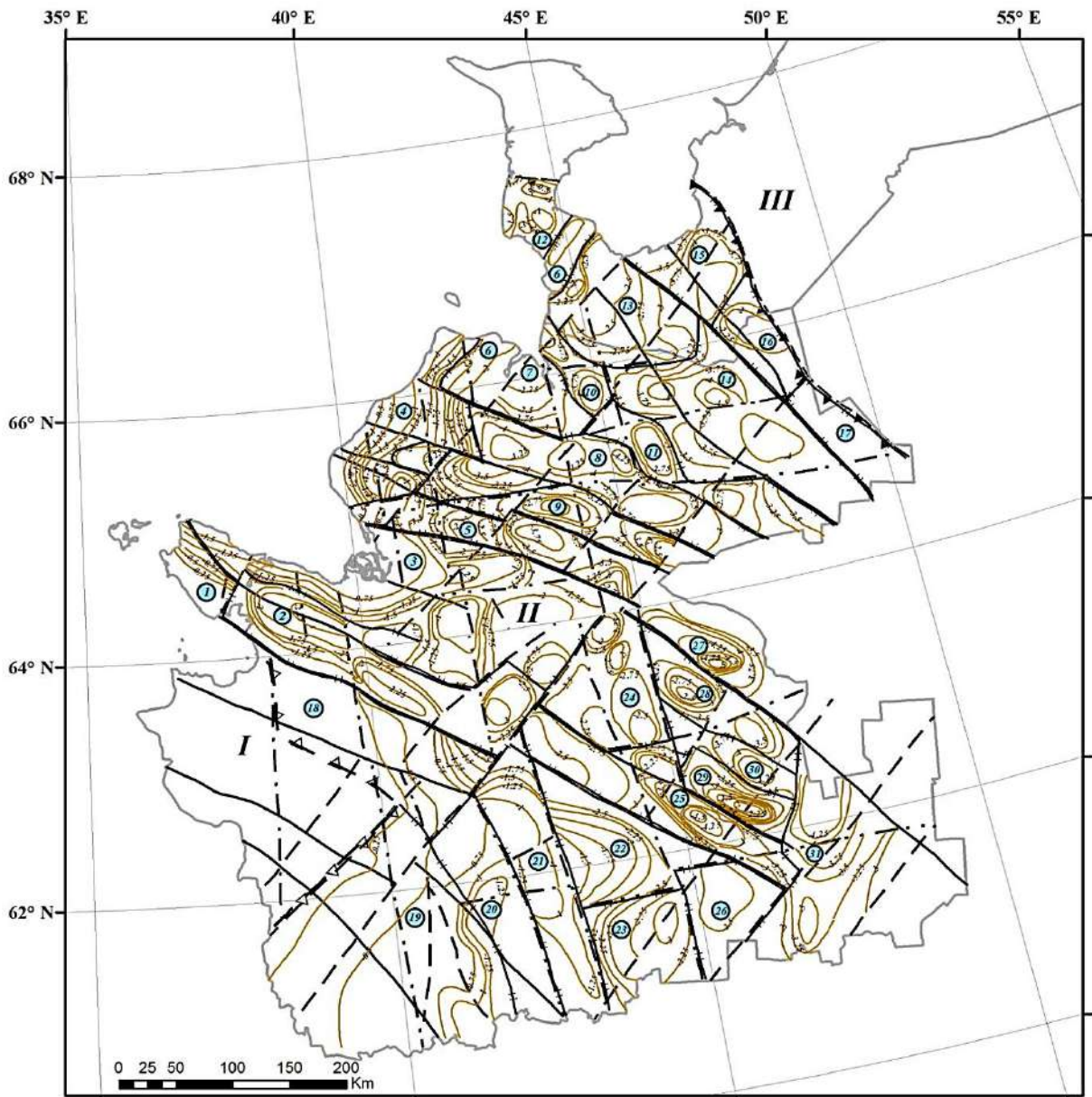
На рисунках 6.3.-6.4 приведены карты рельефа поверхности фундамента после первого и второго этапов подготовки.

Дополнительный модуль ArcGIS Spatial Analyst (<https://desktop.arcgis.com/ru/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/an-overview-of-the-spatial-analyst-toolbox.htm>) предоставляет богатый выбор инструментов пространственного анализа как для растровых (на основе ячеек), так и для векторных данных. Группа инструментов Raster Interpolation данного модуля позволяет создавать непрерывные (или прогнозируемые) поверхности по значениям, измеренным в опорных точках, причем значения прогнозируются для всех местоположений в выходном наборе растровых данных, в независимости от того, выполнялось в этой точке измерение или нет (<https://desktop.arcgis.com/ru/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/an-overview-of-the-interpolation-tools.htm>).

Существует целый ряд способов получить для каждой точки прогнозируемое значение. В данном случае применялся инструмент интерполяции Topo to Raster, интерполирующий гидрологически корректную растровую поверхность по точечным, линейным и полигональным данным. Когда типом входных данных являются изолинии (как в данном случае), алгоритм сначала строит генерализованную морфологию поверхности, основываясь на кривизне изолиний, затем добавляет изолинии в качестве источника информации по высотам (<https://desktop.arcgis.com/ru/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/topo-to-raster.htm>).



Рисунок 6.3. Отсканированная карта рельефа поверхности фундамента



— Изолинии глубин, км

- Основные тектонические нарушения
- - - - - границы мантийного заложения
- ▲ - Границы надпорядковых структур
- Границы структур фундамента Русской плиты
- ▲ - Западная граница Тиманского поднятия

Тектоническое районирование:

- I* - Балтийский щит
- II* - Русская плита
- III* - Канино-Тиманское поднятие

Структуры фундамента Русской плиты:

Выступы и поднятия:

- 3 - Архангельский;
- 4 - Ручьевский;
- 7 - Кулойский;
- 9 - Полтинско-Ежугское;
- 11 - Койнасское;
- 12 - Канинский;
- 21 - Важское;
- 26 - Красноборский;
- 28 - Верхне-Выйское;
- 29 - Уфтыгское.

Грабени и впадины:

- 2 - Онежский;
- 5 - Керецкий;
- 6 - Нижаский;
- 8 - Лешуконский;
- 10 - Семжипский;
- 14 - Сафоновская;
- 15 - Пешская;
- 20 - Вельская;
- 23 - Шангальская;
- 25 - Тойменская;
- 27 - Среднепинежская;
- 30 - Верхнепинежская;
- 31 - Когласко-Яренская.

Тектонические ступени:

- 1 - Мяндоозерская;
- 13 - Вижаская;
- 16 - Тылугская;
- 17 - Четласская;
- 18 - Онего-Важская;
- 19 - Вожелачская;
- 22 - Шенкурская;
- 24 - Среднепинежская.

Рисунок 6.4. Оцифрованная карта рельефа поверхности фундамента

Данный инструмент (Toro to Raster) был применен для построения цифровой модели поверхности фундамента по оцифрованным изолиниям глубин. Для наглядности ЦМР поверхности фундамента также «положена» на теневую отмывку рельефа (рисунок 6.5).

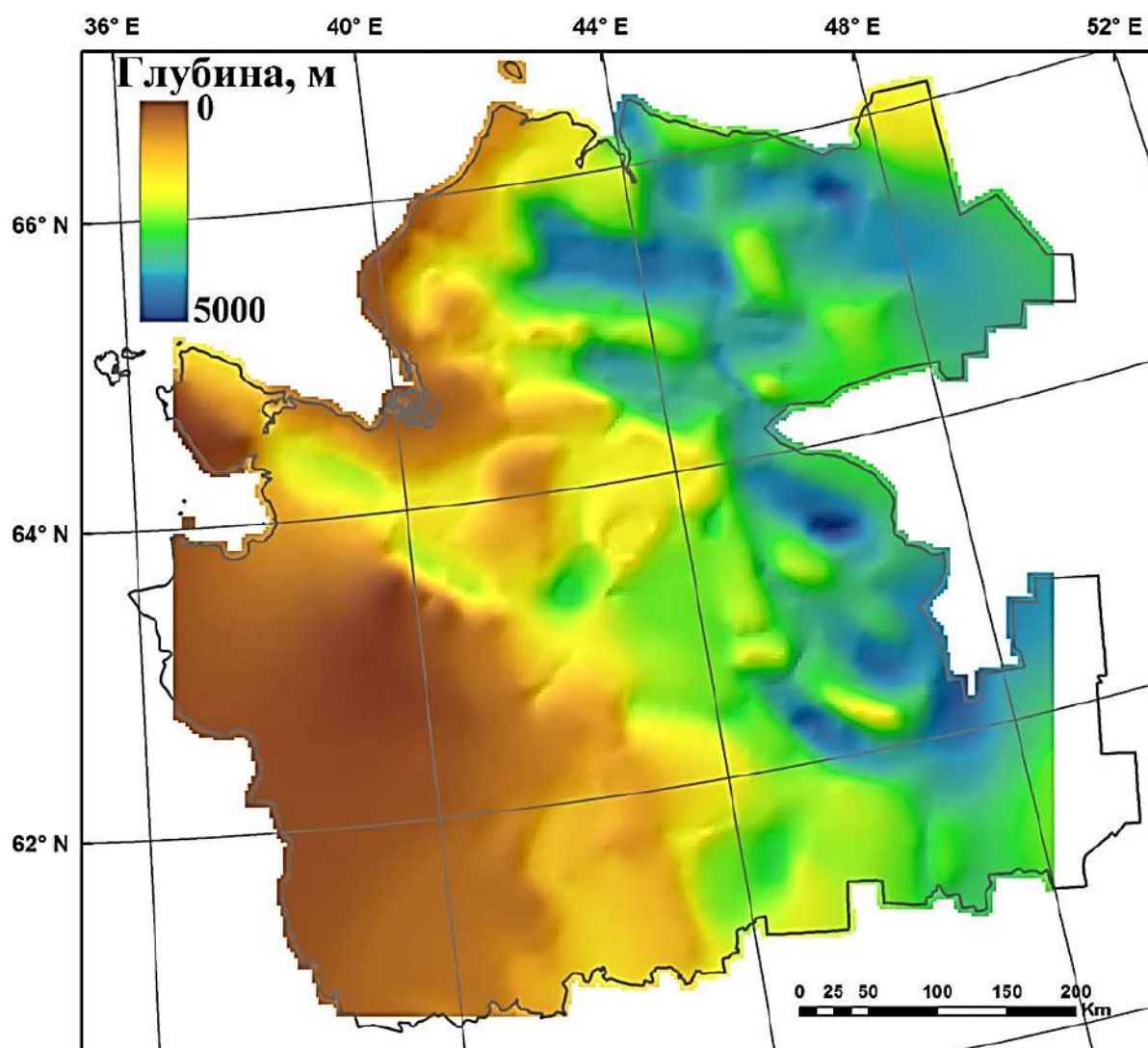


Рисунок 6.5. Цифровая модель рельефа поверхности фундамента

Для дальнейшего анализа в растр ЦМР поверхности фундамента были внесены данные из векторного слоя границ основных структур фундамента Русской плиты. Векторному слою линий (рисунок 6.6) задавался параметр Cliff (класс линейных пространственных объектов, представляющих обрывы) в инструменте Toro to Raster.

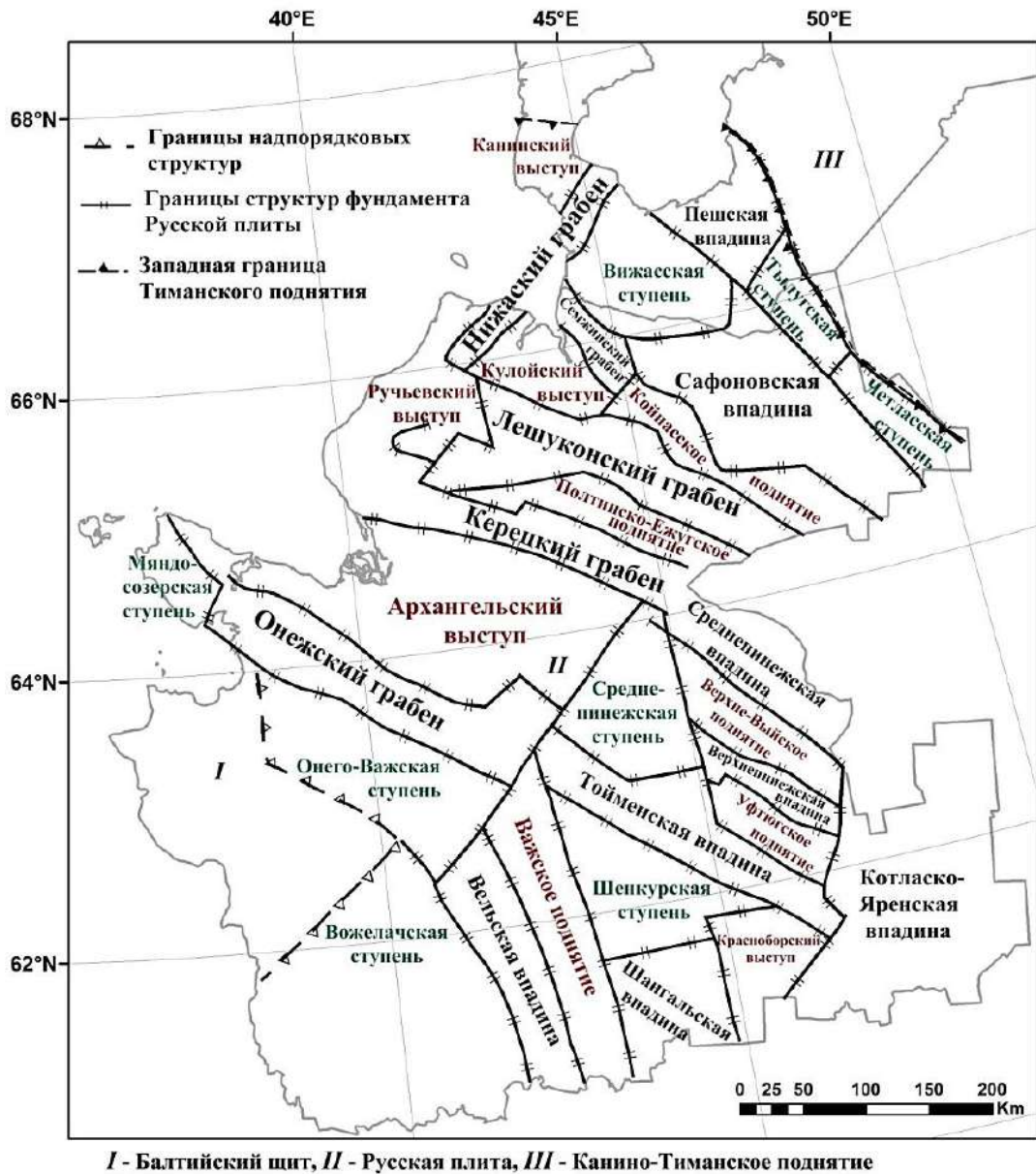


Рисунок 6.6. Основные структуры фундамента Русской плиты, по (Березовский и др., 1988)

Линии обрывов (границы основных структур в данном случае) служат для обозначения полного разрыва непрерывности значений ячеек, прилегающих с обеих сторон к линии обрыва, при кодировке этих значений в выходной растр. Линии обрывов должны иметь направление, при этом низкая сторона обрыва находится слева от линии, а высокая сторона – справа. Это дает возможность удаления точек данных высот, расположенных на несоответствующей стороне от обрыва, при кодировке растра (<https://desktop.arcgis.com/ru/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/topo-to-raster.htm>). Результаты приведены на рисунке 6.7.

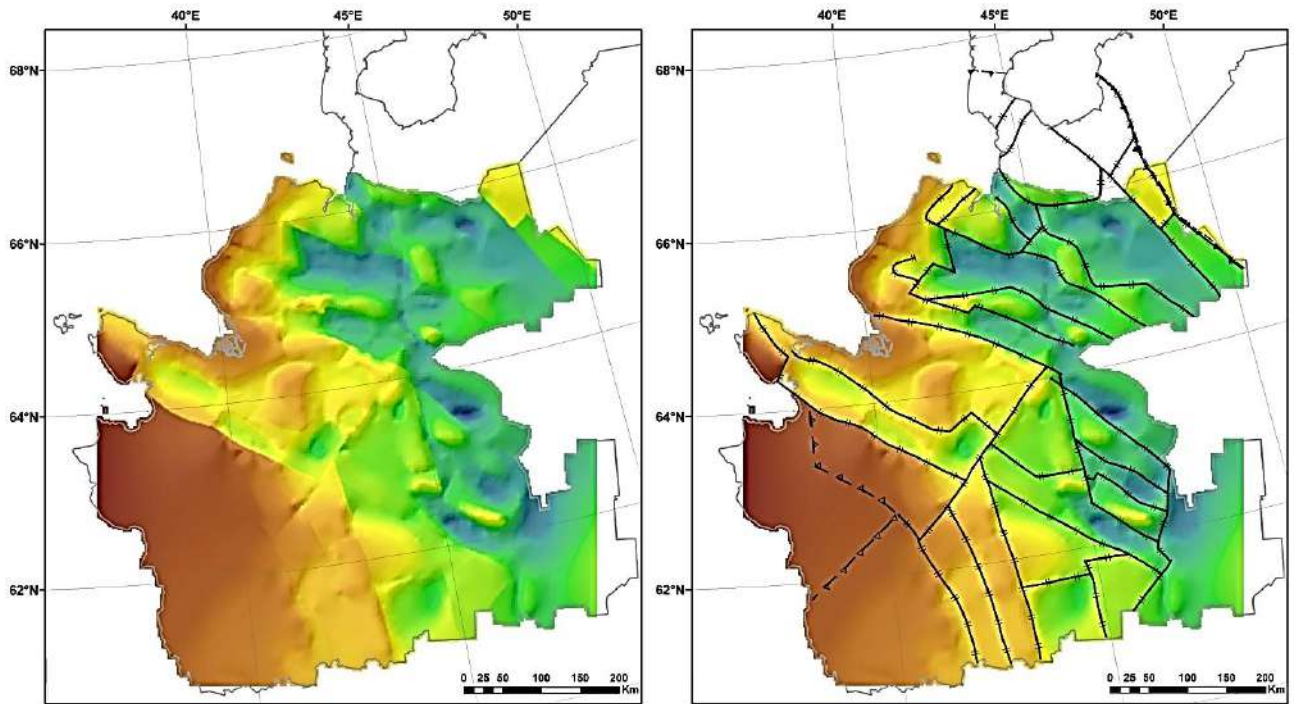


Рисунок 6.7. ЦМР поверхности фундамента с применением параметра Cliff по границам основных структур Русской плиты.

6.3. Сопоставление и нормирование ЦМР дневной поверхности и ЦМР поверхности фундамента

Для того чтобы выявить отражение структур фундамента в дневном рельефе, вначале нужно произвести сопоставление двух цифровых моделей. В среде ArcScene программного комплекса ESRI ArcGIS 10.2.2 была проведена 3D визуализация сопоставления моделей (рисунок 6.8).

Поскольку на территории области высота рельефа земной поверхности измеряется десятками и сотнями метров, а глубина залегания фундамента – километрами, произвести анализ зависимости величин друг от друга графически представляется затруднительным.

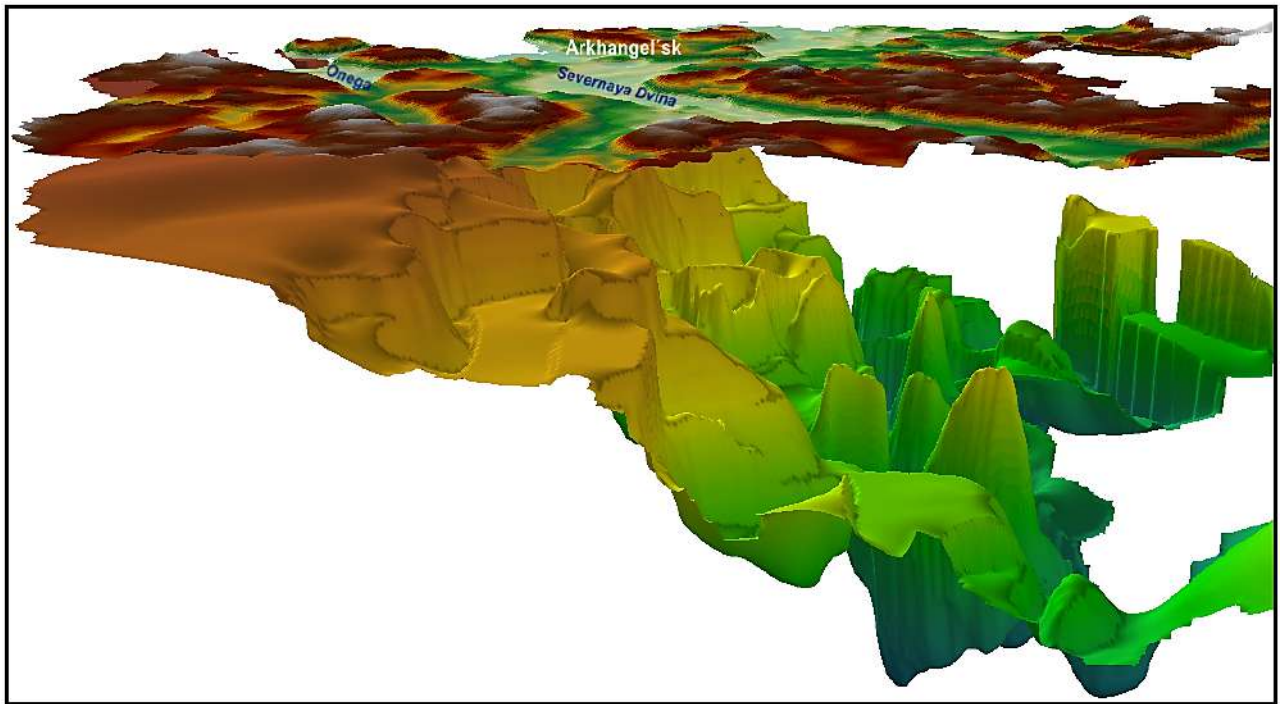


Рисунок 6.8. 3D визуализация сопоставления цифровых моделей рельефа дневной поверхности и поверхности фундамента

Поэтому была применена процедура математического нормирования значений высот рельефа дневной поверхности $R(x)$ и глубин фундамента $F(x)$ в диапазоне от 0 до 1 по следующей формуле (Полякова и др., 2019а):

$$y' = \frac{y - y_{min}}{y_{max} - y_{min}}, \quad (6.1)$$

где y' – нормированное значение в определенной ячейке растра, y – абсолютное значение высоты (или глубины) в данной ячейке в м (км), y_{max} – максимальное значение высоты (глубины) для всего растра в м (км), y_{min} – минимальное значение высоты (глубины) для всего растра в м (км).

Пример нормирования значений высот рельефа дневной поверхности и глубин фундамента по одному профилю (А-Б) приведен на рисунке 6.9.

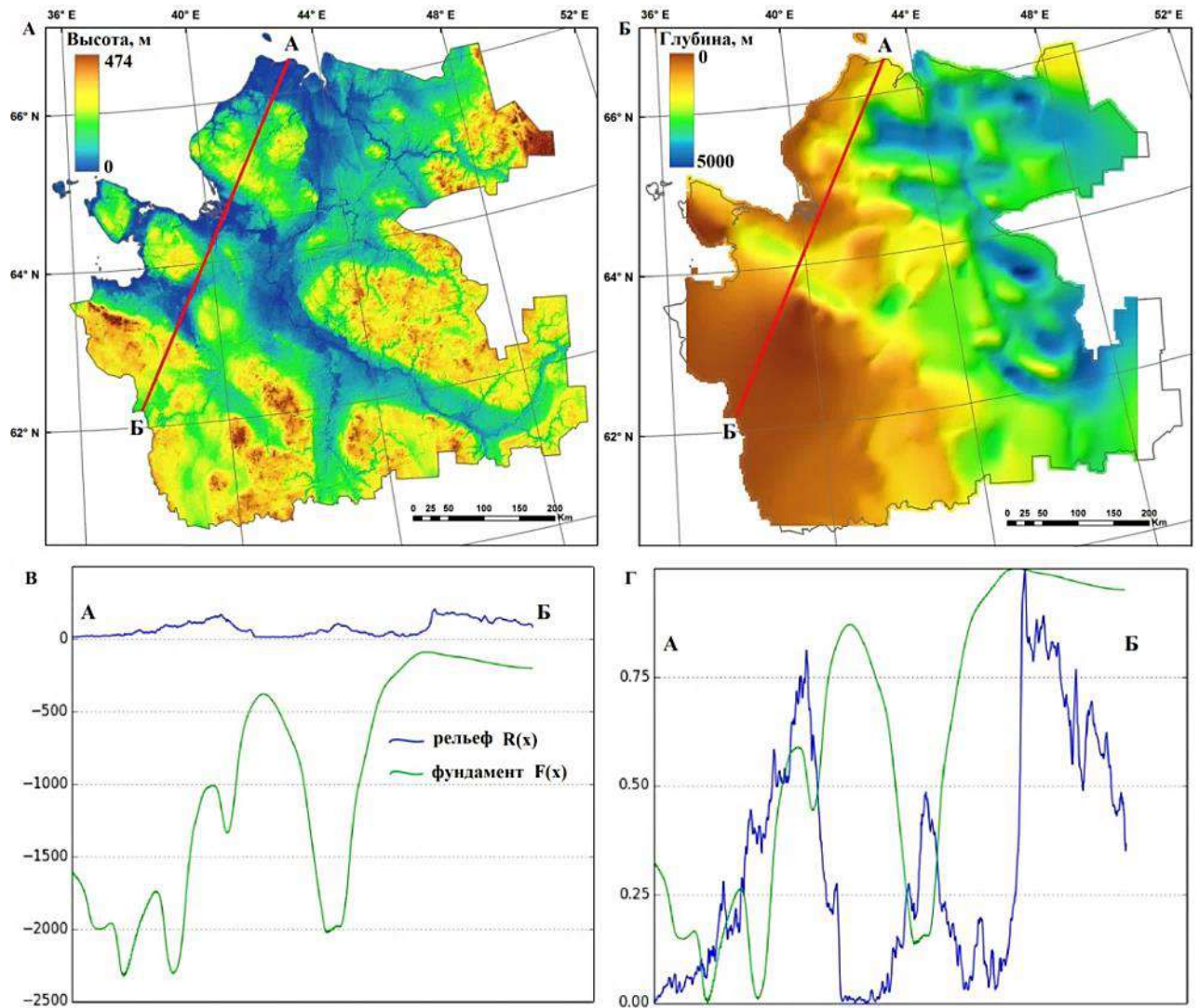


Рисунок 6.9. Пример нормирования значений высот рельефа дневной поверхности и глубин фундамента по профилю А-Б, по (Полякова и др., 2019а):
 А – цифровая модель дневного рельефа, Б – цифровая модель рельефа поверхности фундамента, В – график значений высоты рельефа и глубины фундамента по профилю А-Б, Г – график нормированных значений по профилю А-Б

Цифровые модели представлены в виде регулярных дискретных матриц. Значения их не нормированы в каком-то общем для обеих матриц диапазоне, поэтому вначале анализа по формуле (6.1) было проведено нормирование каждого дискретного значения в диапазоне от 0 до 1. Нормирование проводилось для каждого растра (ЦМР дневной поверхности и ЦМР поверхности фундамента) отдельно. Процесс состоял из следующих этапов:

- нахождение максимального значения для растра;

- нахождение минимального значения для растра;
- вычисление нормированного значения y' по формуле (6.1) для каждой ячейки растра (рисунок 6.10).

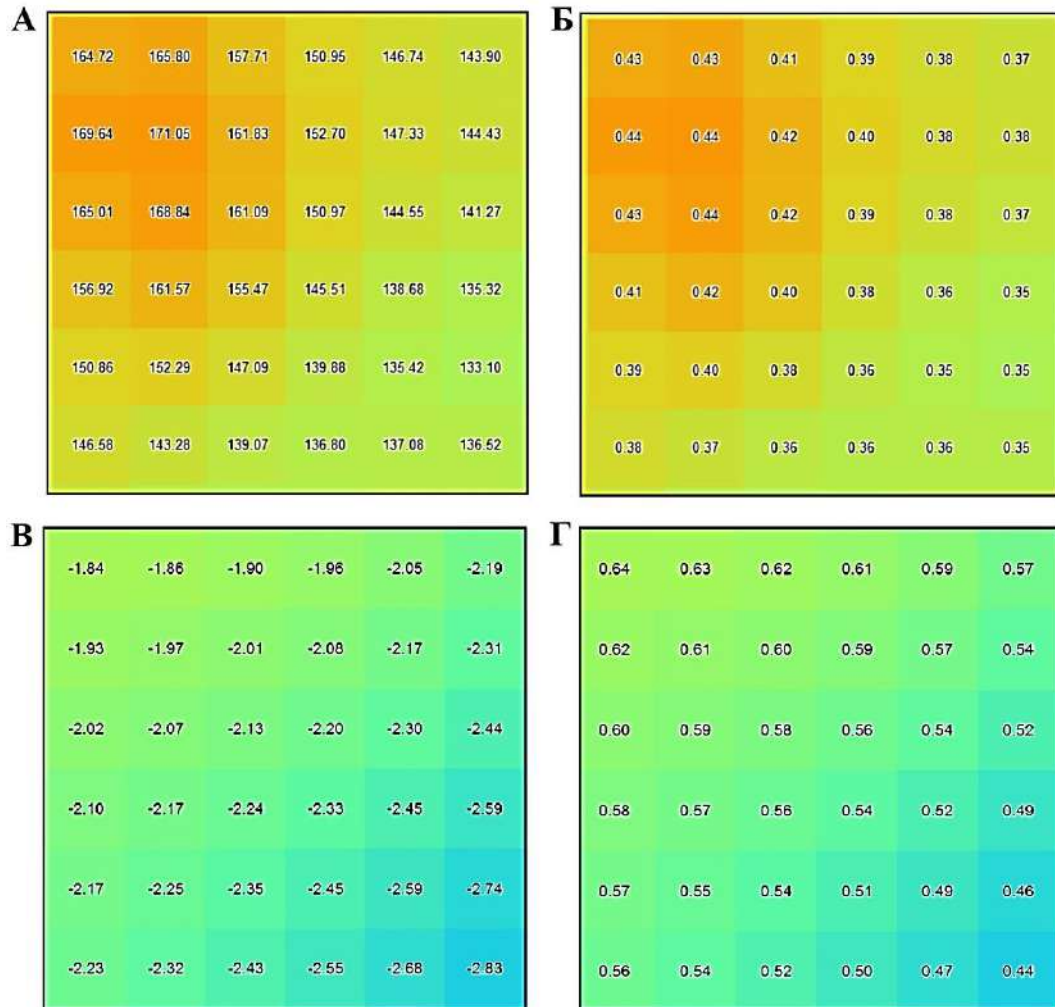


Рисунок 6.10. Пример нормирования растров ЦМР дневной поверхности (А-Б) и ЦМР поверхности фундамента (В-Г):

А – реальные значения высот в ячейках растра в м, Б – их нормированные значения; В – реальные значения глубин в ячейках растра в км, Г – их нормированные значения

В результате получаем матрицу нормированных значений глубины залегания фундамента MF_n и матрицу нормированных значений высоты рельефа поверхности MR_n .

Дальнейший анализ характера отражения структур фундамента в дневном рельефе осуществляется на основе значений *матриц разности* и *матриц суммы*:

$$M^- = MF_n - MR_n \quad (6.2)$$

$$M^+ = MF_n + MR_n \quad (6.3)$$

Значения разностей и сумм нормированных значений описывают определенные формы рельефа фундамента и дневной поверхности (рисунок 6.11). При этом под **прямыми формами** будем понимать те участки области исследования, в которых одновременно с поднятием земной поверхности наблюдается поднятие фундамента или одновременно с опусканием земной поверхности наблюдается опускание фундамента (А, В на рисунке 6.11). Характеризовать эти формы будут значения матрицы M^+ , близкие к 0 или 2. Под **обратными формами** будем понимать те участки, в которых одновременно с поднятием земной поверхности наблюдается опускание фундамента или одновременно с опусканием земной поверхности наблюдается поднятие фундамента (С, D на рисунке 6.11). Характеризовать эти формы будут значения матрицы M^- , близкие к 1 или -1.

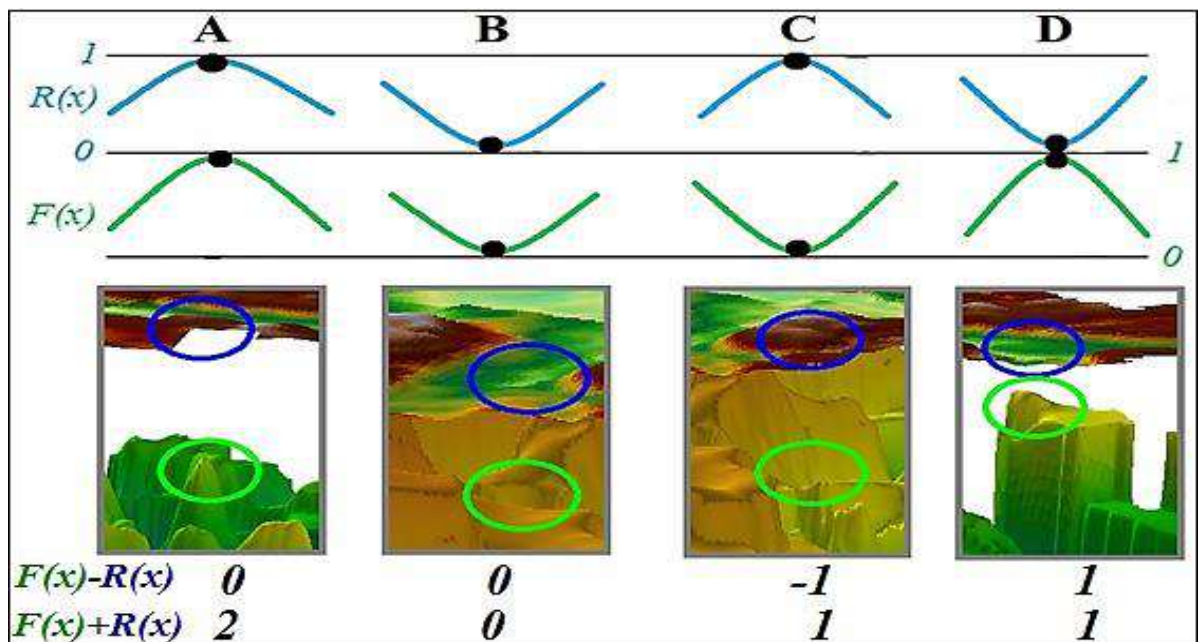


Рисунок 6.11. Разность и сумма нормированных значений функций:
 А, В – прямые (повторяющиеся) формы; С, D – обратные (инверсионные)
 формы

6.4. Формы наследования структур фундамента в современном рельефе Севера Русской плиты

Выделение форм наследования структур фундамента в современном рельефе Севера Русской плиты проводилось в два этапа (Полякова и др., 2019а).

На первом этапе стояла задача разделить область исследования на два типа форм – прямые и обратные. Для этого введено понятие *абсолютной разницы нормированных значений* матриц высоты земной поверхности и глубины залегания фундамента:

$$M^{abs} = |MF_n - MR_n|. \quad (6.4)$$

Имея в виду такое обозначение, можно говорить, что:

- 1) значения матрицы абсолютной разности M^{abs} , приближающиеся к 0, будут соответствовать **прямым формам**;
- 2) значения матрицы абсолютной разности M^{abs} , приближающиеся к 1, будут соответствовать **обратным формам** (рисунок 6.12).

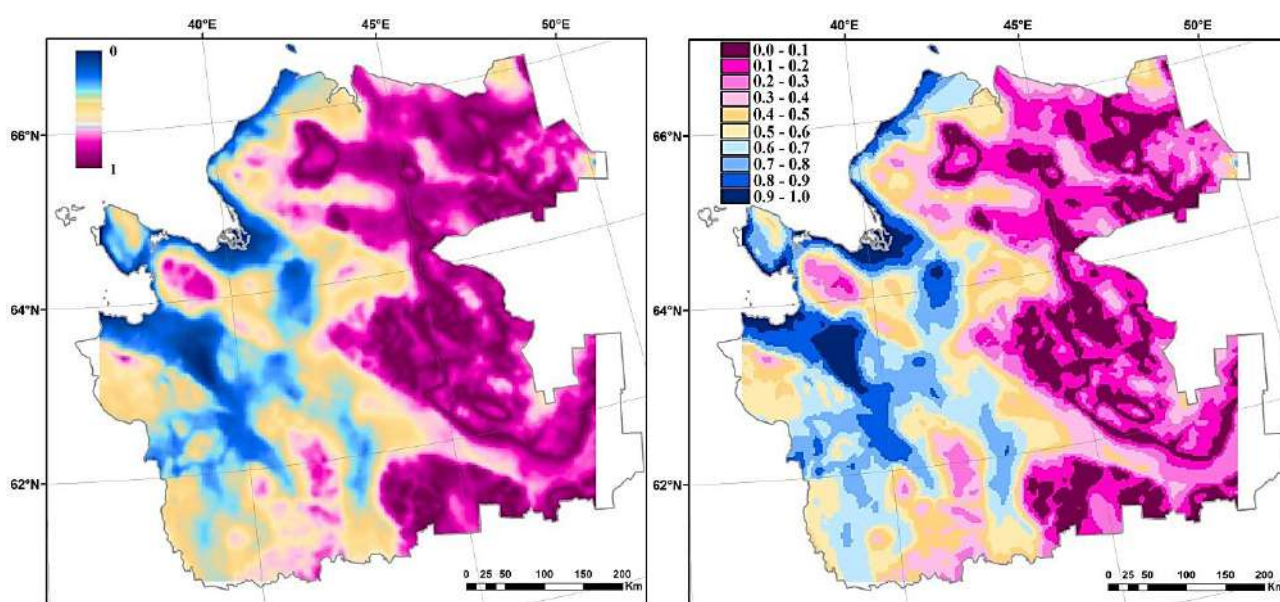


Рисунок 6.12. Абсолютная разница нормированных значений (M^{abs}) в переходных (слева) и дискретных (справа) цветах

Если ограничить количество цветов до трех и каждому цвету назначить диапазон значений абсолютной разницы, можно поделить всю территорию исследования на три области, одна из которых занята прямыми формами, вторая – обратными, а третья – переходная зона, где наследования не отмечается (рисунок 6.13). Прямым формам соответствуют значения от 0 до 0,45, обратным – от 0,55 до 1, значения от 0,45 до 0,55 характеризуют переходную зону.

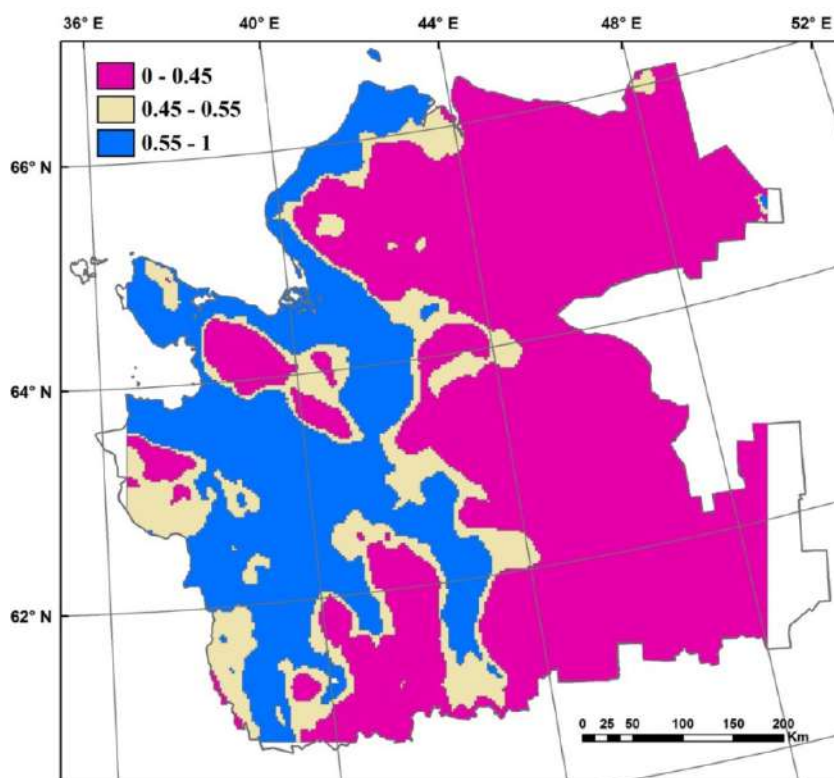


Рисунок 6.13. Области прямых и обратных форм отражения фундамента в дневном рельефе: малиновый цвет (0-0.45) – прямые формы, синий (0.55-1) – обратные формы, бежевый (0.45-0.55) – переходные зоны, где наследования не отмечается

Следует отметить, что прямой характер наследования имеет порядка 61 % территории исследования, обратный – 25 %, районы, где наследования не отмечается, занимают 14 % территории (таблица 6.1).

На втором этапе стояла задача выделения внутренней структуры форм.

Таблица 6.1 – Статистика форм наследования структур фундамента в рельефе, по (Полякова и др., 2019а)

Формы	Площадь территории, км ² / %	Диапазон высот земной поверхности (от-до/среднее), м	Диапазон глубин залегания фундамента (от-до/среднее), км
Прямые	187901,9 / 60,8	5,56-313,54 / 117,01	0,24-5,05 / 2,86
Обратные	78498,5 / 25,4	0,07-431,34 / 73,15	0-3,42 / 0,7

Прямые формы по своей внутренней структуре делятся на два класса (по типу **фундамент-рельеф**):

1) **выступ-выступ** – те участки, в которых одновременно с поднятием фундамента наблюдается поднятие земной поверхности (рисунок 6.11А). Характеризуют эти участки значения матриц суммы, близкие к 2 (согласно формуле 6.3);

2) **впадина-впадина** – участки, в которых одновременно с опусканием фундамента наблюдается опускание земной поверхности (рисунок 6.11В). Им соответствуют значения матриц суммы, близкие к 0 (согласно формуле 6.3).

Обратные формы, в свою очередь, так же делятся на два класса.

1) **впадина-выступ** – те участки области исследования, в которых одновременно с опусканием фундамента наблюдается поднятие земной поверхности (рисунок 6.11С). Характеризуют эти участки значения матриц разности, близкие к -1 (согласно формуле 6.2);

2) **выступ-впадина** – участки, в которых одновременно с поднятием фундамента наблюдается опускание земной поверхности (рисунок 6.11D). Этим участкам соответствуют значения матриц разности, близкие к 1 (согласно формуле 6.2).

Комбинируя значения матриц разности и суммы таким способом, можно разделить исследуемую территорию по формам отражения структур фундамента в дневном рельефе (рисунок 6.14).

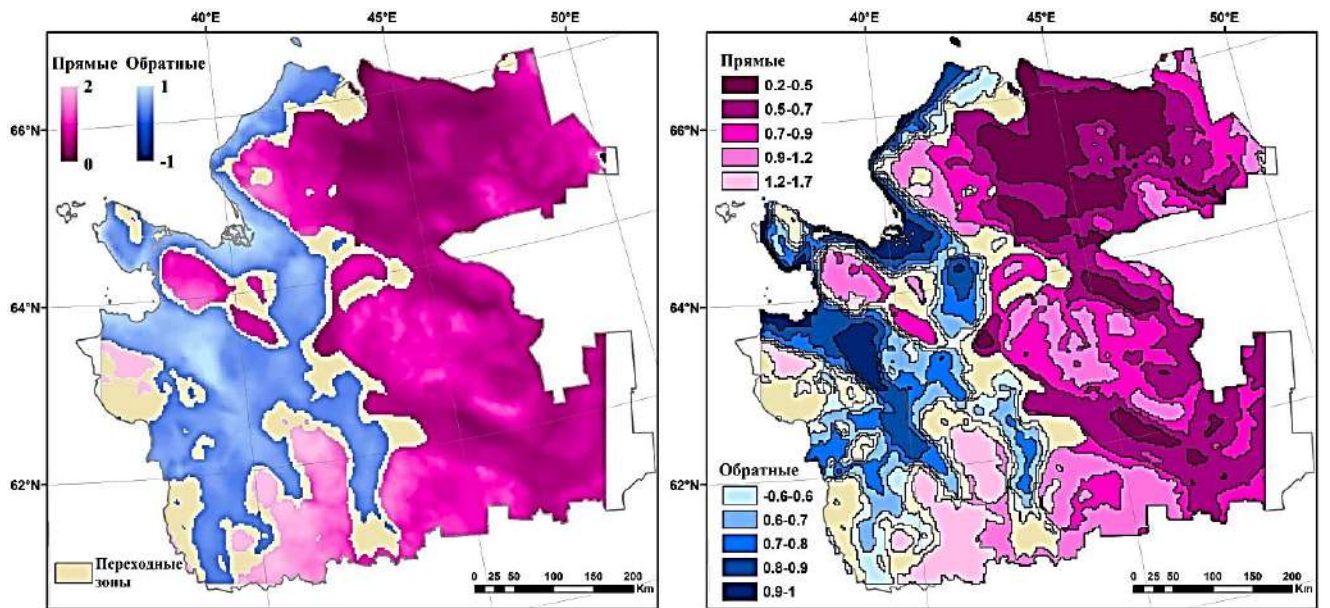


Рисунок 6.14. Прямые и обратные формы отражения структур фундамента в дневном рельефе в переходных и дискретных цветах

Разбив значения внутри каждой формы пополам, получаем внутреннюю структуру прямых и обратных форм (рисунок 6.15).

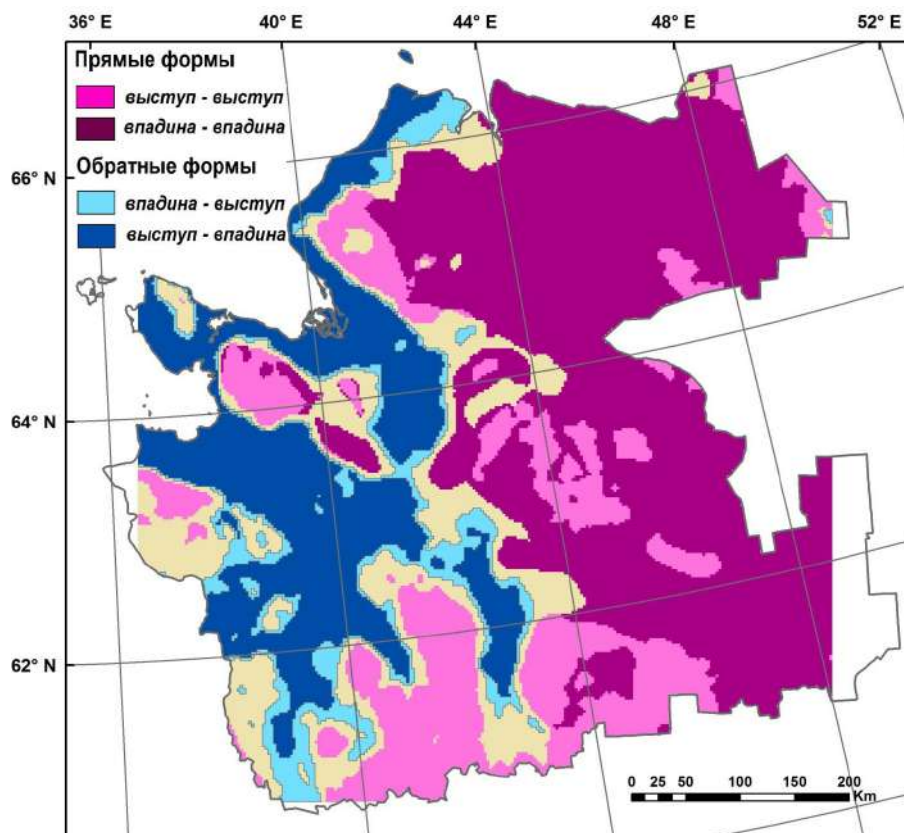


Рисунок 6.15. Районирование территории Архангельской области по формам отражения структур фундамента в дневном рельефе, по (Полякова и др., 2019а)

Следует отметить, что подобное деление является условным. Для более корректного выделения и статистического анализа внутренней структуры форм отражения необходимо применение кластерного анализа.

6.5. Возможности применения полученных результатов

Проведенное исследование по формам отражения структур фундамента в дневном рельефе на территории Архангельской области позволяет сделать вывод о преобладании прямых форм наследования на северо-востоке территории и обратных форм на юго-западе. Такое разделение достаточно хорошо совпадает с простираем и пространственным положением рифтовых систем (рисунок 6.16).

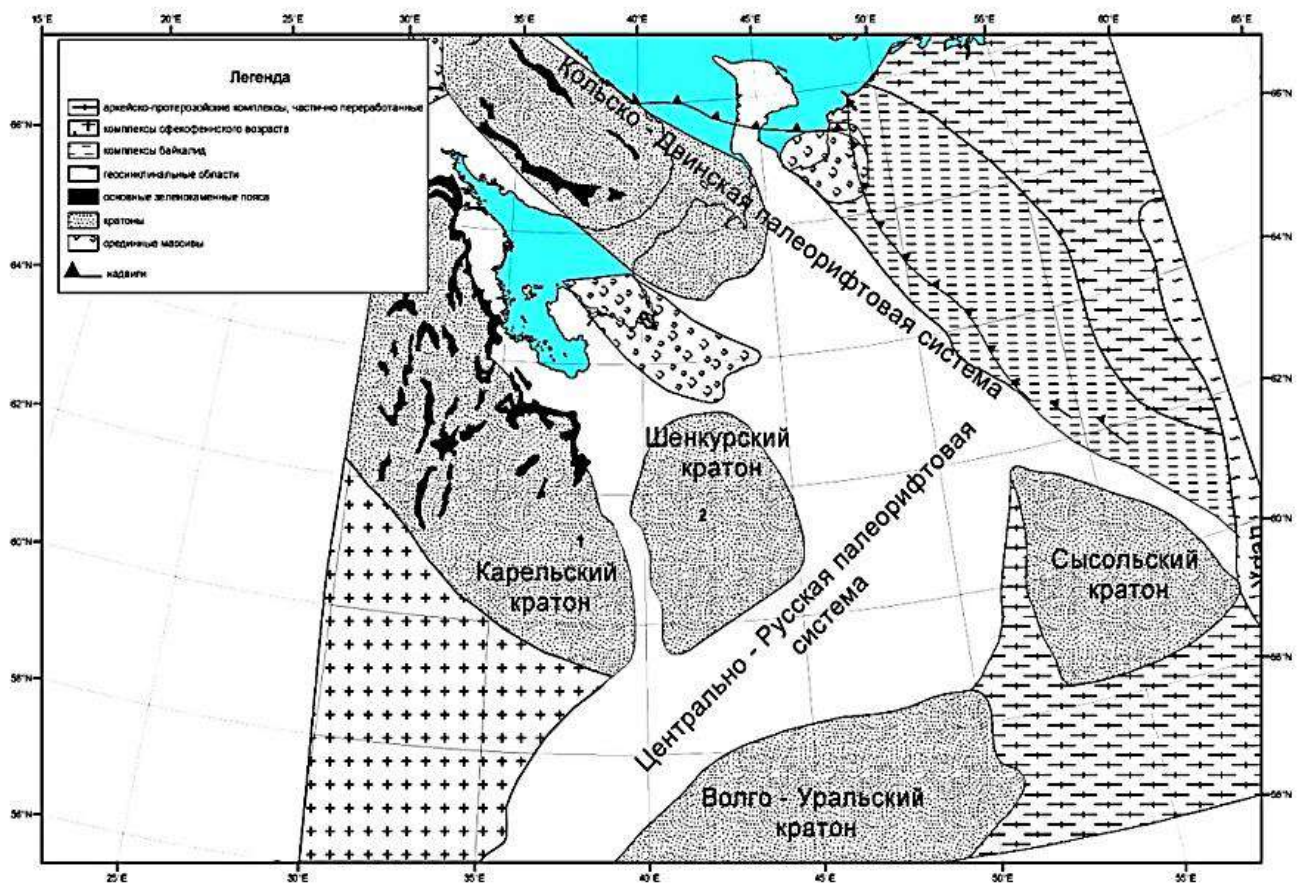


Рисунок 6.16. Схема тектонического строения Восточно-Европейской платформы

Проведенный кластерный анализ с разбиением прямых и обратных форм на 2, 4, 6 и 8 кластеров позволил детализировать формы по протяженности и направлению (рисунок 6.17). Первые классы прямых форм соответствуют внутренней структуре типа «выступ-выступ», последние – типу «впадина-впадина». То же с обратными формами: первые классы соответствуют внутренней структуре типа «впадина-выступ», последние – типу «выступ-впадина».

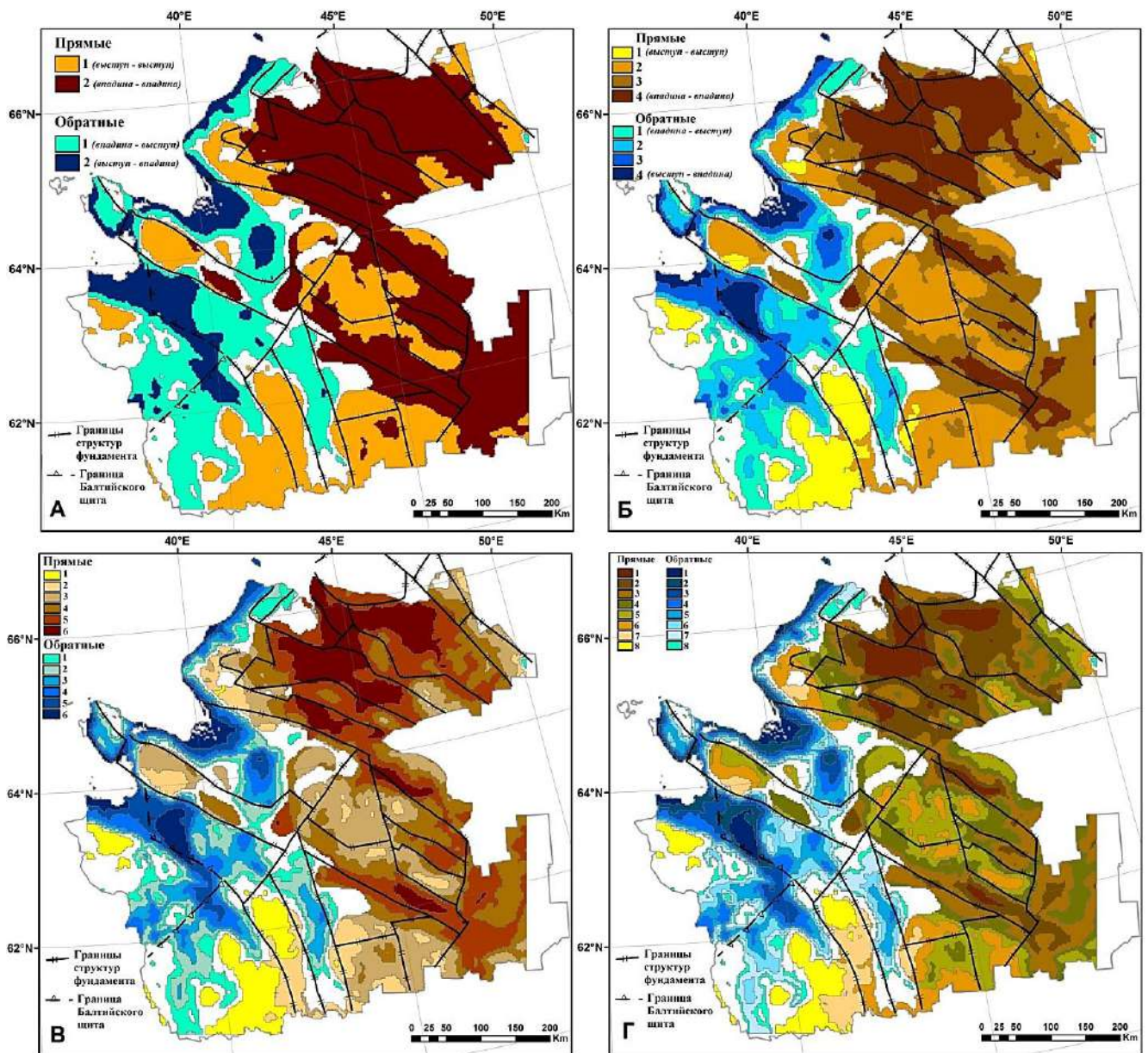


Рисунок 6.17. Сопоставление кластерных значений прямых и обратных форм с основными структурами Русской плиты, по (Полякова и др., 2019а):

А – 2 класса, Б – 4 класса, В – 6 классов, Г – 8 классов

Из рисунка 6.17 хорошо видно северо-западное простирание прямых форм отражения фундамента в современном рельефе.

Было проведено сопоставление материалов по вероятности встречи нефтяных и газовых месторождений по неотектоническим данным (Рябухина и др., 1997) с ЦМР дневной поверхности и ЦМР фундамента (рисунок 6.18), а также с картой районирования территории Архангельской области по формам отражения структур фундамента в дневном рельефе (рисунок 6.19).

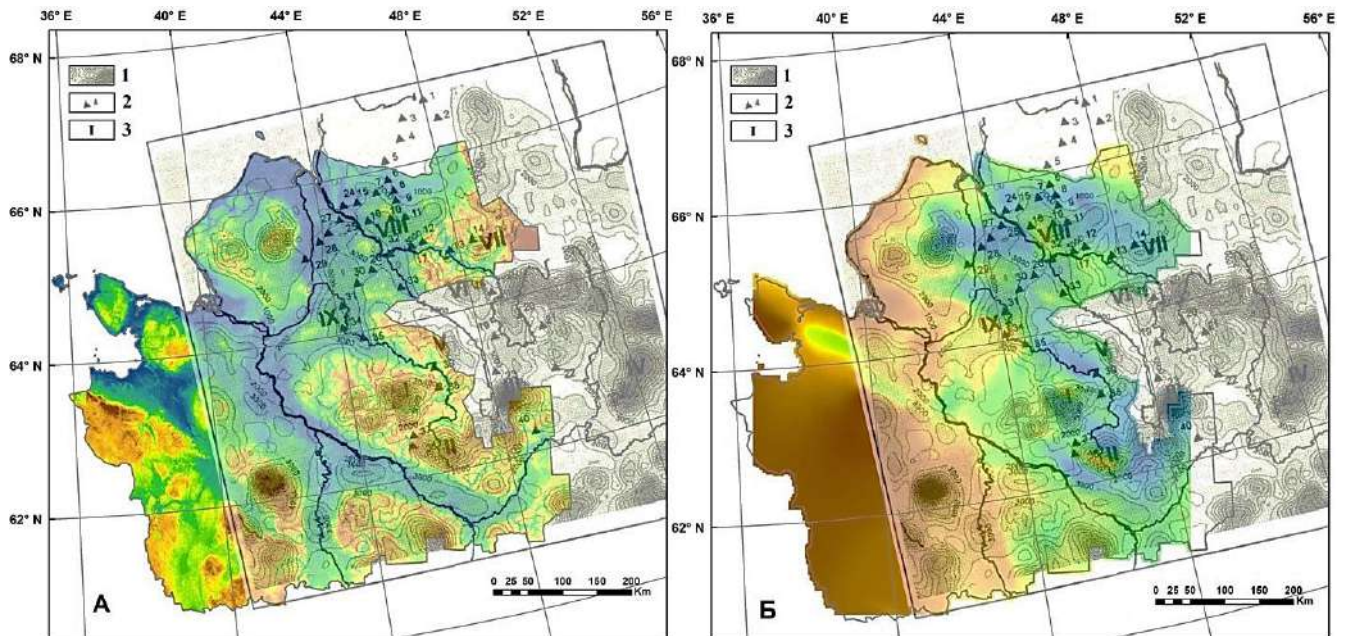


Рисунок 6.18. Сопоставление материалов по вероятности встречи нефтяных и газовых месторождений, по (Рябухина и др., 1997) с ЦМР поверхности и ЦМР фундамента:

1 – изогипсы произведения условных вероятностей встречи нефтяных и газовых месторождений по неотектоническим данным; 2 – скважины; 3 – I-IX – наиболее перспективные участки для поиска нефти и газа

При определении условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления ведущая роль в общем комплексе факторов отдается тектоническим критериям. Большое место в ряду этих факторов отводится деформациям новейшего тектонического этапа (Тимурзиев, 2006). Сами новейшие деформации зачастую полностью или частично унаследуют структурный план более ранних тектонических этапов, причем основной механизм формирования тектонических

структур может функционировать достаточно продолжительное время (Дмитриевская и др., 2000).

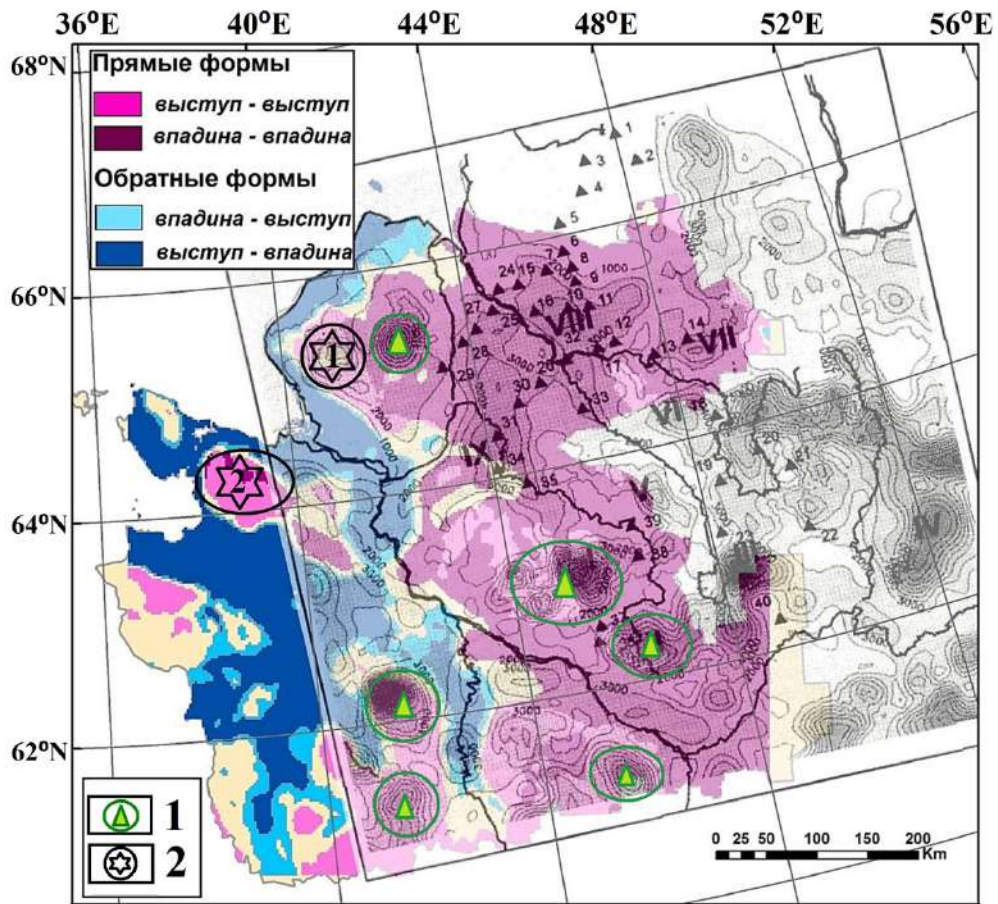


Рисунок 6.19. Сопоставление материалов по вероятности встречи нефтяных и газовых месторождений, по (Рябухина и др., 1997) с картой районирования Архангельской области по формам отражения структур фундамента в дневном рельефе, по (Полякова и др., 2019а):

- 1 – районы вероятных локализаций нефтяных и газовых месторождений;
- 2 – районы кимберлитового магматизма: Зимнебережный (номер 1 на карте), Ненокское и Белозёрское (номер 2 на карте) кимберлитовые поля

Кроме того, предварительные результаты наших расчетов свидетельствуют, что проявления кимберлитового магматизма соответствуют прямым формам отражения структур фундамента в современном рельефе и структурно характеризуются как «выступ-выступ» (рисунок 6.19). Это характерно для Зимнебережного кимберлитового района, в пределах которого в настоящее время

ведется разработка двух месторождений алмазов – имени М.В. Ломоносова и В.П. Гриба, и разведанных Ненокского и Белозерского кимберлитовых полей.

Таким образом, в первом приближении можно говорить о том, что проявление кимберлитового магматизма и районы вероятных локализаций нефтяных и газовых месторождений приурочены к повышениям на поверхности и соответствуют прямым формам отражения структур фундамента в современном рельефе, более тяготеющим к типу «выступ-выступ».

Существует мнение, что сформировавшийся рельеф севера Восточно-Европейской платформы достаточно молод и не отражает ее тектонического строения. Главные черты современного рельефа своим происхождением обязаны деятельности четвертичного оледенения нескольких стадий, а также морских трансгрессий в межледниковые периоды. Остатки унаследованных морфоструктурных элементов дочетвертичного рельефа проявлены только в виде возвышенных участков Ветреного Пояса и Тиманской гряды (Губайдуллин, 2002). Однако принципиально новое положение о том, что Восточно-Европейская платформа как единая структура первого рода является не тектонически пассивной, а достаточно подвижной структурой, особенно в ее окраинных частях, вызывает необходимость учета структурно-тектонических факторов при анализе облика современного рельефа. Неоднозначная, но существующая связь поверхностных процессов с глубинными заставляет более внимательно изучать и использовать результаты региональных глубинных исследований (Ваганова, 2012).

Повсеместное покрытие Архангельской области лесным покровом, малое количество глубинных скважин, вскрывающих древние осадочные толщи и обнажающие поверхность фундамента, значительно затрудняют изучение глубинного строения территории. При поиске и разведке месторождений полезных ископаемых, а также оценке их перспективности, на первое место выходят косвенные признаки и критерии выделения перспективных областей. Одним из таких подходов является выявление структур фундамента на дневной поверхности на основе цифрового моделирования рельефа.

Подобный методический подход к решению проблемы установления проявления глубинных структур в дневном рельефе предложен и применен автором с соавторами впервые (Кутинов и др., 2016, 2017б, 2019б; Полякова и др., 2019а; Кутинов и др., 2020). Вопрос этот имеет не только теоретическое, но и практическое значение. Прямое наследование или отсутствие такового позволяет сделать вывод о возможной активизации разломов при разработке месторождений полезных ископаемых и, как следствие, миграции глубинных флюидов, проникновении загрязняющих веществ по латерали и вертикали и прочих сопутствующих явлениях.

Следует еще раз отметить, что приведенные результаты являются предварительными, требуют дальнейшего детального изучения и проработки. Вопрос наследования остается открытым. Тем не менее, данный подход, несомненно, является современным, актуальным. Дальнейшее проведение геоморфометрического анализа цифровой модели фундамента позволит давать более качественную и детальную оценку его структурных элементов.

Таким образом, **цифровое моделирование рельефа позволяет проводить структурно-геологические исследования. На основе сопоставления цифровой модели рельефа фундамента и цифровой модели дневной поверхности выделены формы проявления структур фундамента в современном рельефе Архангельской области. Прямой характер наследования имеет 61 % территории, обратный – 25 %, районы, где наследование не проявляется, соответствуют 14 % территории области (пятое защищаемое положение).**

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты диссертационного исследования:

1. Выполненный аналитический обзор современных тенденций и подходов к проведению геоэкологических исследований в России и за рубежом позволил обозначить геодинамическую функцию геологической среды, связанную с вероятностью проявления природных геологических процессов в свете возрастающей антропогенной нагрузки на территории Севера Русской плиты (в пределах Архангельской области).

2. Теоретически обоснована возможность применения геоморфометрического анализа рельефа в геоэкологических исследованиях. Проведение геоэкологической оценки состояния природной среды средствами цифрового моделирования рельефа должно осуществляться по следующему алгоритму: выбор ЦМР – выбор программного обеспечения – подготовка ЦМР – выбор геоморфометрических параметров – проведение геоморфометрического анализа по выбранным параметрам – составление карт прогнозно-вероятностного моделирования.

3. В результате проведенного анализа для геоэкологической оценки территории Архангельской области выбраны такие геоморфометрические параметры, как угол наклона, LS фактор, индекс расчлененности рельефа и индекс влажности по степени их участия в развитии эрозионных и аккумулятивных процессов. Для выявления локальных участков, предрасположенных к аккумуляции загрязняющих веществ, применялась сумма горизонтальной и вертикальной кривизн (классификация Трёха).

4. На основе кластерного анализа вышеперечисленных параметров дана геоэкологическая оценка территории Архангельской области по степени развития природных геологических процессов. Выделены участки с наибольшей вероятностью развития эрозионных процессов, соответствующие зонам сноса материала и составляющие порядка 18 % исследуемой территории; участки с возможным проявлением эрозионных процессов, соответствующие зонам

транзита материала и составляющие порядка 33 % территории; участки с потенциальным развитием аккумулятивных процессов, соответствующих зонам накопления материала и составляющие порядка 35 % территории исследования. В зоне аккумуляции выделены также территории, склонные к подтоплению во время паводков и предрасположенные к заболачиванию.

5. Установлена пространственная приуроченность источников антропогенного загрязнения природной среды Архангельской области к природной зоне аккумуляции, а зон лесопромышленного воздействия к природным зонам сноса и, в большей степени, транзита материала, что крайне негативно сказывается на экологическом состоянии территории

5. Проведена геоэкологическая оценка вероятности активизации карстового процесса с применением нового инструмента – подсчета плотности бессточных впадин. Показано, что максимальная плотность бессточных впадин приходится на территории с развитием карбонатного покрытого и погребенного карста. Здесь же располагаются основные объекты техногенного загрязнения. Все это вместе создает нагрузку на хрупкую и уязвимую геологическую среду, поскольку карстовые деформации представляются «открытыми» окнами для проникновения различного вида поллютантов вглубь.

6. Проведена геоэкологическая оценка состояния подземных вод зоны активного водообмена. Показано, что на равнинных территориях индекс расчлененности рельефа отражает химический состав подземных вод. Высокая расчлененность рельефа наряду с малой толщиной перекрывающих четвертичных отложений, отсутствием водоупора способствуют опреснению подземных вод за счет проникновения ультрапресных атмосферных осадков. Низкая расчлененность рельефа обуславливает невысокую интенсивность водообмена и, как следствие, – более высокую минерализацию подземных вод.

7. Показана возможность применения цифрового моделирования рельефа в структурно-геологических исследованиях. На основе сопоставления цифровой модели рельефа фундамента и цифровой модели дневной поверхности выделены формы проявления структур фундамента в современном рельефе Архангельской

области. Прямой характер наследования имеет 61 % территории, обратный – 25 %, районы, где наследование не проявляется, соответствуют 14 % территории области.

8. Полученные данные по формам отражения структур фундамента в современном рельефе позволяют сделать вывод о возможной активизации разломов при разработке месторождений полезных ископаемых и, как следствие, миграции глубинных флюидов, проникновении загрязняющих веществ по латерали и вертикали и прочих сопутствующих явлениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агеев В.В., Есаулко А.Н., Лобанкова О.Ю., Радченко В.И. Основы программирования урожаев сельскохозяйственных культур. Учебное пособие. – 5-е изд., перераб. и доп. – Ставрополь: АГРУС Ставропольского гос. аграрного ун-та, 2014. – 200 с.

Адушкин В.В., Зецер Ю.И. Перераспределение энергии во внутренних и внешних геосферах при высокоэнергетических воздействиях // Динамические процессы в геосферах / Под ред. Ю.И. Зецера – М.: ИДГ РАН, 1994. – С. 10-18

Амбросимов А.В., Сизов О.С. Дистанционное геопространственное информационное обеспечение недропользования в условиях Крайнего Севера: предотвращение рисков, связанных с термоэрозией // Геоматика, 2013. – № 3. – С. 50-58

Андрейчук В.Н. Карст как геоэкологический фактор. Сосновец-Симферополь, 2007. – 137 с.

Андросова Н.К. Геолого-экологические исследования и картографирование (Геоэкологическое картирование). – М.: Изд-во РУДН, 2000. – 98 с.

Анисимов Б.В. Гидрогеологические условия и охрана подземных вод при бурении скважин в нефтяных районах Татарии // Тр. ТатНИПИнефть. – Бугульма, 1989. – Вып. 64. – С. 135-141

Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О.А. Богатикова. – М.: Изд-во МГУ, 1999. – 521 с.

Арэ Ф.Э., Григорьев М.Н., Рахольд Ф., Хуббертен Х.В. Определение скорости отступления термоэрозионных берегов по размерам термотеррас // Криосфера Земли, 2004. – Т. VIII. – № 3. – С. 52-56

Асмус В.В., Бучнев А.А., Пяткин В.П. Жёсткая и нечёткая кластеризация данных дистанционного зондирования Земли // Журнал Сибирского федерального университета. Серия: Техника и технологии, 2016. – № 7(9). – С. 972-978

Атлас Архангельской области. – М.: ГУГК СССР, 1976. – 176 с.

Аэрокосмический мониторинг геологической среды / Под ред. Козлова В.В. – М.: МГП «Геоинформмарк», 1992. – Вып. 5. – 48 с.

Барабошкина Т.А. К методологии составления эколого-геохимических карт //

Сергеевские чтения. – М.: ГЕОС, 2000. – Вып. 2. – С. 302-306

Баранов Ю.Б., Кантемиров Ю.И., Киселевский Е.В., Болсуновский М.А. Построение ЦМР по результатам интерферометрической обработки радиолокационных изображений ALOS PALSAR // Геоматика, 2008. – №1. – С. 37-45

Бгатов В.И. Подходы к экологии. – Новосибирск: Изд. Новосибирского ун-та, 1993. – 222 с.

Беляев В.В. Экологические условия антропогенных лесных экосистем // Геодинамика и геоэкология. Матер. междунар. конфер. – Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 1999. – С. 33-34

Береговой Д.В., Мустафин М.Г. Методика автоматизированного создания топографического плана на основе съёмки с беспилотного летательного аппарата // Геодезия и картография, 2018. – № 9. – С. 30-36. <https://doi.org/10.22389/0016-7126-2018-939-9-30-36>

Березовский В.З., Губайдуллин М.Г., Егоркин А.В., Койфман Л.И., Корневич К.А. Комплексная плотностная модель земной коры Архангельской области // Строение литосферы Балтийского щита. – М.: Изд-во РАН, 1993. – С. 109-116

Берлянт А.М. Картография: Учебник для вузов. – М.: Аспект Пресс, 2002. – 336 с.

Билибина Т.В. Блоковая тектоника и геодинамика земной коры северо-запада Русской платформы и принципы прогнозирования рудоносных структур // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности Русской платформы. – Л.: ВСЕГЕИ, 1986. – С. 22-29

Богданович Н.И. Куткова Н.А., Макаревич Н.А., Лагунова Е.А. Экология Северных территорий. – Архангельск: САФУ, 2014. – 312 с.

Богословский В.А., Жигалин А.Д., Зилинг Д.Г. и др. Эколого-геофизическая функция литосферы // Вестник Моск. ун-та. Сер. 3. Физика, астрономия, 1998. – № 4. – С. 37-40

Большой энциклопедический словарь в 2-х т.: Т. 2 Н-Я. – М.: Советская энциклопедия, 1991. – 768 с.

Бондарик Г.К. Системный подход при инженерно-геологических прогнозах. 27 МГК. Инж. геол. секция. Т.17, 1984. – С. 17

Боревский Б.В., Дробноход Н.И., Язвин Л.С. Оценка запасов подземных вод. – Киев: Высшая школа, 1989

Брауде Д.И. Эрозия почв, засуха и борьба с ними в ЦЧО. – М.: Наука, 1965. – 140 с.

Бровко Е.А. Ефимов С.А. Маслянюк В.Я. Семенов А.Е. Чижов М.Н. Опыт сертификации технологий создания ортофотопланов и ЦМР с помощью АФК на основе БПЛА // Геопрофи, 2017. – № 1. – С. 5-12

Ваганова Н.В. Строение земной коры и верхней мантии Севера Русской плиты по наблюдениям обменных волн от телесеismicических землетрясений: автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. – Екатеринбург, 2012. – 23 с.

Васильев Л.Ю. Климатическое районирование Архангельской области: дисс... канд. географ. наук. – СПб., 2006. – 148 с.

Вахтанов А.С. Лазутин В.А. Суворов А.К. Отображение и анализа рельефа по данным цифровой беспилотной съемки // Геопрофи, 2013. – № 4. – С. 45-49

Водные ресурсы Нечерноземной зоны РСФСР. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 214 с.

Воеводова Г.П., Савицкий А.В. Принципы и методика выделения блоков и основных элементов глубинного строения северо-запада Русской платформы // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности Русской платформы. – Л.: ВСЕГЕИ, 1986. – С. 5-21

Войтеховский Ю.Л. Кластерный анализ в геологии: метрики и меры // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. – № 5. – С. 46-47. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-5-46-47>

Волкомирская Л.Б., Резников А.Е., Руденчик Е.А., Сахтеров В.И. Георадар «Грот-12», результаты глубинного зондирования. – Муром: Издательский полиграфический центр МИ ВлГУ, 2009

Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н. Анализ рельефа при поисках месторождений полезных ископаемых. – М.: Недра, 1990. – 159 с.

Воронков П.П. Формирование химического состава поверхностных вод степной и лесостепной зон Европейской территории СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1955. – 352 с.

Воскресенский К.С. Современные рельефообразующие процессы на равнинах Севера России: автореф. дисс. ... докт. геогр. наук. – М., 1999. – 32 с.

Всеволожский В.А. Современное состояние проблемы региональной оценки и картирования ресурсов подземных вод // Вопросы гидрогеологии. – М.: МГУ, 1981. – 196 с.

Гаев А.Я. Охрана окружающей среды, или введение в геоэкологию: Учеб. пос. – Пермь: Перм. ун-т, 2001. – 244 с.

Галченко Ю.П., Калабин Г.В., Озарян Ю.А. Методика геоинформационного мониторинга природно-технических систем на основе данных дистанционного зондирования // Известия ТулГУ. Науки о Земле, 2020. – Вып. 1. – С. 68-78

Гальперин А.М., Зайцев В.С., Харитоненко Г.Н., Норватов Ю.А. Геология: Часть III – Гидрогеология: Учебник для вузов. – М.: «Мир горной книги», 2009. – 400 с.

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Основные проблемы экологической геологии // Геоэкология, 1995. – № 1. – С. 28-35

Гендлер Е.В., Белкина И.Л., Берендеев Н.С., Гершаник С.Ю. Использование космических снимков для изучения земной коры Карело-Кольского региона // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности Русской платформы. – Л.: ВСЕГЕИ, 1986. – С. 39-52

Географический атлас Архангельской области для общеобразовательных учреждений / Н.М. Бызова, О.В. Гаврилов, Н.В. Коновалова, Я.К. Преминина. – М.: Изд-во МГУ, 2010. – 32 с.

Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна / Альянс компаний-инвесторов по региональному изучению Мезенской синеклизы. – С-Пб.: Наука, 2006. – 320 с.

Геологические формации осадочного чехла Русской платформы / Под ред. Н.С. Иголкиной. – Л.: Недра, 1981. – 224 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Русская платформа / Под ред. В.Д. Наливкина, К.Э. Якобсона. – Л.: Недра, 1985. – 356 с.

Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы / Под

ред. С.Б. Лобач-Жученко и Е.Н. Бибиковой. – Л.: Наука, 1990. – 301 с.

Геология и полезные ископаемые севера Русской плиты: Сборник трудов / Под ред. В.П. Гриба. – М., 1987. – 151 с.

Герасимов И.П. Структурные черты рельефа земной поверхности территории СССР и их происхождение. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 100 с.

Гидрогеология СССР. Т.XLIV. Архангельская и Вологодская области. – М.: Недра, 1969. – 299с.

Гилязов А.Ф. Кластерный анализ как инструмент районирования территории по крупности речных наносов (на примере бассейна Волги) // Вестник Удмуртского университета, 2015 – Т. 25. – Вып. 2. – С. 149-158

Глазовская М.А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. – М.: Изд-во МГУ, 1964. – 230 с.

Глейзер И.В., Копанева И.М., Рублева Е.А. Некоторые аспекты использования ГИС-технологий при морфометрическом анализе рельефа // Вестник Удмуртского университета, 2006. – № 11. – С. 143-146

Глотов А.А. Использование ЦМР для эффективного управления природопользованием // Геоматика. – № 4, 2013. – С. 32-36

Голотковская Г.А., Куринов М.Б. Экологическая экология – наука об оптимальной геологической среде // Геоэкология, 1994. – №2. – С. 29-36

Голоудин Р.И. О принципах составления эколого-геологических схем в комплекте государственной геологической карты РФ // Разведка и охрана недр, 2012. – № 1. – С. 67-69

Гольдберг В.М. Взаимосвязь загрязнения подземных вод и природной среды. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 247 с.

Гольдберг И.С. Металлогеническая специализация нефтегазоносных провинций и условия формирования металлоносных месторождений нефтей и битумов // Основы прогноза и поисков нетрадиционного углеводородного сырья. – Л., 1989. – С. 101-121

Гофаров М.Ю. Применение ГИС-технологий для оценки геоэкологического состояния северотаежных ландшафтов Архангельской области: на примере Беломорско-Кулойского плато: дис. ... канд. географ. наук: 25.00.36. – М.: ГУЗ, 2004.

– 146 с.

Гофаров М.Ю., Болотов И.Н., Кутинов Ю.Г. Ландшафты Беломорско-Кулойского плато: Тектоника, подстилающие породы, рельеф и растительный покров. – Екатеринбург, 2006. – 158 с.

Гофаров М.Ю., Кутинов Ю.Г., Болотов И.Н. Оценка развития эрозионных процессов в северотаежных ландшафтах Русской равнины с применением ГИС-технологий // Геоэкология, 2005. – № 4. – С. 362-369

Гриб В.П. Новые данные о геологии Архангельской области // Геология и полезные ископаемые Архангельской области. – М., 1986. – С. 5-20

Гродзинский М.Д. Ландшафтная экология: Учебник. – Киев, 2013. – 222 с.

Громцев А.Н. Основы ландшафтной экологии европейских таежных лесов России. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. – 238 с.

Губайдуллин М.Г. Геоэкологическая оценка и прогноз состояния территории при освоении минерально-сырьевых ресурсов Европейского Севера России: дисс. ... д-ра геол.-минер. наук. – Пермь, 2003. – 408 с.

Губайдуллин М.Г. Геоэкологические условия освоения минерально-сырьевых ресурсов Европейского Севера России. – Архангельск: Поморский госуниверситет, 2002. – 310 с.

Губайдуллин М.Г., Калашников А.В., Колосов Д.Ф., Бурков Д.В. Оценка воздействия нефтегазовых объектов на почвы и растительность юго-восточной части Большеземельской тундры. – Архангельск, 2017. – 188 с.

Губайдуллин М.Г., Митрофанова Н.В., Сафин С.Г. Экология ресурсов геологической среды // Проблемы экологии Архангельской области на рубеже веков: приоритеты, стратегии, направления / Под ред. М.Х. Шрага, С.Г. Сафина. – Архангельск: Изд-во СМГУ, 2002. – С. 150-168

Губин В.Н., Коркин В.Д. Геоиндикационный подход к дешифрированию проявлений неотектонических движений // Разведка и охрана недр, 1986. – № 1. – С. 21-24

Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северо-Двинском бассейне и в Карелии. – Петрозаводск, 1982. – 156 с.

Демидов И.Н. Четвертичные отложения // Разнообразие биоты Карелии: условия формирования, сообщества, виды. – Петрозаводск, 2003. – С. 19-27

Джамалов Р.Г., Злобина В.Л., Мироненко М.В., Рыженко Б.Н. Влияние закисления атмосферных осадков на химическое равновесие. Термодинамическое моделирование // Водные ресурсы, 1996. – № 5. – С. 556-564

Дмитриевская Т.В., Рябухина С.Г., Дворецкий П.И., Пономарев В.А., Зайцев В.А. Влияние структуры поверхности фундамента на характер распределения нефтяных и газовых месторождений Тимано-Печорского бассейна // Геология нефти и газа, 2000. – № 4. – С. 56-58

Душкова Д.О., Евсеев А.В. Экология и здоровье человека: региональные исследования на Европейском Севере России. – М.: Географический факультет МГУ, 2011. – 192 с.

Евсеева Н.С. Современные процессы рельефообразования юго-востока Западно-Сибирской равнины: автореф. дисс. ... докт. геогр. наук. – Томск, 2006. – 43 с.

Епишин В.К., Трофимов В.Т. Геологическая среда и инженерные сооружения – сложные природно-технические системы. Теоретические основы инженерной геологии. Социально экономические аспекты. – М., Недра, 1985. – С. 32-45

Ермаков В.В. Биогеохимические провинции: концепции, классификации и экологическая оценка // Основные направления геохимии. – М.: Наука, 1995. – С. 183-196

Жучкова В.К., Раковская Э.М. Методы комплексных физико-географических исследований: Учеб. пособие для студентов вузов. – Москва, 2004. – 368 с.

Заславский М.Н. Эрозия почв. – М.: Мысль, 1979. – 245 с.

Зверев В.П. Подземная гидросфера. Проблемы фундаментальной гидрогеологии. – М.: Научный мир, 2011. – 260 с.

Зверев В.П. Подземные воды земной коры и геологические процессы. – М.: Научный мир, 2006. – 256 с.

Зверев В.П. Роль подземных вод в миграции химических элементов. – М.: Недра, 1982. – 183 с.

Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К.О. Кратца. –

Л.: Наука, 1987. – 230 с.

Зецер Ю.И. Энергетика внутренних и внешних геосфер // Проблемы взаимодействия геосфер. Сборник научных трудов ИДГ РАН. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 9-18

Злобина В.Л., Медовар Ю.А., Юшманов И.О. Трансформация состава и свойств подземных вод при изменении окружающей среды. Монография. – М.: Мир науки, 2017. – Режим доступа: <http://izd-mn.com/PDF/21MNNPM17.pdf> – Загл. с экрана. – 191 с.

Исаченко А.Г. Физико-географическая характеристика региона // Состояние окружающей среды Северо-Западного и Северного регионов России. – СПб.: Наука, 1995. – С. 7-30

Историческая геология. – М.: Недра, 1974. – 320 с.

История развития и минерагении чехла Русской платформы / Под ред. Ю.Г. Старицкого. – Л.: Недра, 1981. – 224 с.

Калабин Г.В. Экодинамика техногенных провинций Севера. – Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2000. – 292 с.

Калинкин М.М., Арзамасцев А.А., Поляков И.В. Кимберлиты и родственные им породы Кольского региона // Петрология, 1993. – Т.1. – № 2. – С. 205-214

Капустин И.Н., Кирюхин Л.Г. Геологические формации осадочного чехла Восточно-Европейской платформы и их нефтегазоносность // Изв. вузов. Геол. и разведка, 1987. – № 5. – С.16-24

Карта разломов СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. – Л., 1982. – 56 с.

Карта районирования территории России по степени экстремальности развития эколого-геоморфологических ситуаций / А.Е. Козлова, Г.П. Локшин, И.В. Чеснокова. – М.: Издательство ДМВ, 2006

Картография: учебное пособие / сост. Н.В. Бажукова. – Пермь: ПГНИУ, 2020. – 310 с.

Киркби М.Дж., Морган Р.П. Эрозия почвы. Пер. с англ. – М.: Колос, 1984. – 415 с.

Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Науменко В.Г., Токарев С.В. Оценка мощности

эпикарстовой зоны по распределению глубин воронок // Спелеология и Карстология, 2009. – № 3. – С. 26-38

Ковда В.А. Биогеохимия почвенного покрова. – М.: Наука, 1985. – 264 с.

Козловский Е.А. Геоэкология – новое научное направление // Геоэкологические исследования в СССР: Докл. сов. геол. на Межд. геол. конгр. XXVIII сессия. – М.: ВЕГИНГЕО, 1989. – С. 9-19

Кондратьев К.Я., Пивоварова З.И., Федорова М.П. Радиационный режим наклонных поверхностей. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 215 с.

Коробов В.Б. О методологии построения шкал для классификации природных объектов на основе балльных оценок // Проблемы региональной экологии, 2002. – № 4. – С. 99-108

Коробов В.Б. Сравнительный анализ методов определения весовых коэффициентов «влияющих факторов» // Социология: Методология, методы, математические модели, 2005. – № 20. – С. 054-073

Коробов В.Б. Теория и практика экспертных методов / Под редакцией Б.И. Кочурова. – М.: «Научно-издательский центр ИНФРА-М», 2019. – 281 с.

Коробов В.Б., Кочуров Б.И. Балльные классификации в геоэкологии: преимущества и недостатки // Проблемы региональной экологии, 2007. – № 1. – С. 66-70

Коробова Е.М. Эколого-геохимические проблемы современной ноосферы. – М.: РАН, 2019. – 122 с.

Королев В.А., Николаева С.К. Геоэкологическая оценка зон влияния инженерных сооружений на геологическую среду. – М., Геоэкология. 1994. – № 5. – С. 25-37

Костенко Н.П. Геоморфология. – М.: МГУ, 1999. – 383 с.

Кочуров Б.И. На пути к созданию экологической карты СССР // Природа, 1989. – № 6. – С. 3-12

Кочуров Б.И., Шишкина Д.Ю., Антипова А.В., Костовска С.К. Геоэкологическое картографирование / Под ред. Кочурова Б.И. – М.: Издательский центр Академия, 2009. – 192 с.

Крайнов С.Р., Закутин В.П. Геохимико-экологическое состояние подземных

вод России (причины и тенденции изменения химического состава подземных вод) // Геохимия. – М.: РАН, 1994. – Вып. 3. – С. 312-329

Крайнов С.Р., Швец В.М. Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. – М.: Недра, 1987. – 237 с.

Красилова Н.С. Геологические природные процессы и их воздействие на литосферу и экологические последствия // Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т. Трофимова. – М., 1997. – С. 141-200

Красовская Т.М. Природопользование Севера России. – М.: Изд-во ЛКИ, 2008. – 288 с.

Кузнецов О.Л., Латалин Д.А., Чуткерашвили О.Е. Геоэкология и проблемы освоения геологической среды // Геологические исследования и охрана недр. – М.: Геоинформмарк, 1991. – Вып. 2. – С. 3-8

Кузьмичёнок В.А. Кластерный анализ внутригодового распределения атмосферных осадков // Лед и снег, 2010. – № 1(109). – С. 73-80

Кутинов Ю.Г. Геоэкология арктического сегмента земной коры. Методические и концептуальные аспекты: дис. ... докт. геол.-мин. наук: 25.00.36. – М.: МГГРУ, 2003. – 373 с.

Кутинов Ю.Г. Концептуальные и методические аспекты геоэкологического районирования территории // Сергеевские чтения. – М.: ГЕОС, 2000. – Вып. 2. – С. 321-325

Кутинов Ю.Г. О структурно-тектоническом контроле взрывчатых тел Зимнего берега по данным аэроэлектроразведки // Изв. вузов. Геол. и разведка, 1991. – № 6. – С. 118-121

Кутинов Ю.Г. Экогеодинамика Арктического сегмента земной коры. – Екатеринбург: УрО РАН, 2005. – 388 с.

Кутинов Ю.Г., Боголицын К.Г., Чистова З.Б. Исследования северных территорий Земли из космоса: проблемы, свойства, состояние, возможности на примере МКС-Арктика. В 3-х томах. – Екатеринбург: УрО РАН, 2012. Т. 1 – 390 с. Т. 2. – 272 с. Т. 3 – 472 с.

Кутинов Ю.Г., Минеев А.Л., Полякова Е.В., Чистова З.Б. Выбор базовой цифровой модели рельефа (ЦМР) равнинных территорий Севера Евразии и её

подготовка для геологического районирования (на примере Архангельской области). – Пенза: «Социосфера», 2019. – 177 с.

Кутинов Ю.Г., Минеев А.Л., Чистова З.Б., Полякова Е.В. Выбор цифровой модели рельефа северных арктических территорий РФ для геоэкологического районирования // География арктических регионов, 2017. – СПб.: Типография ООО «Старый город», 2017. – С. 160-163

Кутинов Ю.Г., Полякова Е.В., Чистова З.Б., Минеев А.Л. Отражение структур кристаллического фундамента Архангельской алмазоносной провинции в современном рельефе // Сергеевские чтения. – М.: ГЕОС, 2017. – С. 514-518

Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Геологическое строение западной части низовья Северной Двины по геофизическим данным // Изв. вузов. Геол. и разведка, 1987. – № 11. – С. 136-139

Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. – Архангельск: ОАО «ИПП Правда Севера», 2004. – 285 с.

Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Комплексная модель процессов межгеосферного взаимодействия в тектонических узлах Севера Русской плиты // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время, 2012а. – Т.1. – Вып. 1. <http://e-almanac.space-time.ru/assets/files/rubr1-kora-mantiya-yadro-statya8-kutinovchistova-2012.pdf>

Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Разломно-блоковая тектоника и ее роль в эволюции литосферы // Литосфера и гидросфера Европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. – Екатеринбург: УрО РАН, 2001. – С. 68-112

Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Системные свойства геологической среды. Структура временных потоков и критические рубежи в эволюции геосистем. Часть 1 // Пространство и Время, 2012б. – № 2(8). – С. 139-146

Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Иотов В.И., Юдахин Ф.Н. Отдельные аспекты геодинамики Фенно-Скандии // Геодинамика и геоэкология. Матер. междунар. конфер. – Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 1999. – С. 200-202

Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Минеев А.Л., Полякова Е.В. Отражение структур

кристаллического фундамента Севера Русской плиты в современном рельефе // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Электронный сборник тезисов докладов Четырнадцатой Всероссийской открытой конференции, 2016. – С. 315

Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Полякова Е.В., Минеев А.Л. Применение цифровых моделей рельефа (ЦМР) для выделения тектонических структур древних платформ (на примере северо-запада Русской плиты). – Пенза: «Социосфера», 2020. – 378 с.

Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Полякова Е.В., Минеев А.Л. Цифровое моделирование рельефа для прогноза площадей перспективных на нефть и алмазы // Актуальные проблемы нефти и газа, 2019. – Вып. 1(24). <https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2019-24.art8>

Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. – М.: Высшая школа, 1988. – 319 с.

Лисецкий Ф.Н. Проблемы эрозионного разрушения и формирования почв (научный обзор) // Современные проблемы науки и образования, 2013. – № 2. URL:<http://science-education.ru/ru/article/view?id=8478>

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

Литвиненко И.В. Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. – Л., 1968. – С. 90-96

Литосфера и гидросфера Европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. – Екатеринбург: УрО РАН, 2001. – 408 с.

Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. – Л. Недра. 1977. – 479 с.

Лосев К.С., Аничева М.Д., Чеснокова И.В. Ландшафтоведение и экология – соотношения и структурные единицы // Изв. секции Наук о Земле РАЕН, 2001. – № 6. – С. 67-70

Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / А.Д. Щеглов, В.Н. Москалева, Б.А. Марковский и др. – СПб.: Недра, 1993. –

244 с.

Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия, 1996. – Вып. 13. – С. 53-60

Макарова В.А., Смелова Г.И., Митрофанова Н.В. Лечебные минеральные воды и грязи Архангельской области / Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области. – Архангельск, 2000. – С. 22-27

Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. – М.: МГУ, 1971. – 346 с.

Малков В.Н., Гуркало Е.И., Монахова Л.Б., Шаврина Е.В. и др. Карст и пещеры Пинежья. – М.: Ассоциация «Экост», 2001. – 208 с.

Малов А.И. Подземные воды Юго-Восточного Беломорья: формирование, роль в геологических процессах. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 234 с.

Малов А.И. Подземный сток / Система Белого моря / Под ред. акад. А.П. Лисицина. Том. I. (Природа водосбора Белого моря). – М.: Научный мир, 2010. – С. 218-246

Малов А.И. Экологические функции подземных вод. – Екатеринбург: УрО РАН, 2004. – 167 с.

Малов А.И., Киселев Г.П. Уран в подземных водах Мезенской синеклизы. – Екатеринбург: УрО РАН, 2008. – 238 с.

Мальков Б.А., Холопова Е.Б. Трубки взрыва и алмазоносные россыпи Среднего Тимана. – Сыктывкар: Геопринт, 1995. – 52 с.

Манылов И.В. Оценка точности распознавания классов при автоматизированной обработке аэрофотоснимков // Известия высших учебных заведений. Приборостроение, 2011. – Т. 54. – № 5 – С. 35-39

Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. – М.: Наука, 1965. – 390 с.

Милашев В.А. Кимберлиты и глубинная геология. – Л.: Недра, 1990. – 167 с.

Милашев В.А. Структуры кимберлитовых полей. – Л.: Недра, 1979. – 183 с.

Минеев А.Л. Геоэкологическое районирование территории Архангельской области с использованием цифровых моделей рельефа и ГИС-технологий: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.36. – М.: МГРИ, 2020. – 174 с.

Минеев А.Л., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Полякова Е.В. Подготовка цифровой модели рельефа для исследования экзогенных процессов северных территорий Российской Федерации // *Пространство и Время*, 2015а. – № 3(21). – С. 278-291. Стационарный сетевой адрес: 2226-7271provr_st3-21.2015.83

Минеев А.Л., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Полякова Е.В. Геоэкологическое районирование территории Архангельской области с использованием цифровых моделей рельефа и ГИС-технологий // *Пространство и Время*, 2017. – № 2-3-4(28-29-30). – С. 267-288.

Минеев А.Л., Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Методические аспекты создания цифровой модели рельефа Архангельской области на основе ASTER GDEM V. 2 // *Современные проблемы науки и образования*, 2015б. – № 2; URL: www.science-education.ru/129-21949

Минеев А.Л., Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Надёжность цифровой модели рельефа Архангельской области для проведения геоэкологических исследований // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, 2018. – Т. 15. – № 4. – С. 58-67. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-4-58-67>

Миняев А.П., Юдахин Ф.Н. Экологические проблемы Архангельской области // *Экологические проблемы Европейского Севера: Сб. науч. трудов.* – Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1996. – С. 3-9

Мироненко В.А., Румынии В.Г. Проблемы гидрогеоэкологии: в 3 томах. – М.: изд-во МГУ, 1999. – Т. 2. – 312 с.

Михайлов С.А. Диффузное загрязнение водных экосистем. Методы оценки и математические модели. – Барнаул: «День», 2000. – 130 с.

Моисеев Н.Н. Современное естествознание и проблемы взаимодействия Природы и общества // *Экология и жизнь*, 2007. – № 8(69). – С. 10-14

Молоков Л.А. Опыт изучения области взаимодействия сооружений и геологической среды. *Инж. Геология*, 1982. – № 3. – С. 14-25

Неуструев С.С. (1930). Элементы географии почв // *Генезис и география почв.* – М.: Наука, 1977. – С.149-314.

Никишин Д.А. Процессы генерализации в аналоговой и цифровой картографии

// Системы и средства информатики, 2018. – Т. 28. – № 3. – С. 204-216.
<https://doi.org/10.14357/08696527180316>

Новаковский Б.А., Прасолов С.В., Прасолова А.И. Цифровое картографическое моделирование рельефа реальных и абстрактных геополей // Сергеевские чтения. – М.: ГЕОС, 2009. – Вып. 11. – С. 132-136

Новаковский Б.А., Прасолов С.В., Прасолова А.И. Цифровые модели рельефа реальных и абстрактных геополей. – М.: Научный мир, 2003. – 64 с.

Новик О.Б. Электромагнитные и тепловые сигналы из недр Земли. – М.: Круглый стол, 2001. – 255 с.

Новые идеи в научной классификации: коллективная монография. – Екатеринбург: УрО РАН, 2010. – Вып. 5. – 631 с.

Об основаниях геометрии. Сборник классических работ по геометрии Лобачевского и развитию ее идей / Под ред. А.П. Нордена. – М.: Гостехтеориздат, 1956. – С. 123-162

Опасные экзогенные процессы / Под ред. В.И. Осипова. – М.: ГЕОС, 1999. – 290 с.

Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Щербаков В.М. Экологическая уязвимость природных комплексов Арктической зоны России // Российская Арктика. Геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2002. – С. 841-856

Опекунов Ю.А., Холмянский М.А. Актуальные направления геоэкологических исследований на шельфе // Разведка и охрана недр, 2000. – № 12. – С. 66-71

Осипов В.И. Биосфера и экологическая безопасность: юбилейная лекция. – М.: РУДН, 2017. – 136 с.

Осипов В.И. Геоэкология – междисциплинарная наука об экологических проблемах геосфер // Геоэкология, 1993. – № 1. – С. 4-18

Павлова А.И., Каличкин В.К., Каличкин А.В. Создание цифровой модели рельефа с использованием беспилотного летательного аппарата // Сибирский вестник сельскохозяйственной науки, 2019. – № 49(3). – С. 70-78.
<https://doi.org/10.26898/0370-8799-2019-3-9>

Павлова Е.Ю., Дорожкина М.В. Методика и результаты геоэкологических

исследований на геотопологической основе // Геоморфология, 1995. – № 2. – С. 79-88

Панин А.В., Гельман Р.Н. Опыт применения GPS-технологии для построения крупномасштабных цифровых моделей рельефа // Геодезия и картография, 1997. – № 10. – С. 22-27

Петрова И.Ф. Классификация эколого-геоморфологических карт // Геоморфология, 2014. – № 3. – С. 30-38. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2014-3-30-38>

Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии. – М.: Наука, 1977. – 196 с.

Пириев Р.Х. О морфометрии, ее предмете и методе исследования // Вестник МГУ. Сер. геогр., 1985. – № 3. – С. 81-85

Погорелов А.В. Дифференциальная геометрия. – М.: Наука, 1974. – 176 с.

Познанин В.Л. Эрозионные процессы в криолитозоне // Пространство и Время, 2012. – № 1(7). – С. 127-132

Полынов Б.Б. Кора выветривания. Часть I. Процессы выветривания. Основные фазы и формы коры выветривания и их распределение. – Л.: Изд-во АН СССР, 1934. – 243 с.

Полякова Е.В. Возможности подспутникового ДЗЗ с использованием БПЛА СторСам в условиях Европейского Севера // Вестник ПГУ. Сер. Естественные науки. – Архангельск, 2010. – № 2. – С. 22-26

Полякова Е.В. Геоморфометрический подход в геоэкологических исследованиях северных территорий страны // Успехи современного естествознания, 2018. – № 3. – С. 117-122. <https://doi.org/10.17513/use.36712>

Полякова Е.В. Оценка природного состояния подземных вод северных территорий на основе цифровой модели рельефа // Глобальные проблемы Арктики и Антарктики. Сборник научных материалов Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 90-летию со дня рождения акад. Николая Павловича Лавёрова, 2020. С. 293-296

Полякова Е.В. Оценка растительного покрова острова Вайгач по данным дистанционного зондирования Земли в условиях изменяющегося климата // Фундаментальные исследования, 2015. – № 2. – С. 4924-4929

Полякова Е.В. Стронций в источниках водоснабжения Архангельской области и его влияние на организм человека // Экология человека, 2012а. – № 2. – С. 9-14

Полякова Е.В. Стронций в подземных водах Мезенской синеклизы. – Germany: LAP Lambert Academic Publishing, Hamburg, 2012б. – 185 с.

Полякова Е.В. Стронций-содержащие воды Юго-Восточного Беломорья и возможности их практического использования: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.07. – М.: ИГЭ РАН, 2005. – 163 с.

Полякова Е.В. Стронцийсодержащие воды Юго-Восточного Беломорья. – Екатеринбург: УрО РАН, 2009. – 102 с.

Полякова Е.В. Учет геоморфометрических параметров рельефа при ведении хозяйственной деятельности на территории Архангельской области // Евразийский союз ученых, 2019. – № 3-2(60). – С. 33-37. DOI:[10.31618/ESU.2413-9335.2019.2.60.33-37](https://doi.org/10.31618/ESU.2413-9335.2019.2.60.33-37)

Полякова Е.В., Гофаров М.Ю. Анализ временных изменений наземных экосистем на территории разработки алмазов им. М.В. Ломоносова по данным дистанционного зондирования Земли // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2012а. – Т. 9. – № 2. – С. 78-84

Полякова Е.В., Гофаров М.Ю. Возможности подспутникового дистанционного зондирования наземных участков с использованием беспилотного летательного аппарата StopCam // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2011. – Т. 8. – № 4. – С. 61-65

Полякова Е.В., Гофаров М.Ю. Морфометрический анализ рельефа острова Вайгач по данным дистанционного зондирования Земли // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2014. – Т. 11. – № 1. – С. 226-234

Полякова Е.В., Гофаров М.Ю. Применение аэрофотосъемки с беспилотного летательного аппарата при составлении цифровой модели местности (на примере субарктического термального урочища Пымвашор) // Известия Коми научного центра УрО РАН, 2012б. – Вып. 3 (11). – С. 52-56

Полякова Е.В., Гофаров М.Ю., Скютте Н.Г., Игловский С.А. Спутниковые и подспутниковые методы исследований наземных гидротермальных экосистем (на примере субарктического термального урочища Пымвашор в Большеземельской

тундре) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, – 2013. – Т. 10. – № 2. – С. 115-128

Полякова Е.В., Игловский С.А. Особенности распределения снежного покрова в условиях субарктического гидротермального урочища Пымвапор // Лед и снег, 2012. – № 2 (118). – С. 76-80

Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г., Минеев А.Л., Чистова З.Б. Анализ возможности применения цифровых моделей рельефа ASTER GDEM v2 и ArcticDEM для исследований арктических территорий России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2020а. – Т. 17. – № 7. – С. 117-127. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-7-117-127>

Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г., Минеев А.Л., Чистова З.Б. Геоэкологическая оценка вероятности активизации карстовых процессов на основе цифрового моделирования рельефа // Анализ, прогноз и управление природными рисками с учетом глобального изменения климата «ГЕОРИСК-2018». Материалы X Междунар. научно-практич. конфер.: в 2 томах. – Москва, 2018. – С. 221-225

Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г., Минеев А.Л., Чистова З.Б. Опыт применения цифрового моделирования для выявления наследования структур фундамента в современном рельефе севера Русской плиты // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2019а. – Т. 16. – № 2. – С. 75-83. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-2-75-83>

Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г., Минеев А.Л., Чистова З.Б. Применение геоморфометрического анализа рельефа при осуществлении хозяйственной деятельности на территории Архангельской области // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология, 2021б. – № 2. – С. 86-95. <https://doi.org/10.31857/S0869780921020065>

Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г., Минеев А.Л., Чистова З.Б. Цифровое моделирование рельефа в оценке вероятности развития эрозионных процессов в северных регионах страны // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2019б. – Т. 16. – № 1. – С. 95-104. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-1-95-104>

Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Минеев А.Л.

Геоморфометрический подход в геоэкологических исследованиях северных территорий // Проблемы обеспечения экологической безопасности и устойчивое развитие арктических территорий. Сборник материалов Всероссийской конференции с международным участием II Юдахинские чтения, 2019в. – С. 373-377

Полякова Е.В., Малов А.И. Формирование стронций-содержащих подземных вод в Беломорье // Вестник Поморского университета, 2005. – №1(7). – С. 39-46

Полякова Е.В., Минеев А.Л., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Оценка исходных данных глобальной модели ArcticDEM для исследований северных территорий РФ // Уральский геологический журнал, 2020б. – № 5(137). – С. 3-19

Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г., Минеев А.Л., Чистова З.Б., Беленович Т.Я. Применение глобальной цифровой модели рельефа ASTER GDEM v2 для выделения районов возможной активизации карстовых процессов на территории Архангельской области // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки, 2021а. – Т. 163. – Кн. 2. – С. 302-319. <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2021.2.302-319>

Полякова Е.В., Мырцева Е.А. Распределения некоторых нормируемых компонентов в подземных водах севера Русской плиты и их воздействие на организм человека // Успехи современного естествознания, 2016. – № 10. – С. 140-145

Проблемы классифицирования склоновых гравитационных процессов / Под ред. М.В. Чуринова, Е.А. Толстых. – М.: Наука, 1985. – 204 с.

Проблемы рационального использования геологической среды. – М.: Наука, 1988. – 245 с.

Проблемы экологии Архангельской области на рубеже веков: приоритеты, стратегии, направления / Под ред. М.Х. Шрага. – Архангельск: Изд-во СМГУ, 2002. – 267 с.

Резанов И.А. Эволюция представлений о земной коре. – М.: Недра, 2002. – 299 с.

Реймерс Н.Ф. Природопользование: Словарь-справочник. – М. Мысль, 1990. – 637 с.

Розенберг Г.С., Мозговой Д.П., Гелашвили Д.Б. Экология. Элементы теоретических конструкций современной экологии. – Самара: СамНЦ РАН, 1999. –

396 с.

Романова Е.Н. Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 279 с.

Руководство по определению гидрографических характеристик картометрическим методом. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 96 с.

Руш Е.А. Анализ методов геоэкологической оценки природно-техногенных систем // Экология промышленного производства, 2006. – № 3. – С. 2-8

Рычагов Г.И. Общая геоморфология. – М.: Наука, 2006. – 416 с.

Рябухина С.Г., Дмитриевская Т.В., Зайцев В.А. Перспективы нефтегазоносности Мезенской синеклизы по неотектоническим данным // Геология нефти и газа, 1997. – № 6. – С. 16-21

Савинов Ю.А. Геоморфологические районы Архангельской области // Северо-Запад Европейской части СССР. – Л.: ЛГУ, 1968. – С. 66-81

Савицкий А.В., Афанасьева Е.Н., Гукасян Г.О., Петров Ю.В. Разрывные нарушения Северо-Запада Русской платформы и их металлогеническое значение // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности Северо-Запада Русской платформы. – Л.: ВСЕГЕИ, 1986. – С. 39-52

Салищев К.А. О картографическом методе исследований // Вестник МГУ. Сер. физ.-мат. естеств. наук, 1955. – № 10. – С. 161-170

Салоп Л.И. Геологическое строение Земли в докембрии. – Л.: Недра, 1982. – 343 с.

Самарина В.С. Гидрогеохимия. – Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1977. – 360 с.

Самсонов Т.Е. Мультимасштабное картографирование рельефа на основе создания баз геоданных: дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.33. – М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2010. – 178 с.

Самсонов Т.Е. Мультимасштабное картографирование рельефа: общегеографические и гипсометрические карты. – Germany: LAP Lambert Academic Publishing Saarbrucken, 2011. – 207 с.

Сенькин О.В. Проблемы применения геоморфологической системы // Вест. Ленингр. ун-та. Сер. 7. Геология. География, 1986. – Вып. 3. – С. 62-68

Сербенюк С.Н. Картография и геоинформатика – их взаимодействие. –

М.: МГУ, 1990. – 160 с.

Сергеев Е.М. Проблемы инженерной геологии в связи с охраной и рациональным использованием геологической среды // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1987. – № 5. – С. 77-86

Сергиенко В.Г. Разнообразие и охрана природных территорий севера Восточной Европы. – СПб: ФБУ «СПбНИИЛХ», 2012. – 262 с.

Серебряный Л.Р., Хропов А.Г., Кузнецов М.П., Корякин В.С. Опыт составления обзорной карты антропогенных трансформаций высокоширотных территорий России // Изв. АН. Сер. географическая, 1992. – № 4. – С. 89-96

Силин-Бекчурин А.И. Динамика подземных вод. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1958. – 258 с.

Симонов Ю.Г. Морфометрический анализ рельефа. – Смоленск: Изд-во Смоленского гуманитарного ун-та, 1998. – 271 с.

Синицын А.В., Ермолаева Л.А., Станковский А.Ф. и др. О мезозойской тектонической и магматической активизации северной части Русской плиты // Докл. АН СССР, 1986. – Т. 287. – № 6. – С. 39-52

Скублова Н.В. Геоморфологический анализ при комплексной оценке и прогнозировании геоэкологических ситуаций // Геоморфология, 1995. – № 2. – С. 66-74

Сладкопевцев С.А. Проблемы эколого-геоморфологического картографирования // Геодезия и картография, 2016. – № 6. – С. 21-26.
<https://doi.org/10.22389/0016-7126-2016-912-6-21-26>

Современные изменения в литосфере под влиянием природных и антропогенных факторов / В.И. Осипов и др. – М.: Недра, 1996. – 222 с.

Соломкина М.М. Освоение минеральных ресурсов Архангельской области и экологическая обстановка в регионе (отражение в общественном мнении) // Проблемы и основные научные направления исследований в ОАО «Архангельскгеолдобыча». – М.: ВНИИОЭНГ, 2001. – С. 109-115

Состояние и охрана окружающей среды Архангельской области за 2018 год. Доклад. – Архангельск: Министерство природных ресурсов и лесопромышленного комплекса Архангельской области, 2019. – 431 с.

Состояние окружающей среды Северо-Западного и Северного регионов России. – СПб.: Наука, 1995. – 370 с.

Спиридонов Д.А., Трофимов В.Т. Содержательный алгоритм изучения инженерно-геологических условий в эпоху техногенеза // Изв. секции Наук о Земле РАЕН, 2001. – № 6. – С. 50-60

Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П. и др. Венд Юго-Восточного Беломорья // Доклады АН СССР. Сер. геол., 1981. – № 2. – С. 78-87

Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П. и др. Новый тип магматизма в венде на севере Русской платформы // Докл. АН СССР, 1979. – Т. 247. – № 6. – С. 1456-1460

Станковский А.Ф., Якобсон К.Э. Структура фундамента и осадочного чехла Юго-Восточного Беломорья // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. – Л.: ВСЕГЕИ, 1986. – 423 с.

Стешин И.С. Технология создания трехмерной модели местности на основе данных дистанционного зондирования Земли с беспилотного летательного аппарата в сервисе Maps Made Easy [Электронный ресурс] / И.С. Стешин // Научное обозрение: электрон. журнал, 2017. – № 1. – 1 электрон. опт. диск (CD-ROM)

Строение литосферы Балтийского щита. – М.: Изд-во РАН, 1993. – 166 с.

Структура и динамика природных компонентов Пинежского заповедника (северная тайга ЕТР, Архангельская область). Биоразнообразие и георазнообразие в карстовых областях / Пучнина Л.В., Горячкин С.В., Глазов М.В. и др. – Архангельск, 2000. – 267 с.

Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР / Под ред. В.А. Дедеева. – Л.: Наука, 1982. – 200 с.

Сычев К.И. Научное содержание и основные направления геоэкологии // Разведка и охрана недр, 1991. – № 11. – С. 2-6

Танасиенко А.А., Путилин А.Ф., Артамонова В.С. Экологические аспекты эрозионных процессов. – Новосибирск: ГПНТБ СО РАН, 1999. – 89 с.

Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1:1500000. / Гл. редакторы М.Г. Леонов, Г.С. Казанин. / Отв. редактор А.С. Балуюев. – М.: ИПП «Куна», 2010

Тимурзиев А.И. Новейшая тектоника и нефтегазоносность запада Туранской плиты // Геология Нефти и Газа, 2006. – № 1. http://www.vipstd.ru/index.php/gng-publisher/gng_01_2006-publisher/23-a05

Ткачев Ю.А. Основания многомерного кластерного анализа в геологии // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. – № 2. – С. 44-52. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-2-44-52>

Токарев С.В. К методике карстолого-геоморфологического картирования посредством использования спутниковых данных о рельефе Земли // Ученые записки Таврического национального университета им. В.И. Вернадского Серия «География», 2011. – Том 24 (63). – №3. – С.185-193

Тооминг Х.Г., Гуляев Б.И. Методика измерения фотосинтетически активной радиации. – М.: Наука, 1967. – 144 с.

Торсуев Н.П. Карст: пути географического изучения. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1985. – 156 с.

Торсуев Н.П., Левин С.А. Географические аспекты изучения равнинного карста. – Казань, 1980. – 208 с.

Тоскунина В.Э. Проблемы лесного комплекса Архангельской области и пути их решения // Экономические и социальные перемены: факты, тенденции, прогноз, 2008. – Вып. 3(3). – С. 29-31

Трегуб А.И., Жаворонкин О.В. Морфометрия современной поверхности и неотектоническая структура территории ВКМ // Вестник Воронежского университета. Сер. Геология, 2000. – Вып. 9. – С. 19-26

Третьяков В.М., Белогубова М.Н. Экологические проблемы Архангельской области и основные направления их решения // Социально-Экологические проблемы Европейского Севера. – Архангельск, 1991. – С. 3-17

Трофимов В.Т., Аверкина Т.И. Многообразие инженерно-геологических структур Земли // Геоэкология, 1999. – № 2. – С. 157-163

Трофимов В.Т., Герасимова Н.С., Красилова Н.С. Устойчивость геологической среды и факторы ее определяющие // Геоэкология, 1994. – № 2. – С. 18-28

Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Инженерная геология: теоретико-методологические основы и взаимоотношения. – М.: Изд-во МГУ, 1999. – 120 с.

Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г., Аверкина Т.И. и др. Теория и методология экологической геологии. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 368 с.

Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г., Харькина М.А., Барабошкина Т.А., Жигалин А.Д. Эколого-геологические карты. Теоретические основы и методика составления: учеб. пособ. / Под ред. В.Т. Трофимова. – М.: Высшая школа, 2007. – 407 с.

Труды Геологического института. Вып. 597: Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000) / Балувев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Отв. ред. М.Г. Леонов. – М.: ГЕОС, 2012. – 104 с.

Тяпкин К.Ф., Кивелюк Т.Т. Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. – М.: Недра, 1982. – 239с.

Уиттекер Р. Сообщества и экосистемы. Пер. с англ. – М.: Прогресс, 1980. – 327 с.

Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). – Новосибирск: Наука, 1984. – 183 с.

Факторы, влияющие на глобальные изменения окружающей среды на Европейском Севере / Юдахин Ф.Н., Кутинов Ю.Г. и др. / Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2002. – С. 857-873.

Федорова Т.К. Физико-химические процессы в подземных водах. – М.: Недра, 1985. – 184 с.

Флоринский И.В. Теория и приложения математико-картографического моделирования рельефа: дисс. ... д-ра техн. наук. – Пушкино, 2010. – 267 с.

Функционирование субарктической гидротермальной экосистемы в зимний период / Под ред. К.Г. Боголицына, И.Н. Болотова. – Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – 252 с.

Харькина М.А., Зилинг Д.Г. Сопоставление содержания инженерно-геологических и эколого-геологических карт // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология, 2002. – № 4 – С. 61-68

Харькина М.А., Трофимов В.Т. О содержании и назначении карт эколого-

геодинамического районирования в системе инженерно-экологических изысканий // Инженерные изыскания, 2019. – Т. 13, № 3. – С. 6-17

Хромых В.В., Хромых О.В. Цифровые модели рельефа: учебное пособие. – Томск: Изд-во «ТМЛ-Пресс», 2007. – 178 с.

Чернов М.С. Построение цифровой модели местности района Паужетских термальных полей с использованием легкого беспилотного летательного аппарата // Материалы XXI региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы». – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. – С. 214-217

Чижишев А.Г. Карст Русской равнины. – М.: Наука, 1978. – 192 с.

Шаврина Е.В. Карст Европейского севера России: причины и факторы развития // Карстование – XXI век: теоретическое и практическое значение. М-лы международного симпозиума. – Пермь, 2004. – С. 85-89

Шаврина Е.В. Карст юго-востока Беломорско-Кулойского плато, его охрана и рациональное использование: автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. – Пермь, 2002. – 22 с.

Шаврина Е.В. Современное развитие подземного и поверхностного карста юго-востока Беломорско-Кулойского плато // Вопросы географии, 2018. – № 147. – С. 88-106

Шаврина Е.В., Малков В.Н., Гуркало Е.И. Особенности развития и распространения карста Архангельской области // Геоморфология, 2007. – № 2. – С. 90-101

Шарый П.А. Геоморфометрический анализ пространственной изменчивости почв и экосистем: дисс. ... д-ра биол. наук. – Ростов-на-Дону, 2016. – 319 с.

Шарый П.А. Геоморфометрия в науках о Земле и экологии, обзор методов и приложений // Изв. Самарского научного центра РАН, 2006. – Т. 8. № 2. – С. 458-473

Шварцман Ю.Г., Болотов И.Н., Игловский С.А. Современное геоэкологическое состояние ландшафтов Мезенской тундры // Вестник Поморского университета. Сер. Естественные и точные науки, 2003. – № 1(3). – С. 42-55

Шевкунов А.И., Гамов В.Ю., Юркин А.В. Осуществление ракетно-космической деятельности космодрома «Плесецк» // Экологические и медико-социальные аспекты использования районов падения отделяющихся частей ракет.

Сб. докл. научн.-практич. конфер. – Архангельск: АГТУ, 2008. – С. 3-13

Штенгелов Р.С., Гриневский С.О. Геоэкологические аспекты техногенных воздействий на подземные воды // Геодинамика и геоэкология: Материалы междунар. конф. – Архангельск, ИЭПС УрО РАН, 1999. – С. 425-427

Щукин В.С., Колодько А.А., Саблукова С.М. и др. Позднедевонский вулканизм на Юго-Восточном Беломорье Архангельской области // Сырьевая база России в XXI веке. Матер. конфер. – М.: ВНИИОЭНГ, 2002. – С. 484-499

Экология человека в изменяющемся мире / Под ред. В.А. Черешнева. – Екатеринбург: УрО РАН, 2006. – 570 с.

Эколого-географическое картографирование и районирование Сибири. – Новосибирск: Наука, 1990. – 258 с.

Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 300 с.

Якименко Э.Л. Морфометрия рельефа и геология. – Новосибирск: Наука, 1990. – 200 с.

Arnold N. A new approach for dealing with depressions in digital elevation models when calculating flow accumulation values // Prog. Phys. Geogr., 2010. – Vol. 34(6). – P. 781-809. <https://doi.org/10.1177/0309133310384542>

ASTER Global DEM Validation. Summary Report / ASTER GDEM Validation Team: METI/ERSDAC, NASA/LPDAAC, USGS/EROS, 2009. – 28 p. http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/ver2Validation/Summary_GDEM2_validation_report_final.pdf

Booth A.M., Roering J.J., Perron J.T. Automated landslide mapping using spectral analysis and high-resolution topographic data: Puget Sound lowlands, Washington, and Portland Hills, Oregon // Geomorphology, 2009. – Vol. 109. – P. 132-147. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2009.02.027>

Capo M., Perez A., Lozano J.A. An efficient K-means clustering algorithm for massive data // Journal of LaTeX class files, 2015. – Vol. 14(8). – P. 1-14. [arXiv:1801.02949](https://arxiv.org/abs/1801.02949)

Cummins P.F. Stratified flow over topography: time-dependent comparisons

between model solutions and observations // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2000. – Vol. 33(1). – P. 43-72

Dawod G., Al-Ghamdi K. Reliability of Recent Global Digital Elevation Models for Geomatics Applications in Egypt and Saudi Arabia // *Journal of Geographic Information System*, 2017. – Vol. 9. – P. 685-698. <https://doi.org/10.4236/jgis.2017.96043>

Demidov I.N., Houmak-Helsen M., Kjaer, Larsen E. The last Scandinavian Ice Sheet in Northwest: ice flow patterns and decay dynamics // *Boreas*. Oslo, 2006. – Vol. 35. – P. 425-443

Deng Y. New trends in digital terrain analysis: landform definition, representation, and classification // *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 2007. – Vol. 31. – P. 405-419. <https://doi.org/10.1177/0309133307081291>

Desmet P., Govers G. A GIS procedure for automatically calculating the ULSE LS factor on topographically complex landscape units // *Journal of Soil and Water Conservation*, 1996. – Vol. 51(5). – P. 427-433.

Doumit J.A., Awad S.F. DEM Spatial Resolution Impact On Hillslope Erosion and Deposition Modeling, an Application On Lebanese Watersheds // *Sustainability in Environment*, 2019. Vol. 4(2). P. 75-85. <http://dx.doi.org/10.22158/se.v4n2p75>

Dramis F., Guida D., Cestari A. Nature and aims of geomorphological mapping // *Developments in Earth Surface Processes*, 2011. – Vol. 15. – P. 39-73. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53446-0.00003-3>

Eckerstorfer M., Eriksen H.Ø., Rouyet L., Christiansen H.H., Lauknes T.R., Blikra L.H. Comparison of geomorphological field mapping and 2D-InSAR mapping of periglacial landscape activity at Nordnesfjellet, northern Norway // *Earth Surface Processes and Landforms*, 2018. – Vol. 43. – P. 2147-2156. <https://doi.org/10.1002/esp.4380>

Enyedi P., Pap M., Kovács Z., Takács-Szilágyi L., Szabó S. Efficiency of local minima and GLM techniques in sinkhole extraction from a LiDARbased terrain model // *International Journal of Digital Earth*, 2019. – Vol. 12. – No. 9. – P. 1067-1082. <https://doi.org/10.1080/17538947.2018.1501107>

Evans I.S. Geomorphometry and landformmapping: what is a landform? // *Geomorphology*, 2012. – Vol. 137. – P. 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.09.029>

Fernandez A., Adamowski J., Petroselli A. Analysis of the behavior of three digital elevation model correction methods on critical natural scenarios // *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 2016. – Vol. 8. – P. 304-315. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.09.009>

Fisher P., Tate N. Causes and consequences of error in digital elevation models // *Prog. Phys. Geogr.*, 2006. – Vol. 30(4). – P. 467-489

Floors R., Peña A., Gryning, S.E. The effect of baroclinicity on the wind in the planetary boundary layer // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2014. – Vol. 141. – P. 619-630. <https://doi.10.1002/qj.2386>

Florinsky I.V. *Digital Terrain Analysis in Soil Science and Geology*. – 2nd ed. – Amsterdam: Elsevier / Academic Press, 2016. – 486 p. <https://doi.org/10.1016/C2010-0-65718-X>

Franklin S.E. Geomorphic processing of digital elevation models // *Computers & Geosciences*, 1987. – Vol. 13(6). – P. 603-609. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(87\)90030-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(87)90030-6)

Freeman T.G. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid // *Computers & Geosciences*, 1991. – Vol. 17(3). – C. 413-422

Fu S., Cao L., Liu B., Wu Z., Savabi M.R. Effects of DEM grid size on predicting soil loss from small watersheds in China // *Environmental Earth Sciences*, 2015. – Vol. 73. – P. 2141-2151. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3564-3>

Gaal G., Gorbachev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Research*, 1987. – Vol. 3. – P. 287-318

Gallay M., Hochmuth Z., Kaňuk J. Geomorphometric analysis of cave ceiling channels mapped with 3D terrestrial laser scanning // *Hydrology and Earth System Sciences*, 2016. – Vol. 20(5). – P. 1827-1849. <https://doi.org/10.5194/hess-20-1827-2016>

Geiger R. *Das Klima der bodennahen Luftschicht*. Braunschweig: Vieweg, 1927. – 246 p.

Geomorphometry: Concepts, Software, Applications / Hengl T., Reuter H.I. (Eds.). Amsterdam: Elsevier, 2009. – 796 p.

Grimaldi S., Nardi F., Di Benedetto F., Instanbulluoglu E., Bras R.L. A physically based method for removing pits in digital elevation models // *Adv. Water Resour.*, 2007. –

Vol. 30. – P. 2115-2158

Hartigan J. A., Wong M. A. Algorithm AS 136: A K-Means Clustering Algorithm // Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics), 1979. – Vol. 28(1). – P. 100-108

Hayashi M., van der Kamp G. Simple equations to represent the volume-area-depth relationships of shallow wetlands in small topographic depressions // Journal of Hydrology, 2000. – Vol. 237. – P. 74-85

Hengl T., Bajat B., Reuter H.I., Blagojevic D. Geostatistical modelling of topography using auxiliary maps // Computers & Geosciences, 2008. – Vol. 34(12). – P. 1886-1899. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.01.005>

Hofierka J., Gallay M., Bandura P., Šašak J. Identification of karst sinkholes in a forested karst landscape using airborne laser scanning data and water flow analysis // Geomorphology, 2018. – Vol. 308. – P. 265-277
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.02.004>

Horn B.K.P. Hill shading and the reflectance map // Proceedings IEEE, 1981. – Vol. 69(1). – P. 14-47. <https://doi.org/10.1109/PROC.1981.11918>

Hugentobler M. Terrain Modelling with Triangle Based Free-Form Surfaces. PhD thesis. University of Zurich, Switzerland, 2004

Huggett R.J., Cheesman J. Topography and the Environment. Harlow: Pearson Education, 2002. – 274 p.

Hutchinson M.F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits // Journal of Hydrology, 1989. – Vol. 106. – P. 211-232

Karpatne A., Ebert-Uphoff I., Ravela S., Babaie H.A., Kumar V. Machine learning for the geosciences: challenges and opportunities // IEEE Transactions on Knowledge and Data Engineering, 2019. – Vol. 31(8). – P. 1544-1554.
<https://doi.org/10.1109/TKDE.2018.2861006>

Kirkby M.J., Chorley R.J. Throughflow, overland flow and erosion // Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol., 1967. – Vol. 12(3). – P. 5-21

Li Z., Zhu Q., Gold C., Digital Terrain Modeling: Principles and Methodology. – New York: CRC Press, 2005. – 323 p.

Lindsay J.B. Efficient hybrid breaching-filling sink removal methods for flow path

enforcement in digital elevation models // *Hydrological Processes*, 2016. – Vol. 30(6). – P. 846-857

Lindsay J.B., Creed I.F. Removal of artifact depressions from digital elevation models: Towards a minim impact approach // *Hydrological Processes*, 2005a. – Vol. 19. – P. 3113-3126

Lindsay J.B., Creed I.F. Sensitivity of Digital Landscapes to Artifact Depressions in Remotely-sensed DEMs // *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 2005b. – Vol. 71(9). – P. 1029-1036

Lu S., Liu B., Hu Ya., Fu S., Cao Qi, Shi Ya., Huang T. Soil erosion topographic factor (LS): Accuracy calculated from different data sources // *Catena*, 2020. – Vol. 187. – P. 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104334>

Mackay D.S., Band L.E. Extraction and representation of nested catchment areas from digital elevation models in lake-dominated topography // *Water Resources Research*, 1998. – Vol. 34(4). – P. 897-901

Mark D.M. Automatic detection of drainage networks from digital elevation models // *Cartographica*, 1984. – Vol. 21. – P. 168-178. <http://dx.doi.org/10.3138/10LM-4435-6310-251R>

Martz L.W., de Jong E. CATCH: a Fortran program for measuring catchment area from digital elevation models // *Computers and Geosciences*, 1988. – Vol. 14(5). – P. 627-640

Martz L.W., Garbrecht J. An outlet breaching algorithm for the treatment of closed depressions in a raster DEM // *Comput. Geosci.*, 1999. – Vol. 25. – P. 835-844

Mitasova H., Barton M., Ullah I., Hofierka J., Harmon R.S. GIS-Based Soil Erosion Modeling / In: John F. Shroder (ed.) *Treatise on Geomorphology*, 2013. – San Diego: Academic Press. – P. 228-258

Möller M., Koschitzki T., Hartmann K-J., Jahnet R. Plausibility test of conceptual soil maps using relief parameters // *Catena*, 2012. – Vol. 88(1). – P. 57-67

Moore I.D., Grayson R.B., Ladson A.R. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications // *Hydrol. Process.*, 1991. – Vol. 5(1). – P. 3-30

Neverov N.A., Belyaev V.V., Chistova Z.B., Kutinov Y.G., Staritsyn V.V.,

Polyakova E.V., Mineev A.L. Effects of geo-ecological conditions on larch wood variations in the North European part of Russia (Arkhangelsk region) // Journal of Forest Science, 2017. – 63(4). – P. 192-197. <https://doi.org/10.17221/102/2015-JFS>

Oksanen J., Sarjakoski T. Error propagation analysis of DEM-based drainage basin delineation // International Journal of Remote Sensing, 2005. – Vol. 26(14). – P. 3085-3102

Ozdemir A. Investigation of sinkholes spatial distribution using the weights of evidence method and GIS in the vicinity of Karapinar (Konya, Turkey). Geomorphology, 2015. – Vol. 245 – P. 40-50. doi: [10.1016/j.geomorph.2015.04.034](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.04.034)

Pan F., Stieglitz M., Mckane R. An algorithm for treating flat areas and depressions in digital elevation models using linear interpolation // Water Resources Research, 2012. – Vol. 48. <http://dx.doi.org/10.1029/2011WR010735>

Panagos P., Borelli P., Meusburger K. A New European Slope Length and Steepness Factor (LS-Factor) for Modeling Soil Erosion by Water // Geosciences, 2015 – Vol. 5(2). – P. 117-126. <https://doi.org/10.3390/geosciences5020117>

Pardo-Iguzquiza E., Pulido-Bosch A., Lopez-Chicano M., Duran, J.J. Morphometric analysis of karst depressions on a Mediterranean karst massif // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 2016. – Vol. 98. – P. 247-263. <https://doi.org/10.1111/geoa.12135>

Pelton J., Frazier E., Pickilings E. Calculating slope length factor (LS) in the revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). GIS 4 Geomorphology, 2014. <http://gis4geomorphology.com/ls-factor-in-rusle/>

Penck W. Die Morphologische Analyse. Ein Kapital der Physikalischen Geologie. – Stuttgart: J. Engelhorn's Nachfolger, 1924. – 283 p.

Pike R.A Bibliography of Terrain Modelling (Geomorphometry), the Quantitative Representation of Topography – Supplement 4.0 / Open-file report 02-465. U.S. Geological Survey, 2002. Available at: <https://wrgis.wr.usgs.gov/wgmt/sfbay/pike.html>

Pike R.J. Geomorphometry – diversity in quantitative surface analysis // Progress in Physical Geography, 2000a. – Vol. 24(1). – P. 1-20. <https://doi.org/10.1177/030913330002400101>

Pike R.J. Geomorphometry – Progress, Practice and Prospect. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, 1995. – Vol. 101. – P. 221-238

Pike R.J. Nano-metrology and terrain modelling – convergent practice in surface characterization // *Tribology International*, 2000b. – Vol. 33(9). – P. 593-600. [https://doi.org/10.1016/S0301-679X\(00\)00075-X](https://doi.org/10.1016/S0301-679X(00)00075-X)

Planchon O., Darboux F. A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models // *Catena*, 2002. – Vol. 46(2). – P. 159-176

Polyakova E. Activity's on extraction of diamonds influence in territory of Belomorsko-Kulojskoe plateau on a condition of forest communities // *European researcher*, 2011. – Vol. 7(10). – P. 1118-1125

Polyakova E., Gofarov M., Kutinov Yu., Beljaev V., Chistova Z., Neverov N., Staritsyn V., Mineev A., Durynin S. Erosion processes in karst landscapes of the Russian plain northern taiga, based on digital elevation modelling // *Journal of Mountain Science*, 2016. – Vol. 13(4). – P. 569-580. <https://doi.org/10.1007/s11629-015-3642-3>

Polyakova E.V., Kutinov Yu.G., Mineew A.L., Chistova Z.B. Geomorphometric approach in geocological assessment of groundwater in the territory of the Arkhangelsk region // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2021. – Vol. 834. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/834/1/012041>

Polyakova E.V., Myrtseva E.A. Some features of chemical composition of the groundwater in the northern part of the Russian Plate // *American Scientific Journal*, 2016. – Vol. 1(1). – P. 51-55

Quinn P., Beven K., Chevallier P., Planchon O. The prediction of hillslope paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models // *Hydrological Processes*, 1991. – Vol. 5. P. 59-79. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360050106>

Rasemann S., Schmidt J., Schrott L., Dikau R., *Geomorphometry in mountain terrain* / In: *Geographic Information Science and Mountain Geomorphology* / Bishop M.P., Shroder J.F. (Eds.). – Berlin: Springer, 2004. – P. 101-145

Reily Shawn J., DeGloria Stephen D., Elliot Robert A Terrain Ruggedness Index That Quantifies Topographic Heterogeneity. *Intermountain Journal of Science*, 1999. – Vol. 5(1-4). – P. 23-27

Ren S., Liang Y., Sun B. Research on sensitivity for soil erosion evaluation from DEM and remote sensing data source of different map scales and image resolutions // *Procedia Environmental Sciences*, 2011. – Vol. 10. – P. 1753-1760.

<https://doi.org/10.1016/j.proenv.2011.09.275>

Shary P.A. Land surface in gravity points classification by complete system of curvatures // *Math. Geol.*, 1995. – Vol. 27(3). – P. 373-390

Shary P.A., Sharaya L.S., Mitusov A.V. Fundamental Quantitative Methods of Land Surface Analysis // *Geoderma*, 2002. – Vol. 107(1-2). – P. 1-32. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(01\)00136-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(01)00136-7)

Skidmore A.K. Evolution of methods for estimating slope gradient and aspect from digital elevation models. In: Fisher P (ed.) *Classics from IJGIS: Twenty Years of the International Journal of Geographical Information Science and Systems*, CRC Press, Boca Raton, USA, 2007. – P. 111-117

Slater L. New-Surface Geophysics. A New Focus Group // *EOS*, 2006. – Vol. 87(25). – P. 248-249

Sofia G. Combining geomorphometry, feature extraction techniques and Earth-surface processes research: The way forward // *Geomorphology*, 2020. – Vol. 355. – P. 2-33. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107055>

Speight J.G. A Parametric Approach to Landform Regions: Progress in Geomorphology: Papers in Honour of D.L. Linton. London: Institute of British Geographers, 1974. – P. 213-230

Straumann R.K. Extraction and characterisation of landforms from digital elevation models: Fiat parsing the elevation field. PhD thesis. Department of Geography. University of Zurich, Switzerland, 2010

Terrain Analysis: Principles and Applications / Wilson J.P., Gallant J.C. (Eds.). N.Y.: Wiley, 2000. 479 p.

Thomas T.R., *Rough Surfaces*: 2nd edition. – London: Imperial College Press/World Scientific Publishers, 1999. – 294 p.

Tobler W.R. Analytical cartography // *The American Cartographer*, 1976. – Vol. 3(1). – P. 21-31

Tobler W.R. The development of analytical cartography: A Personal Note // *Cartography and Geographic Information Science*, 2000. – Vol. 27(3). – P. 189-194. <https://doi.org/10.1559/152304000783547867>

Troeh F.R. Landform parameters correlated to soil drainage // *Soil Science Society*

of America Proceedings, 1964. – Vol. 28(6)

Vatti Bala R. A generic solution to polygon clipping // Communications of the ACM, 1992. – Vol. 35(7). – P. 56-63. <https://doi.org/10.1145/129902.129906>

Wang K., Zhang S., Téllez R.D., Wei F. A new slope unit extraction method for regional landslide analysis based on morphological image analysis // Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 2019. – Vol. 78. – P. 4139-4151. <https://doi.org/10.1007/s10064-018-1389-0>

Wang L., Liu H. An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling // International Journal of Geographical Information Science, 2006. – Vol. 20(2). – P. 193-213. doi.org/10.1080/13658810500433453

Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses, a guide to conservation planning: A Guide to Conservation Planning // Agriculture Handbook, 1978. – Vol. 237. – 65 p.

Wischmeier W.H., Smith D.D. Prediction Rainfall Erosion Losses from Cropland East of the Rocky Mountains: A Guide for Selection of Practices for Soil and Water Conservation // Agricultural Handbook, 1965. – Vol. 282. – 47 p.

Wood J.D. The geomorphological characterisation of digital elevation models. Ph.D. Thesis. Leicester: Univ. Leicester, 1996. – 193 p.

Zahtabian Gholam Reza, Ahmadi Hasan, Nazari Samani Ali Akbar, Ehsani Amirhooshang, Tazeh Mehdi. Determining the most important geo-morphometric parameters in classification of desert plains using artificial neural networks and sensitivity analysis // Journal of range and watershed management (Iranian journal of natural resources), 2017. – Vol. 70(1). – P. 197-206

Zandbergen P.A. The effect of cell resolution on depressions in digital elevation models // Applied GIS, 2006. – Vol. 2(1). – P. 04.1-04.35. <https://doi.org/10.2104/ag060004>

Zevenbergen L.W., Thorne C.R. Quantitative Analysis of Land Surface Topography // Earth Surface Processes and Landforms, 1987. – Vol. 12(1). – P. 47-56

Zhang W., Montgomery D.R. Digital elevation model grid size, landscape, representation, and hydrologic simulations // Water Resources Research, 1994. – Vol.

30(4). – P. 1019-1028

Zhu J., Pierskalla W.P. Applying a weighted random forests method to extract karst sinkholes from LiDAR data. *Journal of Hydrology*, 2016. – Vol. 533. – P. 343-352.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.012>

Zumpano V., Pisano L., Parise M. An integrated framework to identify and analyze karst sinkholes // *Geomorphology*, 2019. – Vol. 332. – P. 213-225

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.013>



МЧС РОССИИ

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ
БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ПО
ПРОБЛЕМАМ ГРАЖДАНСКОЙ ОБОРОНЫ И
ЧРЕЗВЫЧАЙНЫХ СИТУАЦИЙ МЧС РОССИИ»
(ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ЦЕНТР НАУКИ И
ВЫСОКИХ ТЕХНОЛОГИЙ)**

ФГБУ ВНИИ ГОЧС (ФЦ)

ул. Давыдовская, 7, г. Москва, 121352
Тел.: 8 (495) 198 03 80
E-mail: vniigochs@vniigochs.ru
<http://www.vniigochs.ru>

№ _____

УТВЕРЖДАЮ

И.О. начальника ФГБУ ВНИИ ГОЧС ФЦ)

к.э.н., доцент

В.Б. Мошков

« 14 » _____ 2021 г.



АКТ

об использовании результатов докторской диссертационной работы
Поляковой Елены Викторовны

Комиссия в составе:

председатель Савельев М.И.

члены комиссии: Краминцев А.П., Курбатов М.Ю.

составили настоящий акт о том, что результаты диссертационной работы «Геоэкологический анализ территории Севера Русской плиты средствами цифрового моделирования рельефа: возможности и практическое применение», представленной на соискание учёной степени доктора геолого-минералогических наук, использованы при разработке ФГБУ ВНИИ ГОЧС (ФЦ) МЧС России аванпроекта по СЧ ОКР «Модернизация и развитие системы валидационных подспутниковых наблюдений и создание на ее основе многофункциональной системы сквозного контроля качества целевой информации и аппаратуры космических комплексов и космических систем дистанционного зондирования Земли» в части контроля характеристик КК ДЗЗ для мониторинга чрезвычайных ситуаций». Шифр СЧ ОКР: «Валидация-РК25»-(АП)-МЧС).

Работа выполнялась в рамках Федеральной космической программы России на 2016-2025 годы по заказу ГК «Роскосмос», МЧС России, Росрыболовства, Росреестра, Минсельхоза России, Рослесхоза по договору от 24 мая 2017 года № 47702388027160002010/2606/11ВАП-16/26/С24/2017.

Результаты диссертационной работы Поляковой Е.В. в виде методики, были использованы при проведении оценки валидационных измерений характеристик целевой аппаратуры КА «Ресурс-П» на соответствие тематическим параметрам мониторинга половодья на основе ЦМР естественного природного ландшафта - тестового полигона с использованием программных продуктов SAGA GIS и ESRI ArcGIS.

Данная методика позволяет также провести оценку валидационных измерений характеристик целевой аппаратуры КА типа «Канопус-В», «Метеор-М» и других перспективных космических аппаратов.

Председатель комиссии:





М.И. Савельев

Члены комиссии:

А.П. Краминцев

М.Ю. Курбатов

АКТ

**о практическом использовании результатов научных исследований
при проведении мониторинговых работ АО «Архангельский ЦБК»
(сфера, в которой нашли применения результаты исследования)**

Настоящий акт составлен об использовании в процессе мониторинга окружающей среды результатов геоэкологических исследований, выполненных Поляковой Е.В. и включенных в диссертационную работу «Геоэкологический анализ территории Севера Русской плиты средствами цифрового моделирования рельефа: возможности и практическое применение».

(наименование работы, объекта внедрения)

Результаты научных исследований были использованы при проведении мониторинговых работ по оценке состояния и загрязнения объектов окружающей среды, находящихся на территории АО «Архангельский ЦБК» и в пределах его воздействия методом фитоиндикации.

(название отчетов, где были использованы результаты внедрения)

Результаты использовались для выделения мест возможного сноса, переноса и накопления различного материала, в том числе и загрязняющих веществ на основе цифровой модели рельефа с исходным разрешением 30 м.

(указываются решаемые практические задачи)

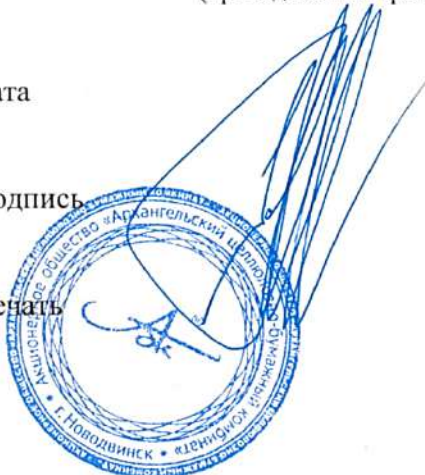
Выделены зоны аккумуляции, рассчитанные на основе сумм плановой и профильной кривизн (классификации Треха). Результаты представлены в виде картографического материала с текстовым пояснением.

(приводятся конкретные результаты практического использования)

Дата

Подпись

Печать



«УТВЕРЖДАЮ»

Директор ГАУ АО «Управление ИКТ АО»

Д.В. Матвеев

подпись

М.П.

«27» сентября 2021 г.

АКТ**о практическом использовании результатов научных исследований
при выполнении проекта «ГИС Соловецкого архипелага»**

Настоящий акт составлен об использовании в процессе выполнения научного проекта результатов геоэкологических исследований, выполненных Поляковой Е.В. и включенных в диссертационную работу «Геоэкологический анализ территории Севера Русской плиты средствами цифрового моделирования рельефа: возможности и практическое применение».

Результаты научных исследований были использованы при составлении цифровых карт Соловецкого архипелага и вошли в отчет «Создание цифровых карт Соловецких островов с использованием данных дистанционного зондирования Земли и ГИС-технологий» по Договору № 36/2014 от 10 апреля 2014 года с Государственным автономным учреждением Архангельской области "Управление информационно-коммуникационных технологий Архангельской области".

Результаты использовались для составления цифровых карт геоморфологии, лесов и почв Соловецкого архипелага на основе цифровой модели рельефа с исходным разрешением 30 м.

Созданы векторные карты геоморфологии, почв, лесов Соловецких островов с атрибутивной информацией лесоустройства 2003 года на основе построенной цифровой модели рельефа на территории Архангельской области.

Начальник отдела
картографии и ГИС, к.г.н.



Н.В. Коновалова



Всемирный
фонд природы

Тел: +7 495 727 09 39
Факс: +7 495 727 09 38
russia@wwf.ru

109240 Москва
ул. Николаямская,
19, стр. 3

АКТ

**о практическом использовании результатов научных исследований
в работе по обоснованию создания заказников регионального значения
в Архангельской области**

Настоящий акт составлен об использовании в процессе выполнения проектов «Охрана лесов в Баренцевоморском регионе», «Бореальная лесная платформа – баланс интересов сохранения высоких природоохранных ценностей и эффективного лесного хозяйства в бореальных лесах», «Сохранение лесов высокой природоохранных ценностей 2-й категории» результатов исследований, выполненных Поляковой Е.В. и включенных в диссертационную работу «Геоэкологический анализ территории Севера Русской плиты средствами цифрового моделирования рельефа: возможности и практическое применение».

Результаты научных исследований были использованы при составлении картографического материала и вошли в комплексные экологические обоснования создания природных заказников регионального значения Архангельской области «Тиманский» и «Пучкомский», а также в отчет по обоснованию создания объекта Национального лесного наследия в Архангельском лесничестве.

Цифровая модель рельефа, приведенная в диссертационном исследовании, использовалась для составления цифровых карт ландшафтов, геоморфологии, типов растительности, вероятности развития экзогенных процессов на территориях, Пучкомского и Тиманского заказников Архангельской области, а также объекта категории «Национальное лесное наследие» в статусе особо защитных участков лесов в Архангельском лесничестве в бассейне рек Мудьюга и Кадь.

Руководитель Представительства
в Архангельской области



**МИНИСТЕРСТВО НАУКИ
И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(МИНОБРНАУКИ РОССИИ)**

**Федеральное государственное бюджетное
учреждение науки Федеральный исследовательский
центр комплексного изучения Арктики
имени академика Н.П. Лаверова
Уральского отделения Российской академии наук
(ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН)**

наб. Северной Двины, д.23, г. Архангельск, 163000
тел. 8(8182)287636, факс 8(8182)287988

e-mail: dirnauka@fciarctic.ru

<http://www.fciarctic.ru>

ИНН 2901110813, КПП 290101001, ОГРН 1032900004390

от 04.10.2021 № 16383-01/621

на № _____ от _____ 2021г.

АКТ

**о практическом использовании результатов научных исследований
в учебном процессе**

Настоящий акт составлен об использовании в процессе обучения аспирантов в научно-образовательном центре ФГБУН Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики им. Н.П. Лаверова УрО РАН результатов геоэкологических исследований, выполненных Поляковой Е.В. и включенных в диссертационную работу «Геоэкологический анализ территории Севера Русской плиты средствами цифрового моделирования рельефа: возможности и практическое применение».

Результаты научных исследований использованы при проведении курса «ГИС-технологии в геоэкологических исследованиях» по направлению подготовки 05.06.01 – Науки о Земле, направленность (профиль) – Геоэкология.

Данные диссертационной работы применялись для комплексного геоинформационного картографирования, математико-картографического моделирования экзогенных геологических процессов, а также вероятности их проявления при антропогенной деятельности и в условиях изменяющегося климата на основе построенной цифровой модели рельефа на территории Архангельской области.

Заведующая научно-образовательным центром
ФИЦКИА УрО РАН,
кандидат химических наук



С.Е. Тельтевская