

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

На правах рукописи

ЯКОВЛЕВ Евгений Юрьевич

**РАДИОГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПРИРОДНЫХ ОБСТАНОВКИ И
ПОСЛЕДСТВИЙ ТЕХНОГЕНЕЗА В ЗАПАДНОМ СЕКТОРЕ РОССИЙСКОЙ
АРКТИКИ**

Специальность 1.6.21. Геоэкология

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант:
доктор геолого-минералогических наук
А.И. Малов

Архангельск 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	8
Глава 1. Состояние проблемы радиационного загрязнения природных сред Западного сектора Российской Арктики	19
1.1. Источники техногенной радиоактивности	23
1.1.1. Глобальные выпадения из атмосферы и ядерные испытания на архипелаге Новая Земля	23
1.1.2. Ядерные взрывы в мирных целях	28
1.1.3. Атмосферные выпадения в результате аварии на Чернобыльской АЭС	32
1.1.4. Перенос с морскими течениями жидких радиоактивных отходов от западноевропейских радиохимических заводов	36
1.1.5. Сброс радиоактивных отходов в акваториях Баренцева и Карского морей ...	39
1.1.6. Объекты инфраструктуры атомного флота и атомной электроэнергетики	42
1.1.7. Радиоизотопные термоэлектрические генераторы	45
1.2. Источники естественной радиоактивности	49
1.2.1. Добыча урановых руд.....	51
1.2.2. Добыча углеводородного сырья	54
1.2.3. Добыча твердых полезных ископаемых	56
1.2.4. Естественных радионуклиды как индикаторы рудоконтролирующих структур	60
Глава 2. Характеристика природных условий Западного сектора Российской Арктики.....	64
2.1. Географическое положение региона исследований	64
2.2. Геолого-тектонические и геоморфологические особенности	66
2.3. Геокриологические условия	78
2.4. Ландшафтно-климатические условия	80
2.5. Почвенно-растительные условия	83
2.6. Характер антропогенной нагрузки	86
Глава 3. Методы исследований	90
3.1. Методики отбора проб и пробоподготовки	93

3.2. Методы регистрации параметров ионизирующих излучений.....	97
3.2.1. Гамма-спектрометрический метод определения активностей гамма-излучающих радионуклидов.....	101
3.2.2. Альфа-бета-радиометрический метод определения ^{210}Pb с радиохимической подготовкой	104
3.2.3. Бета-радиометрический метод определения ^{90}Sr с радиохимической подготовкой.....	107
3.2.4. Альфа-спектрометрический метод определения изотопов плутония с радиохимической подготовкой	110
3.2.5. Альфа-спектрометрический метод определения изотопов урана с радиохимической подготовкой	111
3.2.6. Альфа-бета радиометрический метод определения суммарных удельных активностей	114
3.2.7. Радонометрический (эманационный) метод	116
3.2.8. Расчетные методы для оценки коэффициента эманации и уровня (скорости) продуцирования радона	119
3.2.9. Дозиметрический метод	119
3.2.10. Метод измерения плотности потока альфа-частиц с поверхности	121
3.2.11. Контроль качества измерений радиационных параметров	122
3.3. Методы изучения физико-химических параметров	126
3.3.1. Определение влажности, содержания водорастворимых солей, активной и обменной кислотности	126
3.3.2. Определение зольности, органического вещества и массовой доли карбонатов	127
3.4. Методы исследования химического состава.....	128
3.5. Методы экспериментального моделирования	133
3.5.1. Оценка распределения ^{210}Pb в системе «твердая фаза торфа – взвесь – торфяная поровая вода»	133
3.5.2. Оценка связывания ^{210}Pb торфом с учетом влияния параметра pH.....	135
3.5.3. Оценка десорбции ^{137}Cs и ^{210}Pb из торфа под влиянием минерализованных	

дренажных вод	136
3.6. Вспомогательные методы исследований.....	138
3.6.1. Методика исследования состава стабильных изотопов в воде ^2H - ^{18}O	138
3.6.2. Методика георадарной съемки	138
3.7. Методы обработки данных	139
Глава 4. Радиоактивные элементы в основных депонирующих средах Западного сектора Российской Арктики	142
4.1. Радиоактивные элементы в почвах и растительности островных территорий Западного сектора Российской Арктики	144
4.1.1. Архипелаг Земля Франца Иосифа (остров Мейбел)	146
4.1.2. Архипелаг Новая Земля (остров Северный, залив Русская Гавань).....	154
4.1.3. Остров Колгуев	164
4.2. Донные осадки Баренцева моря	172
4.2.1. Гранулометрический состав и физико-химические параметры донных отложений.....	172
4.2.2. Распределение естественных радионуклидов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в донных отложениях.....	174
4.2.3. Распределение техногенных радионуклидов ^{90}Sr и ^{137}Cs в донных отложениях	178
4.3. Торфяной покров прибрежных материковых и островных территорий	182
4.3.1. Физико-химические параметры торфяных залежей.....	186
4.3.2. Вертикальное распределение радионуклидов в торфяных залежах.....	190
4.3.3. Оценка скоростей накопления торфяных отложений по радиоактивным элементам	202
4.3.4. Ограничения радиоизотопных методов при датировании торфяных отложений.....	207
4.3.5. Оценка источников техногенных радионуклидов в торфяниках.....	215
Глава 5. Оценка влияния глобального потепления климата на эмиссию радионуклидов в Арктике.....	228
5.1. Эмиссия радона и продуктов его распада	228

5.2 Изотопы урана в природных водах	242
5.3. Оценка эмиссии техногенных радионуклидов.....	252
Глава 6. Радиогеоэкологическая оценка районов развития кимберлитового магматизма в Архангельской области по данным изучения радионуклидов уранового ряда в разновозрастных отложениях.....	260
6.1. Предпосылки исследования радионуклидов уранового ряда в разновозрастных отложениях Архангельской алмазоносной провинции	260
6.2. Изотопы урана ^{234}U и ^{238}U в породах кимберлитового поля	264
6.3. Распределение объемной активности радона ^{222}Rn в пределах кимберлитовых полей	270
6.4. Экспериментальные исследования по определению скоростей продуцирования радона в породах кимберлитового поля	274
6.5. Моделирование переноса радона в массиве пород кимберлитового поля.....	276
Глава 7. Оценка влияния горнотехнической деятельности на повышение радиогенных нагрузок на экосистемы Западного сектора Российской Арктики	281
7.1. Горнотехническая деятельность как фактор трансформации естественного радиационного фона (на примере добычи алмазов).....	281
7.2. Распределение радионуклидов в речных отложениях и горных породах	289
7.3. Связь активности радионуклидов с физико-химическими параметрами речных отложений.....	296
7.4. Оценка десорбции ^{137}Cs из торфа под воздействием минерализованных дренажных вод.....	299
7.5. Распределение тяжелых металлов в речных отложениях и горных породах	304
7.6. Оценка возникновения неблагоприятных биологических эффектов для водной экосистемы от загрязнения донных отложений.....	309
Глава 8. Радиогеоэкологическое районирование Западного сектора Российской Арктики и возможности практического использования результатов диссертационного исследования	321
8.1. Радиогеоэкологическое районирование Западного сектора Российской Арктики ..	321
8.2. Возможности практического применения полученных результатов диссертационного исследования и рекомендации.....	333

Закключение.....	341
Список литературы.....	358
Приложения	400
Приложение А. Результаты измерений мощности дозы гамма-излучения, плотности потока альфа-частиц и плотности потока радона в пределах островных территорий Западного сектора Российской Арктики	400
Приложение Б. Данные по радиационным и физико-химическим параметрам генетических горизонтов почв и растительности островных территорий Западного сектора Российской Арктики	405
Приложение В. Данные по радиационным и физико-химическим параметрам донных отложений Баренцева моря.....	411
Приложение Г. Данные по радиационным и физико-химическим параметрам торфяных отложений Западного сектора Российской Арктики.....	425
Приложение Д. Результаты определения скоростей накопления торфяных отложений, отобранных в различных природно-климатических зонах Западного сектора Российской Арктики	432
Приложение Е. Результаты экспериментального моделирования процессов связывания и распределения радиоактивных элементов в торфяной залежи	435
Приложение Ж. Расчет траекторий движения воздушных масс от мест проведения наиболее крупных ядерных и термоядерных испытаний на архипелаге Новая Земля по модели HYSPLIT.....	437
Приложение З. Фотографии участков опробования торфяных разрезов в различных природно-климатических зонах Западного сектора Российской Арктики	440
Приложение И. Данные по радиационным параметрам объектов природной среды в зоне развития горной мерзлоты	444
Приложение К. Данные по радиационным и физико-химическим параметрам, изотопному и химическому составу поверхностных и подземных вод	446
Приложение Л. Данные по радиационным параметрам районов развития кимберлитового магматизма в Архангельской области	453
Приложение М. Данные по радиационным и физико-химическим параметрам, а также химическому составу речных донных отложений и горных пород в районе месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова.....	466

Приложение Н (Справочное). Содержание радиоактивных элементов в континентальной земной коре и различных типах горных пород	484
Приложение О. Список основных публикаций автора по теме диссертации в рецензируемых изданиях	486
Приложение П. Список реализованных в рамках диссертационной работы научных проектов	493
Приложение Р. Список научных конференций, на которых были доложены результаты исследований по диссертации	496

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. В настоящее время Арктика становится зоной стратегических интересов Российской Федерации, выступая важнейшим элементом в обеспечении национальной безопасности и устойчивого развития страны в XXI веке. Однако возрастающий интерес к освоению Арктической зоны Российской Федерации сопряжен с необходимостью обеспечения экологической безопасности региона, важнейшим аспектом которой является изучение и мониторинг радиоэкологического состояния компонентов природной среды. Это связано с тем, что арктические территории и акватории с момента начала атомной эры подверглись существенному радиационному воздействию. Функционирование атомного полигона на Новой Земле, проведение ядерных испытаний в мировой практике, катастрофа на Чернобыльской АЭС, перенос течениями радиоактивных отходов от западноевропейских радиохимических заводов, проведение подземных ядерных взрывов в мирных целях способствовали выбросу в окружающую среду значительных количеств техногенных радионуклидов и загрязнению арктических территорий и акваторий России. Потенциальная радиационная опасность также связана с наличием в регионе объектов «ядерного наследия», мест захоронения радиоактивных отходов, действием силовых и энергетических ядерных установок, наличием военного и гражданского атомного флота.

Помимо искусственных радионуклидов, значительный вклад в облучение населения вносят природные источники ионизирующего излучения, которые присутствуют во всех природных объектах. Ведущую роль в поступлении естественной радиоактивности в окружающую среду Арктики играет горнотехническая деятельность, связанная с добычей и переработкой полезных ископаемых. В результате горнотехнической деятельности происходит извлечение огромных объемов горных пород, обогащенных естественными радионуклидами, откачка минерализованных подземных вод с повышенным содержанием природных радиоактивных элементов, что в конечном итоге приводит к дополнительному радиационному воздействию на экосистемы. Очевидно, что колоссальный ресурсный потенциал Российской Арктики, обуславливающий вовлечение в ближайшем будущем в хозяйственный оборот множества месторождений полезных ископаемых, требует проведения соответствующих радиоэкологических оценок воздействия этих объектов горнотехнической деятельности на хрупкие арктические экосистемы.

Кроме этого, климатические изменения и вызванные ими процессы деградации многолетнемерзлых пород не только создают угрозу критической инфраструктуре в Арктике, но и обуславливают ускорение миграции радионуклидов в окружающую среду,

изменяют пути поступления радионуклидов и их биологическую доступность, что требует контроля естественной радиационной обстановки и развития соответствующих методов оценки состояния криолитозоны и прогноза трансформации экосистем.

В связи с этим оценка радиационного состояния арктических экосистем и выявление возможных путей дополнительного радиационного воздействия на биоту и человека, связанного с хозяйственным освоением и климатическими изменениями, требуют проведения исследований уровней накопления и распределения радиоактивных изотопов в ключевых компонентах экосистем Арктики, анализа источников загрязнения и разработки моделей миграции радионуклидов в окружающую природную среду.

Наиболее остро обозначенные выше факторы радиационного риска, связанные с глобальным потеплением и антропогенным воздействием, ощущаются в Западном секторе Российской Арктики. Во-первых, это исторически наиболее освоенный и густонаселенный регион не только Российской, но и мировой Арктики, а значит, минимизация радиационного воздействия на население имеет высочайший приоритет. Во-вторых, именно Западный сектор Российской Арктики испытал самое значительное техногенное радиационное воздействие, связанное с нахождением здесь наибольшего количество радиационно-опасных объектов и объектов ядерного наследия, о которых говорилось выше. В-третьих, здесь сосредоточены до 49% запасов углеводородов российского шельфа, значительные запасы стратегических, в том числе редкоземельных, металлов, алмазов и других твердых полезных ископаемых как потенциальные источники эмиссии естественной радиоактивности. Учитывая историческую освоенность региона, месторождения Западного сектора Российской Арктики будут вовлекаться в хозяйственное освоение в первую очередь. В-четвертых, акватория Баренцева моря и прилегающие к ней территории, то есть Западный сектор Российской Арктики – это самый быстро нагревающийся регион планеты. Соответственно, все негативные последствия потепления в наиболее выраженной форме будут проявляться в этом регионе. При этом можно констатировать, что комплексный подход к оценке и прогнозированию роли радиоактивных элементов как системных индикаторов различных геоэкологических процессов, происходящих в Западном секторе Российской Арктики и связанных с совокупным радиационным воздействием исторических и современных источников, интенсивным промышленным освоением и ускоряющимися климатическими изменениями, в настоящее время отсутствует. Соответственно, устранение этого пробела и составляет научную проблему настоящего исследования. Необходимо добавить, что решение обозначенной проблемы имеет не только строго геоэкологическое значение. Выяснение реальной радиоэкологической обстановки в Российской Арктике и факторов

ее трансформации с трансляцией результатов через научные каналы международной коммуникации, является крайне важной задачей с точки зрения предупреждения информационно-политического давления на Российскую Федерацию, касающегося радиоэкологической безопасности в регионе.

Цель и задачи исследования.

Целью диссертационного исследования является комплексная оценка современного радиоэкологического состояния компонентов природной среды ключевых участков Западного сектора Российской Арктики для прогнозирования радиационных рисков и разработки основ обеспечения радиоэкологической безопасности арктического региона в условиях мультифакторного воздействия, связанного с активной хозяйственной деятельностью и климатическими изменениями.

Задачи исследования:

1. Определить уровни активностей естественных и техногенных радионуклидов в основных природных депонирующих средах Западного сектора Российской Арктики: почвенно-растительный покров, донные осадки, верховые торфяники.

2. Выявить закономерности распределения и миграции радионуклидов, оценить источники их поступления и выделить основные факторы формирования радиационной обстановки в регионе.

3. Оценить влияние климатических изменений, обуславливающих потепление климата и деградацию криолитозоны, на трансформацию радиационных параметров природной среды в Арктике.

4. Выполнить радиогеоэкологическую оценку структур, контролирующих кимберлитовые трубки в Архангельской области для оценки формирования радиационных рисков и выявления поисковых признаков в районах развития кимберлитового магматизма.

5. Оценить воздействие горнотехнической деятельности в регионе на формирование радиационных рисков для экосистем, связанных с эмиссией в окружающую среду радиоактивных элементов в результате добычи полезных ископаемых.

6. Предложить комплекс обоснованных рекомендаций по оценке радиоэкологической обстановки арктических территорий как основы для принятия управленческих решений по регулированию техногенной деятельности, а также учету природных факторов при обеспечении безопасности хозяйственной деятельности и жизнеобеспечения в Арктике.

Объектами исследований являются основные компоненты природной среды Западного сектора Российской Арктики: горные породы, донные осадки, почвы,

растительность, торф, поверхностные и подземные воды, содержание радиоактивных элементов в которых характеризует текущую радиационную обстановку в регионе.

Фактический материал и методы исследований. Материалом для диссертации послужили образцы объектов окружающей среды (горные породы, донные осадки, почвы, растительность, торф, поверхностные и подземные воды), отобранные автором лично в ходе экспедиционных работ, в том числе морских и лабораторных исследований в период с 2014 по 2024 гг. Морские экспедиционные исследования проводились автором в рамках проектов «Трансарктика» и «Арктический плавучий университет». Всего в работе была изучена 791 проба: горные породы – 225 проб, донные осадки – 292 пробы, почвы – 33 пробы; растительность – 25 проб, торф – 139 проб; поверхностные и подземные воды – 77 проб. Данные полевых исследований радиационной обстановки включали в себя измерения: объемной активности радона – в 277 точках, плотности потока радона – в 41 точке, радиационного фона по гамма-излучению – в 150 точках, плотности потока альфа-частиц с поверхности – в 43 точках. В каждой точке выполнялось от 3 до 5 измерений. Кроме этого, в ходе полевых работ в качестве вспомогательных были выполнены георадарные исследования (3 профиля георадарной съемки). Так же в основу работы были положены результаты экспериментального моделирования процессов связывания радиоактивных элементов торфом (3 эксперимента).

Исследования радиационных параметров образцов проводились автором лично с использованием комплекса методов, включающим низкофоновую гамма- и альфа-спектрометрию с полупроводниковыми детекторами, низкофоновую альфа- бета-радиометрию, дозиметрию, исследование активности и плотности потока радона, а также потока альфа-частиц. В качестве вспомогательного использовался метод лазерной спектрометрии для определения состава стабильных изотопов ^2H и ^{18}O . Перечень определяемых в работе радионуклидов включал в себя техногенные (^{137}Cs , ^{90}Sr , ^{238}Pu , $^{239+240}\text{Pu}$, ^{241}Am) и естественные радиоактивные элементы (^{210}Pb , ^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K , ^{234}U , ^{238}U). В отобранных пробах донных осадков, почв и торфа определялся ряд физико-химических параметров, таких как влажность, содержание водорастворимых солей, активная и обменная кислотность, зольность, органическое вещество и массовая доля карбонатов. В пробах донных осадков дополнительно определялся гранулометрический состав. Для водных проб в полевых условиях выполнялись измерения неустойчивых физико-химических параметров, таких как pH, окислительно-восстановительный потенциал, содержание растворенного кислорода, температура и электропроводность. Определения макро- и микроэлементного состава литологических и водных проб выполнялись методами рентгенофлуоресцентного анализа (аналитик к.х.н. Малков А.В.),

атомно-абсорбционной спектрометрии (аналитик к.х.н. Иванченко Н.Л.) и ионной хроматографии (аналитик к.г.н. Титова К.В.). Общее количество выполненных лабораторных измерений отдельных радиационных, физико-химических и химических параметров составило свыше 2000. Все аналитические работы по определению радиационных, физико-химических и химических параметров проб выполнены в аккредитованных лабораториях: экологической радиологии ФИЦКИА УрО РАН № RA.RU.21HA54, радиометрической лаборатории АО «Центр судоремонта «Звездочка» № RA.RU.21AD95 и ЦКП «Арктика» САФУ № RU.0001.21AL65. Аналитические работы по определению состава стабильных изотопов ^2H и ^{18}O выполнены в Ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета (аналитик д.г.-м.н. Токарев И.В.).

Основные защищаемые положения:

1. Радиационная обстановка и поведение радионуклидов в основных природных депонирующих средах (почвенно-растительный покров, донные осадки, верховые торфяники) Западного сектора Российской Арктики в настоящий момент определяются, в первую очередь, комплексом естественных факторов (климат, геологическое строение, почвообразовательные и криогенные процессы), в то время как вклад техногенного радиационного загрязнения незначителен и обусловлен преимущественно глобальными атмосферными выпадениями. Полученные данные по содержанию радиоактивных элементов в ключевых компонентах природной среды исследуемых арктических территорий доказывают возможность их использования в качестве реперных объектов для радиоэкологического мониторинга.

2. Изменение параметров криолитозоны, связанных с таянием мерзлоты и увеличением мощности сезонно-талого слоя, может приводить к ухудшению радиационной обстановки в районах с фоновым содержанием естественных радиоактивных элементов, выражающемся в накоплении избытков ^{234}U в природных водах, а также в увеличении эманаций ^{222}Rn и продуктов его распада (^{210}Pb). Эти новые критерии, отражающие трансформацию радиационного фона в связи климатическими изменениями, необходимо учитывать при создании комплексной системы радиоэкологического мониторинга и управления радиационными рисками в арктическом регионе.

3. Выявленные закономерности распределения радионуклидов уранового ряда (изотопы урана ^{234}U - ^{238}U , ^{226}Ra , ^{222}Rn) в осадочном чехле областей развития кимберлитового магматизма в Архангельской области определяют необходимость дополнительной радиогеоэкологической оценки структур, контролирующих трубки, с

точки зрения оценки радиационных рисков, связанных с радоном. Кроме этого, выявленные закономерности распределения радионуклидов уранового ряда могут рассматриваться в качестве дополнительных радиогеохимических признаков кимберлитоконтролирующих структур в Архангельской области.

4. Горнотехническая деятельность, связанная с добычей алмазов в Архангельской области, несмотря на текущие низкие радиационные риски, приводит к локальной трансформации радиогеохимических параметров речной системы прилегающих водотоков. Это выражается в обогащении речных донных осадков вблизи горно-обогатительного комбината естественными радионуклидами (^{226}Ra и ^{232}Th) за счет поступления из отвалов вскрышных пород, а также в провоцировании вторичной миграции накопленного в болотах-полях фильтрации техногенного ^{137}Cs и урана за счет сброса минерализованных дренажных вод. Обнаруженные процессы трансформации радиационного фона, обусловленные воздействием горных работ, создают потенциальную долгосрочную угрозу для речной экосистемы, как нерестилища ценных видов рыб, и определяют необходимость проведения радиоэкологического мониторинга и оценки кумулятивного эффекта, в том числе и в пределах других объектов горнотехнической деятельности в Западном секторе Российской Арктики.

Научная новизна исследований:

Получены новые данные, характеризующие современное радиационное состояние природной среды Западного сектора Российской Арктики. Определены уровни и структура техногенного радиационного загрязнения ключевых компонентов природной среды региона, которые уточняют и детализируют представления об источниках и закономерностях формирования радиационного фона в Арктике. Несмотря на множественность исторических и современных источников техногенного радиационного воздействия, радиационная обстановка в регионе в основном определяется естественными факторами.

Впервые для верховых торфяников Западного сектора Российской Арктики на основе их комплексного анализа, включающего определение широкого спектра радиационных и физико-химических параметров, а также датирование, установлены новые закономерности аккумуляции и миграции радионуклидов в торфяных отложениях, что позволяет реконструировать историю загрязняющих радиационных нагрузок и определить темпы торфонакопления в различных природно-климатических зонах Арктики. Полученные новые данные позволяют рассматривать арктические торфяники не только как архив атмосферного загрязнения, но и как важнейшую для региона природную депонирующую среду, накапливающую значительную часть выпавшей на поверхность

техногенной радиоактивности. В свою очередь это позволяет рассматривать верховой торф региона как высокоэффективный природный материал для сорбции радиоактивных элементов при решении различных радиэкологических проблем, связанных с реабилитацией загрязненных территорий.

Показано, что современное потепление климата, отражающееся на изменении параметров криолитозоны в Арктике, может обуславливать трансформацию естественного радиационного фона в районах с фоновым содержанием естественных радиоактивных элементов, выражающуюся в увеличении эманаций радона и продуктов его распада, а также накоплении ^{234}U в природных водах. Результаты исследований показали, что требуется дополнить методологию оценки радоноопасности территорий и оценки радиационного качества подземных вод с учетом деградации многолетнемерзлых пород.

Впервые для районов развития кимберлитового магматизма в Архангельской области установлены закономерности распределения радионуклидов уранового ряда в основных типах пород кимберлитового поля, экспериментально определены механизмы накопления радиоактивных элементов в экзоконтактах кимберлитовых тел, выполнено моделирование вертикального переноса радона. Полученные новые аналитические и экспериментальные данные служат основой для радиогеоэкологической оценки районов развития кимберлитового магматизма в плане прогнозирования радоноопасности территорий и оценки формирования радиационного качества подземных вод. Кроме этого установленные закономерности могут быть использованы для совершенствования технологии поисков структур, контролирующих трубки взрыва.

Впервые установлены закономерности накопления радиоактивных элементов в донных отложениях района добычи алмазов в Архангельской области, обусловленные деятельностью горно-обогатительного комбината, связанной с поступлением радионуклидов из отвалов и сбросом дренажных вод. Включение комплексных радиэкологических исследований в программы мониторинга районов горнотехнической деятельности в Арктике, подходы к которым изложены в работе, позволит минимизировать риски загрязнения наиболее уязвимых речных экосистем, имеющих природоохранный статус.

На основе полученных в работе результатов с целью пространственного обобщения данных составлена карта радиогеоэкологического районирования территории Западного сектора Российской Арктики на основе интегральной оценки радиэкологического состояния природной среды региона. Результаты районирования могут быть использованы для оценки радиэкологических рисков, прогноза изменения радиационной обстановки под влиянием природных и техногенных факторов, принятия управленческих

решений при планировании хозяйственной и природоохранной деятельности. Результаты районирования также могут быть использованы при планировании научных работ при выборе объектов исследований на территориях с высоким радиоэкологическим риском, что важно для сосредоточения исследовательских усилий на решении наиболее острых проблем, связанных с трансформацией радиогеоэкологической обстановки в Арктике.

Практическая значимость исследований. Практические результаты диссертационного исследования заключаются в возможности использования полученных материалов для разработки программ обеспечения устойчивого развития Арктической зоны России, в том числе для совершенствования системы радиационно-экологического мониторинга, снижения экологических рисков, планирования природоохранных мероприятий, экологических прогнозов, реализации новых подходов к индикации процессов трансформации экосистем под воздействием природных и антропогенных факторов. Результаты выполненных исследований используются при проведении мониторинговых работ по оценке радиационного качества питьевых подземных вод в Архангельской области (водозабор «Южный» АО «Севералмаз»). Результаты исследования используются в учебном процессе ФИЦКИА УрО РАН при проведении курса «Техногенез и формирование природно-техногенных ландшафтов» и научно-исследовательских практик аспирантов по направлению подготовки 05.06.01 – Науки о Земле, направленность (профиль) – Геоэкология.

Работа выполнялась в соответствии с темами государственного задания лаборатории экологической радиологии по проектам «Радиоизотопные исследования природных и техногенных процессов трансформации окружающей среды Европейского Севера» № АААА-А16-116052710106-8, «Эволюция островных и материковых территорий Европейского сектора Арктики под влиянием природных и антропогенных факторов» № АААА-А16-116052710105-1, «Комплексные изотопно-геохимические исследования качества природной среды и идентификация процессов её трансформации на приморских территориях Европейского Севера в современности и в прошлом» № АААА-А19-119011890018-3 и № 122011300333-1 «Особенности миграции элементов и их изотопов в абиотических компонентах окружающей среды Западного сектора Российской Арктики в условиях климатических и техногенных изменений». Исследования по теме диссертации также выполнялись при реализации Программ Уральского отделения РАН по проектам «Исследование естественных и техногенных радиоактивных систем в прибрежных почвах, донных осадках и в воде крупных озер Европейского Севера и Арктики России» № АААА-А17-117033010127-8 и «Комплексные геоэкологические и радиологические

исследования района добычи алмазов в Юго-Восточном Беломорье» № АААА-А18-118012390242-5.

Работа была поддержана грантами, в которых автор являлся руководителем: 2 гранта Президента Российской Федерации для молодых ученых, 1 грант Российского научного фонда, 3 гранта Российского фонда фундаментальных исследований, 2 гранта прочих организаций: гранты Президента Российской Федерации «Оценка последствий совокупного влияния горнотехнической деятельности и климатических изменений на водные ресурсы арктической зоны Российской Федерации (на примере Архангельской и Мурманской областей)» № МК-1919.2020.5, «Совершенствование методики датирования торфяных отложений по неравновесному свинцу ^{210}Pb » № МК-4298.2022.1.5, грант РНФ «Диагностика деградации мерзлоты на базе изотопных трассеров ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $\delta^{18}\text{O}+\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}+^{14}\text{C}$)» № 20-77-10057; гранты РФФИ «Исследование условий продуцирования повышенных концентраций радона в осадочном чехле областей развития кимберлитового магматизма (на примере Архангельской алмазоносной провинции)» № 20-35-70060, «Накопление и миграция радионуклидов атмосферных выпадений в торфяно-болотных экосистемах Европейской субарктики России и Белорусского Полесья» №19-55-04001, «Механизмы формирования изотопного состава урана алмазоносных и вмещающих пород кимберлитовых трубок Золотицкого поля Архангельской алмазоносной провинции» № 16-35-00153; грант Проектного офиса развития Арктики «Техногенная радиоактивность объектов окружающей среды бассейна реки Несь (Ненецкий автономный округ): уровень загрязнения, источники, прогноз» № 245-Г; грант Правительства Архангельской области «Исследование изотопов урана ^{234}U , ^{238}U в кимберлитах месторождения им. М. В. Ломоносова» №13-2015-03а. Часть работ выполнена в рамках коммерческих (хозяйственных) договоров под руководством автора. Диссертационное исследование выполнялось также в рамках других проектов, в которых автор выступал исполнителем. Их полный перечень представлен в приложении к диссертационной работе.

Достоверность результатов достигалась выполнением исследований в аккредитованных лабораториях с применением современной аппаратуры, проходящей метрологическую поверку и сличительные испытания, выполнением лабораторных аналитических исследований по аттестованным методикам, статистической обработкой данных.

Научная апробация работы. Основные положения диссертационного исследования прошли обсуждение в рамках специализированных научных конференций, совещаний и круглых столов всероссийского и международного уровней, полный список которых приведен в приложении к диссертации.

Публикации: Основные положения диссертации опубликованы в 85 работах, в том числе 80 статьях в рецензируемых изданиях ВАК Минобрнауки РФ, Web of Science и Scopus, а также в 5 коллективных монографиях.

Соответствие паспорту научной специальности: диссертация соответствует пунктам 5, 11, 14, 18, 24 паспорта специальности ВАК 1.6.21. Геоэкология (геолого-минералогические науки).

Структура и объем диссертации: диссертационная работа состоит из введения, восьми глав, заключения, списка литературы и приложений. Список литературы включает в себя 697 наименований. Общий объем диссертации: 497 страниц, включая 95 рисунков, 28 таблиц и приложений на 98 страницах, которые в свою очередь содержат 9 рисунков и 51 таблицу.

Личный вклад автора: Все представленные в диссертационной работе данные являются оригинальными и получены лично автором. Основная часть исследований по диссертации выполнена в рамках инициативных научных грантов и проектов, которыми руководил автор. Весь фактический материал отобран лично автором в ходе многочисленных экспедиционных исследований, в том числе морских. Соответственно, весь объем полевых исследований, связанных с полевым измерением радиационных параметров, также выполнен автором лично. Автор собственноручно выполнил основной объем аналитических исследований, которые включали в себя пробоподготовку, определение физико-химических параметров проб, радиохимическую подготовку счетных образцов и непосредственно лабораторные измерения радиационных параметров. Аналитические исследования вспомогательными методами (в основном исследование химического состава) проводились другими аналитиками в рамках задач, которые ставил автор в ходе выполнения научных проектов под его руководством.

Благодарности: с чувством глубокой признательности автор вспоминает своего безвременно ушедшего учителя, открывшего путь в науку, д.г.-м.н. Г.П. Киселева. Автор выражает огромную благодарность научному консультанту д.г.-м.н. А.И. Малову за всестороннюю поддержку исследований, ценные советы и новые идеи, постоянное внимание к работе. Автор высоко ценит неоценимую научную и практическую помощь, творческое сотрудничество д.г.-м.н. И.В. Токарева (СПбГУ). Автор выражает искреннюю благодарность сотрудникам лаборатории экологической радиологии за общую поддержку, помощь в проведении полевых и лабораторных работ, конструктивное обсуждение результатов и ценные советы: к.г.-м.н. А.В. Пучкову, С.В. Дружинину, А.С. Орлову, А.А. Кудрявцевой, к.х.н. А.С. Дружиной, С.Б. Зыкову, к.б.н. А.А. Лукошковой, В.М. Быкову, к.г.н. С.А. Игловскому, к.г.н. Е.Н. Зыковой, к.х.н., Иванченко Н.Л., к.х.н.

Н.С. Горбовой, к.х.н. А.В. Малкову, к.г.-м.н. А.В. Баженову, П.И. Лапикову, Д.Д. Ершовой и Н.Г. Скютте. Автор крайне признателен чл.-корр. РАН Антоновской Галине Николаевне за общую поддержку и ценные советы. Автор выражает благодарность руководству ЦКП НО «Арктика» к.х.н. А.Ю. Кожевникову и к.х.н. Д.С. Косякову за помощь в проведении анализа химического состава образцов. Также автор искренне благодарен директору ММБИ РАН д.б.н. М.В. Макарову, начальнику отдела гидрометеорологии моря Северного УГМС О.Н. Балакиной, руководителям проекта Арктический плавучий университет к.и.н. А.А. Сабурову и А.Н. Трофимовой за помощь в проведении морских экспедиционных исследований.

ГЛАВА I

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ РАДИАЦИОННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ СРЕД ЗАПАДНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

Масштабная трансформация естественного радиационного фона на планете Земля началась сравнительно недавно, с конца XIX – начала XX века, когда бурный промышленный рост, сопряженный с добычей полезных ископаемых, в первую очередь каменного угля, нефти и ряда металлов, обусловил ускорение миграции радиоактивных элементов и накопление их в компонентах экосистем (Линге, Крышева, 2021). Дополнительным фактором увеличения радиогенной нагрузки, связанным с образованием радиоактивных отходов, послужили начавшиеся в начале XX века работы по выделению радия (Бекман, 2019). Исследования радиевых препаратов показали, что его излучение, с одной стороны, пагубно влияет на болезнетворные бактерии и раковые клетки, а с другой стороны, ускоряет регенерацию тканей и заживление ран, что обусловило исключительную востребованность радия в медицинских целях (Шашуков, 2005). Кроме этого, радий стал крайне востребован в промышленности для изготовления светящихся составов, а также в бытовых целях в зубной пасте, кремах, губной помаде, таблетках, хлебе, сигаретах и т.д. (Rowland, 1994; Коряковский, Атаков, 2009). Потребность медицины и промышленности в этом элементе привела к открытию в различных странах мира заводов для получения радия, источником которого служили радийсодержащие руды и подземные воды (Гирин, 2023), что привело к возникновению ряда радиоэкологических проблем для окружающей среды (Кичигин, Таскаев, 2004). Тем не менее, радиационное загрязнение экосистем, связанное с добычей полезных ископаемых и радиевым производством, в первой половине XX века имело всё же локальный характер. Трансформация радиационного фона в глобальном масштабе началась с ядерных испытаний, создания ядерного оружия и атомной энергетики (Линге, Крышева, 2021).

Первый в истории атомный взрыв был осуществлен 16 июля 1945 года на полигоне Аламогордо в США, который можно считать отправной точкой начала масштабной эмиссии техногенных радионуклидов в окружающую среду (Андрюшин и др., 2003). В общей сложности с 1945 года во всем мире было проведено 2058 ядерных взрывов (не считая боевого применения атомных зарядов при бомбардировках Хиросимы и Нагасаки), распределенных по странам следующим образом: США – 1030, СССР – 715, Франция – 210, Великобритания – 45, Китай – 45, Индия – 3, Пакистан – 2, Северная Корея – 6 (Kimball, 2023). Основную угрозу в плане техногенного радиационного загрязнения несли

атмосферные испытания, способствовавшие распространению радиоактивности на тысячи километров от мест испытаний с накоплением техногенных радионуклидов во всех природных средах. Большая часть атмосферных испытаний также была проведена в СССР и США, 219 и 215 соответственно (Kimball, 2023). При атмосферных взрывах образуются облака, содержащие радиоактивные аэрозоли, которые, в зависимости от состава и размеров, а также высоты взрыва, имеют различное время пребывания в атмосфере и соответственно различное расстояние переноса (тропосферный и стратосферный перенос), что определяет масштаб радиационного загрязнения: местный, полуглобальный (континентальный) и глобальный (Атлас радиоактивного..., 1998; Стукин, 2001). При этом более 91% образующихся при ядерных взрывах радионуклидов приходится на короткоживущие изотопы, такие как ^{131}I , ^{140}Ba , ^{141}Ce , ^{95}Zr , ^{103}Ru , имеющие периоды полураспада до 1 года (Василенко, Василенко, 2003). Наиболее значимыми с радиологической точки зрения являются долгоживущие радионуклиды ^{137}Cs , ^{90}Sr , $^{239+240}\text{Pu}$, ^{241}Pu , а также ^{14}C и ^3H , которые могут вовлекаться в биогенный круговорот и накапливаться в тканях растений и животных (Бязров, 2005; UNSCEAR, 2010). Количественное поступление ^{137}Cs , ^{90}Sr , $^{239+240}\text{Pu}$, ^{241}Pu , ^{14}C и ^3H в атмосферу в результате атмосферных испытаний составило 948, 622, 11, 142, 213 и 186000 ПБк, соответственно (UNSCEAR, 2010). Уже к середине 50-х годов XX века появились обширные медицинские исследования, доказывающие катастрофическое радиологическое воздействие техногенных радионуклидов, образуемых при атмосферных испытаниях, на биоту и человека (Рихванов, 2009). Так, было установлено, что воздействие техногенных радионуклидов, образующихся при ядерном взрыве мощностью в одну мегатонну, приведет к смерти по разным причинам до 50 тыс. человек (Яблоков, 2009). Однако, вероятно, эти оценки могут быть сильно завышенными (Балонов, 2012). В связи с этим 5 августа 1963 года правительствами СССР, США и Великобритании был подписан договор о запрещении ядерных испытаний в трех средах – атмосфере, гидросфере и космическом пространстве (Договор о запрещении..., 1963), к которому в то время не присоединились Франция и Китай, проводившие атмосферные испытания до 1975 и 1981 годов соответственно, однако масштаб этих испытаний был уже не столь значимым.

Вторым источником по масштабам поступления техногенных радионуклидов в окружающую среду планеты после атмосферных испытаний являлись радиационные аварии на объектах ядерно-энергетического цикла и радиохимических предприятиях. Наиболее значимыми по радиоэкологическому воздействию являлись авария на Чернобыльской АЭС в 1986 году, АЭС «Фукусима-1» в 2011 году, а также авария на химическом комбинате «Маяк» (Кыштымская катастрофа) в 1957 году (Алексахин и др.,

2001; Линге, Крышева, 2021). Так поступление ^{137}Cs в окружающую среду в результате этих аварий составило 85, 20 и 0.7 ПБк, соответственно (UNSCEAR, 2000; Линге, Крышева, 2021).

Другими важными источниками эмиссии техногенных радионуклидов в экосистемы выступают радиохимические предприятия по производству оружейного плутония и урана и переработке ядерного топлива (например «Хэнфорд» в США, «Селлафилд» в Великобритании, «Маяк» в СССР/России, «Ла-Аг» во Франции), а также атомные электростанции (Heeb, 1992; Napier et al., 1994; UNSCEAR, 2017; Линге, Крышева, 2021). Имел место ряд радиационных аварий спутников с ядерной энергетической установкой и военных самолетов, перевозивших ядерное оружие, приведшие к локальным (авиакатастрофы бомбардировщиков В-52 в Испании в 1966 году и Гренландии в 1968 году, авария советского спутника «Космос-954» в Канаде в 1978 году) и глобальным радиоэкологическим последствиям (авария американского спутника Транзит-5БН-3» в 1964 году) (Рихванов, 2009).

В то же время, плотности глобальных выпадений продуктов от ядерных испытаний значительно различаются между северным и южным полушариями и имеют ярко выраженный широтный характер. В связи с затрудненным обменом воздушными массами между Северным и Южным полушариями из-за наличия внутритропической зоны конвергенции радиоактивные продукты взрывов в основном остаются в том полушарии, где были произведены испытания (Wright et al. 1999). В связи с этим важнейшим аспектом в оценке воздействия радиационных событий на экосистемы является региональный, определяющий закономерности распределения радионуклидов в объектах окружающей среды, обусловленные природно-климатическими факторами конкретной территории. Наибольший интерес в этом аспекте представляет Российская Арктика, особенно ее Западный сектор, испытавший с начала атомной эры значительное радиационное воздействие, где на полигоне архипелага Новая Земля было проведено более 90% от общей мощности всех ядерных взрывов СССР (Саркисов и др., 2015). Кроме этого, на Новоземельском полигоне были испытаны самые мощные в мире ядерные боезаряды (например «Царь-бомба» в 1961 году) (Ядерные испытания..., 1997). Другими важными источниками поступления антропогенных радионуклидов в экосистемы Западного сектора Российской Арктики являлись перенос морскими течениями жидких радиоактивных отходов из радиохимических заводов Западной Европы, многолетняя эксплуатация советского и российского атомного флота, слив и захоронение в море радиоактивных отходов (Саркисов и др., 2015; Матишов и др., 2019).

Часть техногенных радионуклидов поступила в Баренцево море в результате аварии на Чернобыльской АЭС (АМАР, 2016). В настоящее время риски радиационного загрязнения акваторий Западного сектора Российской Арктики связаны также с тем, что в этом регионе сосредоточено наибольшее количество радиационно-опасных объектов, представляющих как потенциальную, так и реальную угрозу: береговая инфраструктура гражданского и военного атомного флота, операции по переработке и хранению радиоактивных отходов, объекты «ядерного наследия» (инцидент с субмариной К-159) (Кобылянский и др., 2012). Основная часть этих потенциально радиационно-опасных объектов сосредоточена на побережье Баренцева и Белого морей в Мурманской и Архангельской областях, но во внутренних частях региона находятся объекты, которые могут быть источниками поступления техногенных радионуклидов в морскую среду. Так, на Кольском полуострове расположена самая северная в Европе атомная электростанция (Кольская АЭС). В Хибинском горном массиве в 1972 и 1984 годах были проведены мирные термоядерные взрывы с целью дробления пород. Последствием этих взрывов является продолжающееся в настоящее время поступление ^3H в поверхностные воды района (Рамзаев и др., 2022). Также были проведены подземные ядерные взрывы в мирных целях для сейсмического зондирования недр (Михайлов, 2000; Киселев и др., 2014). Широко известен мирный ядерный взрыв под кодовым названием «Пирит», проведенный на территории Ненецкого автономного округа недалеко от города Нарьян-Мара 25 мая 1981 года на глубине 1.5 км. Целью этого взрыва был сдвиг пластов для гашения аварийного фонтана на Кумжинском газоконденсатном месторождении в дельте реки Печоры (Богоявленский и др., 2017). Схема объектов техногенной радиоактивности в циркумарктической зоне представлена на рис. 1.1 по данным (Rekasewicz, 2006).

Кроме техногенной радиоактивности, важным является рассмотрение источников естественной радиоактивности, формируемой в результате добычи и переработки обогащенных естественными радионуклидами руд, добычи углеводородного сырья (Горячев и др., 2019, 2020). Определенные риски изменения радиоактивности природной среды в Арктике могут быть связаны с глобальным потеплением климата, что может привести как к вторичному загрязнению экосистем техногенными радионуклидами, так и ускорению миграции естественных радионуклидов.

Необходимо подчеркнуть, что Арктика является уникальным регионом, имеющим для Российской Федерации колоссальное стратегическое значение в геополитическом и экономическом отношении. В то же время хозяйственное развитие региона требует пристального внимания к экологическому состоянию хрупких арктических экосистем и контроля за различными загрязнителями, в первую очередь радионуклидами.

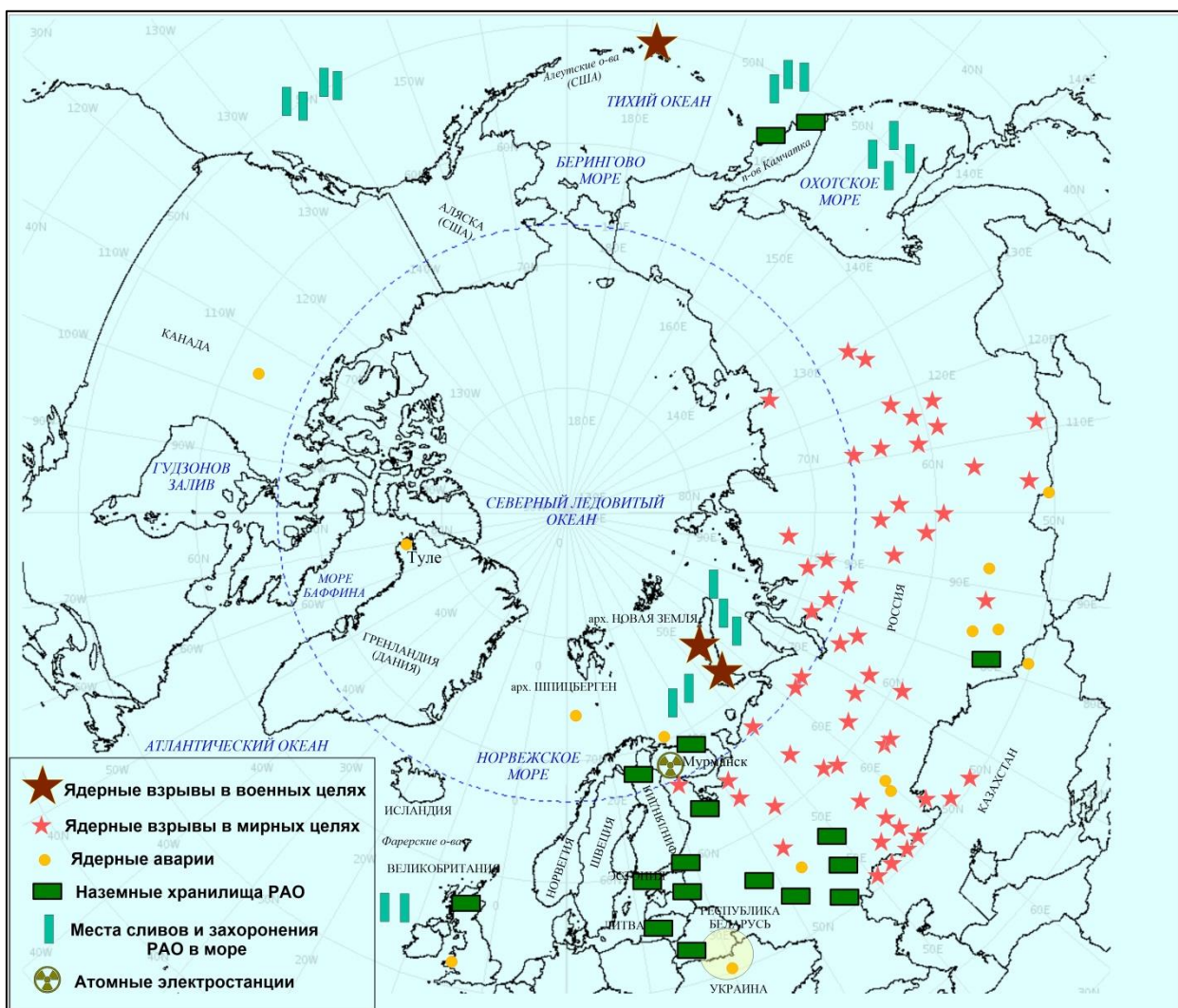


Рисунок 1.1 – Источники техногенной радиоактивности и радиационные объекты в циркумарктической зоне (по Rekasiewicz, 2006)

Рассмотрим подробнее различные источники радиационного загрязнения Арктики, распределение радионуклидов в экосистемах и новые глобальные радиоэкологические вызовы, обусловленные трансформацией радиационного фона в связи с климатическими изменениями.

1.1. Источники техногенной радиоактивности

1.1.1. Глобальные выпадения из атмосферы и ядерные испытания на архипелаге Новая Земля

Наиболее значимым по масштабам эмиссии техногенных радионуклидов радиационным объектом на территории Российской Арктики является полигон на

архипелаге Новая Земля (рис. 1.2). Полигон был создан 17 сентября 1954 года с целью проведения испытаний ядерного оружия в Советском Союзе и оценки воздействия ядерных взрывов на объекты военно-морского флота и разработки средств и способов их защиты (Ядерные испытания..., 2000; Шубик, 2010; Сыч, Дубинко, 2012). В пределах полигона было оборудовано три зоны испытаний: А (район губы Черная), В (южный берег пролива Маточкин Шар) и С (район полуострова Сухой Нос) (Михайлов, 2004). Общая площадь полигона составляет 90 тыс. км², включающих как сушу, так и часть морских акваторий (рис. 1.2).

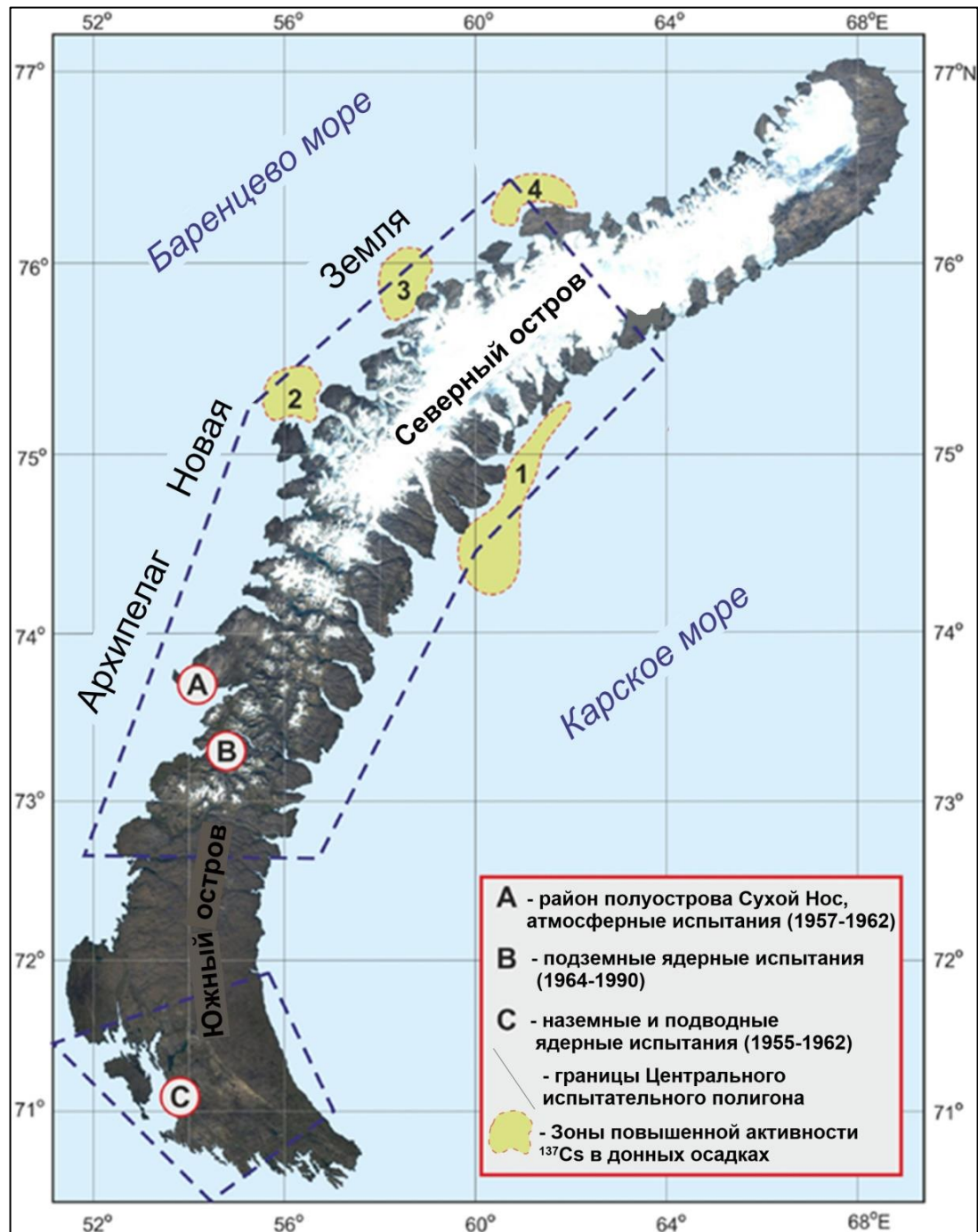


Рисунок 1.2 Схема Новоземельского испытательного полигона по (Miroshnikov et al., 2021)

Первый взрыв на полигоне был осуществлен 21 сентября 1955 года под водой на глубине 12 метров, его мощность составила до 20 кт. Всего с 1955 по 1990 годы на полигоне произведено 132 ядерных взрыва, из которых 87 атмосферных, 3 подводных и 42 подземных (Ядерные взрывы..., 1992; Огородников, 1995). Общая мощность взрывов составляла 273 Мт или 94% всех взрывов, произведенных в Советском Союзе (Сыч, Дубинко, 2012). Новоземельский полигон – это единственное место в мировой Арктике, где проводились атмосферные испытания (АМАР, 2016). Суммарная мощность атмосферных ядерных испытаний здесь была в 100 раз больше, чем на Семипалатинском полигоне (Михайлов, 2004). Атмосферные испытания проводились на полигоне с 1957 до 1962 годы. Здесь было проведено пять самых мощных в мире ядерных взрывов мощностью от 19 до 60 Мт. При проведении испытаний предусматривались меры по обеспечению экологической безопасности посредством выбора подходящих метеорологических условий проведения взрывов, обеспечивающих распространение радиоактивных выпадений в направлении от материка в пределах всей толщи воздуха от поверхности земли и до высоты подъема верхней кромки ядерного гриба (в основном в северном, северо-восточном и восточном направлениях) (Сыч, Дубинко, 2012; Савицкий, 2015; Кочетков и др., 2018). Благодаря этому, атмосферные взрывы на Новоземельском полигоне не привели к столь значительному местному радиационному загрязнению, в отличие от Семипалатинского полигона (Айбулатов, 2000). Так отмечается, что количество выпадений ^{137}Cs и ^{90}Sr на прилегающей к Новоземельскому полигону территории в 500-600 км в два раза меньше, чем на расстоянии 2-3 тыс. км от него (Мирецкий и др., 1999). После подписания 5 августа 1963 года Московского договора «О запрещении испытаний ядерного оружия в трех средах» на полигоне стали производиться только подземные ядерные испытания: первый – 18 сентября 1964 года, последний – 24 октября 1990 года (Михайлов и др., 2006).

Из 42 проведенных подземных взрывов лишь два сопровождались нештатной радиационной ситуацией с выбросом в атмосферу радионуклидов, в результате чего суммарная активность образовавшегося ^{137}Cs могла составлять до 0.18 ПБк (Сыч, Дубинко, 2012). Согласно данным (Айбулатов, 2000) по исследованию радиационного загрязнения окружающей среды Новой Земли уровень поверхностного загрязнения территории островов ^{137}Cs составлял 0.09 Ки/км^2 , что соответствовало среднему уровню поверхностного загрязнения средних широт Северного полушария. В направлении на восток от Новой Земли плотность загрязнения ^{137}Cs в районах населенных пунктов Арктики снижалась от 0.15 Ки/км^2 в пос. Амдерма (восток Ненецкого автономного округа) до 0.05 Ки/км^2 в пос. Черском (северо-восток Якутии) (Айбулатов, 2000).

Показано, что радиоэкологическая ситуация на островах Новой Земли и прилегающих арктических территориях и акваториях определялась в основном глобальным радиоактивным загрязнением атмосферы Северного полушария и небольшим вкладом радиоактивных осадков от аварии на Чернобыльской АЭС (Айбулатов, 2000). Исключение составляет бухта Черная, расположенная на Южном острове архипелага, где наблюдалось локальное радиационное загрязнение морской среды в результате подводных испытаний – активность изотопов $^{239,240}\text{Pu}$ в донных осадках достигала 1200-7600 Бк/кг, а ^{137}Cs – 20-240 Бк/кг (Сивинцев и др., 2005).

Современные исследования акватории Карского моря, на которое пришелся основной объем выпадений от испытаний на Новоземельском полигоне, показывают, что уровень загрязнения ^{137}Cs морских донных осадков в целом является относительно низким и имеет фоновые значения для этого района Арктики 0-5 Бк/кг (Мирошников, 2012; Мирошников и др., 2020). При этом максимальные активности ^{137}Cs приурочены к эстуарным частям рек Обь и Енисей (до 100 Бк/кг в Обской губе и до 260 Бк/кг в Енисейском заливе), источником которых являются не выпадения от испытаний на Новой Земле, а вынос радионуклидов речным стоком с водосборных бассейнов этих рек и накопление в пределах геохимических барьерных зон «река-море» (Степанец и др., 2006; Мирошников, 2012; Мирошников и др., 2018, 2020). В то же время было установлено, что в прибрежной полосе восточной части Северного острова Новой Земли выделяется протяженная зона повышенной активности ^{137}Cs с максимумами активностей до 29.3 Бк/кг. Протяженность зоны с активностями ^{137}Cs более 15 Бк/кг вдоль береговой линии Северного острова составляет 190 км, а ширина от 14 до 62 км (Мирошников, 2012). Аналогичная зона повышенной активности ^{137}Cs обнаружена в прибрежных донных осадках западной части Северного острова (Иванов, 2002). Источником ^{137}Cs в этих зонах является покровный ледник Северного острова, загрязненный местными выпадениями при атмосферных испытаниях на Новоземельском полигоне. В результате абляции ледника при смешении пресных и морских вод в прибрежной зоне формируется геохимическая барьерная зона «берег-море», в которой происходит накопление техногенных радионуклидов (Мирошников, 2012). Так, расчетная суммарная активность радиоцезия, которая могла поступить на острова Новой Земли в результате локальных тропосферных выпадений, составляет ~30 ПБк (Aarkrog, 1997). Учитывая значительные оцененные объемы местных выпадений на острова Новой Земли, следует обратить внимание на исследование накопления и распределения техногенных радионуклидов в ландшафтах архипелага. В настоящее время наземные радиоэкологические исследования архипелага носят единичный характер (Усягина и др., 2014; Усачева и др., 2016; Мирошников и др.,

2017). Важным также является и изучение техногенных радионуклидов в ледниковом покрове Новой Земли, деградация которого в связи с потеплением климата может иметь негативные радиоэкологические последствия для акваторий Баренцева и Карского морей (Архипелаг..., 2018).

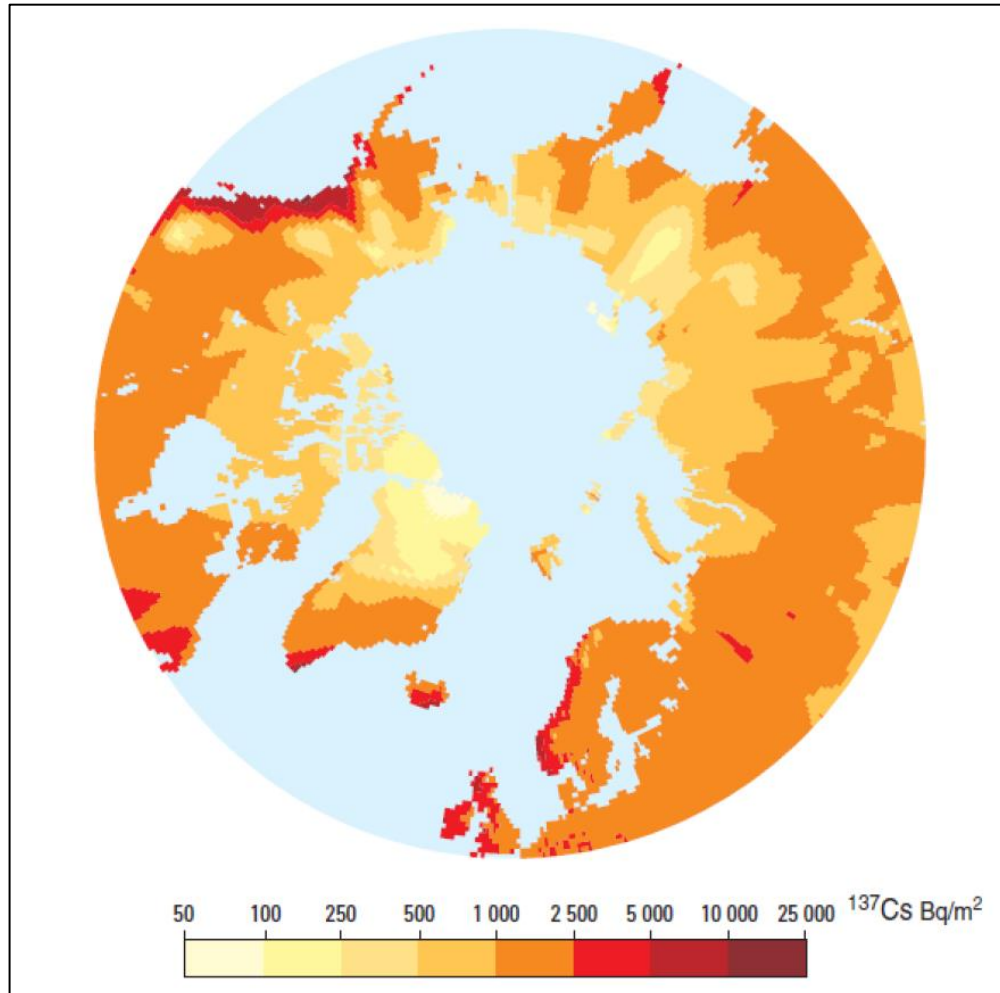


Рисунок 1.3 – Расчетные глобальные выпадения ^{137}Cs в результате атмосферных испытаний (значения пересчитаны на 1995 год) (АМАР, 1998)

При движении на восток влияние Новоземельских испытаний еще менее значимо. Так, в донных осадках моря Лаптевых удельные активности ^{137}Cs в центральных частях акватории соответствуют глобальным фоновым значениям, характерным для Российской Арктики, и не превышают 2-2.5 Бк/кг (Горяченкова и др., 2023). Максимумы активностей ^{137}Cs приурочены к эстуарным частям рек Хатанги и Лены. Изотопы плутония $^{239,240}\text{Pu}$ не обнаружены, поскольку их активности лежат ниже предела обнаружения 0.1 Бк/кг (Горяченкова и др., 2023). В целом суммарное поступление ^{137}Cs с глобальными атмосферными выпадениями в акватории морей Западного сектора Российской Арктики по оценкам (Сивинцев и др., 2005) составляло 1.5 ПБк для Баренцева моря и 0.24 ПБк для

Белого моря. Суммарный речной сток мог обеспечить поступление в акватории Баренцева и Белого морей 0.04 ПБк ^{137}Cs .

1.1.2. Ядерные взрывы в мирных целях

Промышленные ядерные взрывы в мирных целях проводились в Советском Союзе в рамках реализации Программы №7 «Ядерные взрывы для народного хозяйства» в период с 1964 по 1988 годы (Андрюшин и др., 1996; Nordyke, 1998; Михайлов, 2000; Мирные ядерные..., 2001; Современная радиэкологическая..., 2005). СССР был единственной в мире страной, где ядерные взрывы, помимо испытаний в военных целях, настолько широко применялись в народном хозяйстве. Всего за время реализации Программы №7 в СССР было осуществлено 124 взрыва с подрывом 135 ядерных зарядов: 130 в скважинах, 4 в штольнях и 1 в шахте (Мирные ядерные..., 2001). Суммарная мощность этих ядерных взрывов составляла ~ 1.6 Мт. Помимо Советского Союза мирные ядерные взрывы проводились только в двух странах: в США по программе «Плаушер» (27 взрывов) и в Индии (1 взрыв). География проведения мирных ядерных взрывов на территории Советского Союза была обширной и определялась широким спектром направлений применения и соответственно различными заказчиками. Наибольшее количество взрывов было произведено в интересах Министерства геологии СССР (43 взрыва), Министерств газовой (19 взрывов) и нефтяной (13 взрывов) промышленности (Андрюшин и др., 1996). Основными целевыми назначениями взрывов являлись: глубинное сейсмическое зондирование, интенсификация добычи нефти и газа, создание полезных емкостей-хранилищ, дробление горных пород, глушение газовых фонтанов, создание водохранилищ и траншей, научные эксперименты.

Основная часть проведенных взрывов (более 90 %) являлась камуфлетными (подземными), что должно было обеспечить минимальное радиационное воздействие на окружающую среду. Однако в некоторых случаях из скважин происходили аварийные выбросы радиоактивных продуктов в атмосферу с формированием локальных зон радиоактивного загрязнения вокруг скважин (Мирные ядерные..., 2001). Такие аварийные выбросы происходили при взрывах «Глобус-1» в 1971 году в Ивановской области и «Кратон-3» в 1978 году в Якутии, приведшие к поступлению техногенных радионуклидов на поверхность и радиационному загрязнению местности (Бурцев и др., 2004; Рамзаев и др., 2008). В результате аварийного выброса техногенных радионуклидов из скважины объекта «Глобус-1» площадь поверхностного радиационного загрязнения составила 100x150 м (Храмцов, 2019). Площадь поражения лесных экосистем со 100% гибелью

древесной растительности в районе взрыва «Кратон-3» составила $\sim 1.2 \text{ км}^2$, а уровни поверхностного загрязнения почв ^{137}Cs и ^{90}Sr по состоянию на начало 2000-х годов составляли 6890 кБк/м^2 и 15300 кБк/м^2 соответственно (Рамзаев и др., 2008). Также радиационное загрязнение территорий произошло в результате экскавационных взрывов с выбросом грунта на объектах «Тайга» в 1971 году в Пермской области и «Кристалл» в 1974 году в Якутии, которые проводились с целью создания канала в случае «Тайги» и плотины-хвостохранилища в случае «Кристалла» (Рамзаев и др., 2009; Касаткин и др., 2014). В последующем на промплощадках взрывов и прилегающих территориях выполнялись реабилитационные работы (Современная радиоэкологическая..., 2005).

Несмотря на то, что случаи аварийных выбросов радионуклидов из скважин были единичными и последствия устранялись дезактивацией площадок (вывоз загрязненного грунта), проблема комплексной оценки влияния подземных ядерных взрывов на геологическую среду далека от разрешения и может иметь длительные последствия. Так, согласно исследованиям (Голубов, Сапожников, 2016), подземный ядерный взрыв «Глобус-1» спровоцировал формирование новообразованной наложенной структуры в виде субвертикальной зоны дробления пород, которая пронизывает систему водоносных горизонтов верхнего гидрогеологического этажа, что обеспечивает дальнюю миграцию радионуклидов с подземными водами. В связи с этим, техногенные радионуклиды обнаруживаются в ряде подземных источников питьевого водоснабжения Ивановской области, в населенных пунктах, расположенных в радиусе 6-7 км от района проведения подземного взрыва (Голубов, Сапожников, 2016). Непосредственно в районе объекта «Глобус-1» в подземных водах исследовательских скважин активности ^{137}Cs и ^{90}Sr составляют 9900 Бк/л и 4800 Бк/л соответственно (Рамзаев и др., 2009). Объект «Кратон-3» в настоящее время также остается источником техногенных радионуклидов в подземных и поверхностных водах района проведения ядерного взрыва. Перенос радионуклидов в системе «полость взрыва-геологическая среда-поверхность» происходит по трещиноватой зоне разлома, выходящей на поверхность, что обеспечивает постоянное просачивание техногенных радионуклидов на поверхность (Артамонова, 2016). На ряде объектов, например «Ангара», обнаружено поступление на поверхность ^3H из скважины, что подтверждает наличие потенциальной долговременной радиационной опасности районов проведения подземных ядерных взрывов (Рамзаев и др., 2009). Дело в том, что полости подземных ядерных взрывов по геологическим признакам и надежности барьеров, предотвращающих миграцию радионуклидов в окружающую среду, не соответствуют критериям могильников радиоактивных отходов: для радиоактивных

отходов, образованных при подземных ядерных взрывах, не применим принцип «захоронил и забыл» (Рамзаев и др., 2009).

На территории Западного сектора Российской Арктики было проведено 6 ядерных взрывов в мирных целях (Мирные ядерные..., 2001). Первым был «Глобус-4», проведенный 2 июля 1971 года Коми АССР в 25 км юго-западнее города Воркуты. Взрыв был осуществлен на глубине 610 м, его мощность составляла 2.3 кт. Это был первый в Советском Союзе ядерный взрыв, осуществленный по программе глубинного сейсмического зондирования. Следующим по хронологии был взрыв «Днепр-1» мощностью 2.1 кт, проведенный 4 сентября 1972 года в Мурманской области в Хибинском горном массиве на глубине 131 м (в штольне). Целью этого взрыва была отработка технологии дробления руды. Следующим с целью сейсмического зондирования был проведен взрыв «Горизонт-1» 29 августа 1974 года в Коми АССР в 70 километрах юго-западнее Воркуты. Мощность взрыва составила 7.6 кт, глубина – 583 м. Спустя почти 7 лет 25 мая 1981 года был проведен взрыв «Пирит» в Ненецком автономном округе на глубине 1511 м. Этот взрыв мощностью 37.6 кт был проведен для остановки процесса неконтролируемого фонтанирования газа из скважины К-9 Кумжинского газоконденсатного месторождения в дельте реки Печора. Однако полностью аварию ликвидировать не удалось, месторождение было законсервировано и в настоящее время не эксплуатируется (Никонова, 2015; Богоявленский, 2017). Следующим объектом был «Днепр-2», представлявший собой 2 одновременных взрыва (27 августа 1984 года) по 1.7 кт на глубине 175 м (в штольне), их целью также служила отработка технологий массового дробления пород при добычных работах в Хибинском массиве Мурманской области. Завершающим на рассматриваемой территории был взрыв «Агат», осуществленный 19 июля 1985 года на глубине 772 м в Мезенском районе Архангельской области близ побережья Белого моря с целью геосейсмозондирования, его мощность составляла 8.5 кт.

Все указанные ядерные взрывы были проведены в штатном режиме, т.е. без динамического выброса радиоактивных продуктов в атмосферу (Современная радиоэкологическая..., 2005). Проведенные радиоэкологические исследования в эпицентральной зоне объекта «Агат» в Архангельской области показали отсутствие поверхностного загрязнения техногенными радионуклидами, удельная активность ^{137}Cs в почвах находится в пределах уровней глобальных выпадений, а ^3H в поверхностных водах не зафиксирован (Зеленцова и др., 2012; Киселев и др., 2014; Храмцов и др., 2021). В то же время взрывы «Днепр-1» и «Днепр-2» в Хибинском горном массиве Мурманской области не обошлись без радиоэкологических последствий для окружающей среды. Эти взрывы, в

отличие от других мирных ядерных взрывов, проводились на сравнительно небольшой глубине в зарядных штольнях, пробитых внутрь горы Куэльпор (Мирные ядерные..., 2001). В результате этих взрывов поверхность горы Куэльпор была нарушена, сформировались глубокие разломы и трещины, способствующие фильтрации через загрязненный техногенными радионуклидами массив пород дождевых и талых вод и их обогащению радионуклидами (Рамзаев и др., 2022). Последствием этого является продолжающееся в настоящее время поступление ^3H в поверхностные воды района (Рамзаев и др., 2022).

Исследования, проведенные автором диссертационной работы в районе взрыва «Пирит» в дельте реки Печоры (Yakovlev et al., 2021), показали крайне низкий уровень техногенного радиационного загрязнения территории. Удельная активность ^{137}Cs в донных осадках дельты Печоры в районе взрыва не превышала 2.2 Бк/кг, значения объемной активности ^3H в воде дельты Печоры находились на уровне ниже предела обнаружения (Yakovlev et al., 2021). В то же время не исключена вероятность выхода продуктов ядерного взрыва на поверхность в результате вертикальной миграции по системам разломов и трещин (Богоявленский и др., 2017). В настоящее время разрабатывается проект, предусматривающий в ближайшие годы начало добычи газоконденсата на Кумжинском месторождении в дельте Печоры (Катков, Волобуев, 2021), что в свою очередь может спровоцировать выход на поверхность техногенных радионуклидов из эпицентра взрыва в составе добываемых углеводородов и попутных вод (Богоявленский и др., 2017). Также сохраняется вероятность новых мощных неконтролируемых выбросов газа и жидких углеводородов за счет восстановившегося давления в основной залежи и возможных аномально высоких пластовых давлений в техногенных залежах (Богоявленский и др., 2017).

Необходимо отметить, что «Пирит» был самым мощным из проведенных в Западном секторе Российской Арктике подземных ядерных взрывов, что очевидно привело к формированию в полости взрыва значительных активностей техногенных радионуклидов. Согласно оценкам (Современная радиоэкологическая..., 2005) при подземном ядерном взрыве мощностью 1 кт радиоактивность пород и расплава в центральной зоне взрыва через 50 лет будет составлять $1.7 \cdot 10^5$ Бк/кг в породе и $3 \cdot 10^6$ Бк/кг в расплаве. Для «Пирита» при его мощности 37.6 кт радиоактивность пород в центральной зоне составит $6.3 \cdot 10^6$ Бк/кг, в расплаве – $1.1 \cdot 10^8$ Бк/кг. Таким образом, по уровню загрязнения пород, центральная зона ядерного взрыва может считаться хранилищем твердых радиоактивных отходов. Основными радионуклидами, определяющими активность центральной зоны взрыва в течение 50-100 лет после взрыва, будут являться осколочные ^{137}Cs и ^{90}Sr , а также

^3H , входящего в состав вторичного термоядерного узла ядерного зарядного устройства (Современная радиоэкологическая..., 2005) .

В связи с этим, вопрос исследования миграции радионуклидов в геологической среде мест проведения мирных ядерных взрывов и обеспечения радиационной безопасности населения, проживающего на этих территориях, а также биоты, в настоящее время остается крайне актуальным и требует своего решения.

1.1.3. Атмосферные выпадения в результате аварии на Чернобыльской АЭС

Авария на Чернобыльской атомной электростанции, произошедшая 26 апреля 1986 года, является самой масштабной радиационной катастрофой в истории мировой атомной энергетики. Взрыв реактора 4-го энергоблока Чернобыльской АЭС привел к повреждению и разгерметизации тепловыделяющих элементов, содержащих ядерное топливо и накопившиеся продукты деления и активации нейтронами (Израэль, 1990). Помимо первоначального выброса в момент аварии, значительные объемы радиоактивных элементов продолжали выходить из реакторной зоны в течение 10 дней в результате возникшего после взрыва пожара (Боровой, Гагаринский, 2001). В относительном выражении количество радионуклидов в выбросах составляло: 30 % радиоактивный йод, 15 % цезий, 0.5-2 % «тугоплавкие радионуклиды» (Израэль, 1990). Выброс инертных радиоактивных газов составил $\sim 50\%$ от общего радиоактивного выброса. Суммарный выход из реакторной зоны радиоактивных продуктов составил 3.5 – 4 %.

Общий объем выбросов радиоактивных элементов в окружающую среду составил около 14 ЭБк, в том числе 1.8 ЭБк ^{131}I , 0.085 ЭБк ^{137}Cs и другие изотопы цезия, 0.01 ЭБк ^{90}Sr и 0.003 ЭБк изотопов плутония (Экологические последствия..., 2008). Меняющийся состав выбросов в ходе горения реакторной зоны и погодные условия способствовали крайней неоднородности радионуклидного загрязнения территорий. В ближней зоне АЭС в радиусе от 30 до 100 км радиоактивное загрязнение было главным образом представлено топливными частицами, содержащими ^{95}Zr , ^{99}Mo , ^{95}Nb , $^{154,155}\text{Eu}$, $^{141,144}\text{Ce}$, $^{238-242}\text{Pu}$, $^{237,239}\text{Np}$, $^{242,244}\text{Cm}$, $^{241,243}\text{Am}$, а также основную часть $^{89,90}\text{Sr}$. На более удаленных от АЭС территориях радиационное загрязнение было представлено конденсационными продуктами деления в основном ^{131}I , $^{134,137}\text{Cs}$ и в меньшей степени $^{89,90}\text{Sr}$ (Романенко и др., 2006). Ореол распределения плутония коррелировал с ореолом стронция – в 10-км зоне отношение $^{90}\text{Sr}/^{239}\text{Pu}$ было постоянным и находилось в пределах одного порядка. В дальней зоне отношение $^{90}\text{Sr}/^{239}\text{Pu}$ заметно уменьшалось в результате возгонки высших оксидов плутония. В связи с этим изотопы плутония обнаруживаются даже на

значительных расстояниях от Чернобыльской АЭС в цезиевых пятнах (Романенко и др., 2006). Чернобыльские выпадения воздушными массами распространились на значительные территории Европы (Экологические последствия..., 2008).

В момент аварии 26 апреля 1986 года траектории движения воздушных масс имели северное направление через Беларусь и Прибалтику в сторону Финляндии, Швеции и Норвегии, а также западное направление через Украину и Польшу в сторону западноевропейских стран (Авария на Чернобыльской..., 2021). К 27 апреля 1986 года траектории движения атмосферных потоков на высоте 1500-3000 м протянулись на север через Беларусь и Скандинавию с поворотом на восток в сторону Кольского полуострова. 28 и 29 апреля 1986 года продолжался разворот воздушных масс на восток, а 30 апреля на юг, юго-запад и запад (Авария на Чернобыльской..., 2021). Основная часть высокорadioактивных частиц топливной и конденсационной природы выпала на территориях, примыкающих к Чернобыльской АЭС – отдельные районы Украины, Беларуси, Российской Федерации (71% всех выпадений ^{137}Cs). С этих наиболее пострадавших в результате аварии территорий с плотностью загрязнения по ^{137}Cs 15 Ки/м² или 555 кБк/м² весной и летом 1986 года было эвакуировано 115 тыс. человек, в последующие годы было отселено ещё 220 тыс. человек, земли сельскохозяйственного назначения и лесного фонда были выведены из хозяйственного оборота (Балонов, 2011). В настоящее время в связи со снижением уровня радиоактивности эти территории постепенно возвращаются в хозяйственный оборот, особенно в Беларуси, где в оборот введено уже более трети загрязненных земель.

Несмотря на то, что основная часть радиоактивных элементов выпала в ближней зоне реактора, чернобыльская авария из-за атмосферного переноса имела влияние на значительно отдаленные от места аварии районы, в том числе на территории Западного сектора Российской Арктики (рис. 1.4). Некоторая часть чернобыльских выбросов, поднимавшаяся на высоту 1.5 – 3 км, двигалась сначала на север через Скандинавские страны, а затем на восток через Кольский полуостров и Архангельскую область (28 апреля 1986 года) (АМАР, 1998).

К концу апреля – началу мая 1986 года чернобыльские выпадения были зафиксированы на архипелаге Земля Франца Иосифа и в районе мыса Желания в северной оконечности Новой Земли, но были значительно ниже по сравнению с европейской частью страны (Сивинцев и др., 2005). При движении на восток влияние чернобыльских выпадений было ещё менее значимым. Наибольшее количество «чернобыльского» ^{137}Cs , обусловленное циркуляцией атмосферы, было обнаружено в районе города Мурманска (Саркисов, 2019). Вклад ^{137}Cs , обусловленного аварией на Чернобыльской АЭС, составлял

для района Мурманска до 46 % от уровня глобальных радиоактивных выпадений (Матишов и др., 2020). Еще больший вклад «чернобыльского» ^{137}Cs фиксируется в некоторых районах Скандинавии. Так, плотность загрязнения «чернобыльским» ^{137}Cs почвенного покрова в Швеции составляла 5-85 кБк/м², в Финляндии – 4-67 кБк/м², на Кольском полуострове и в Карелии менее 10 кБк/м² (Матишов и др., 1994; Израэль и др., 2000).

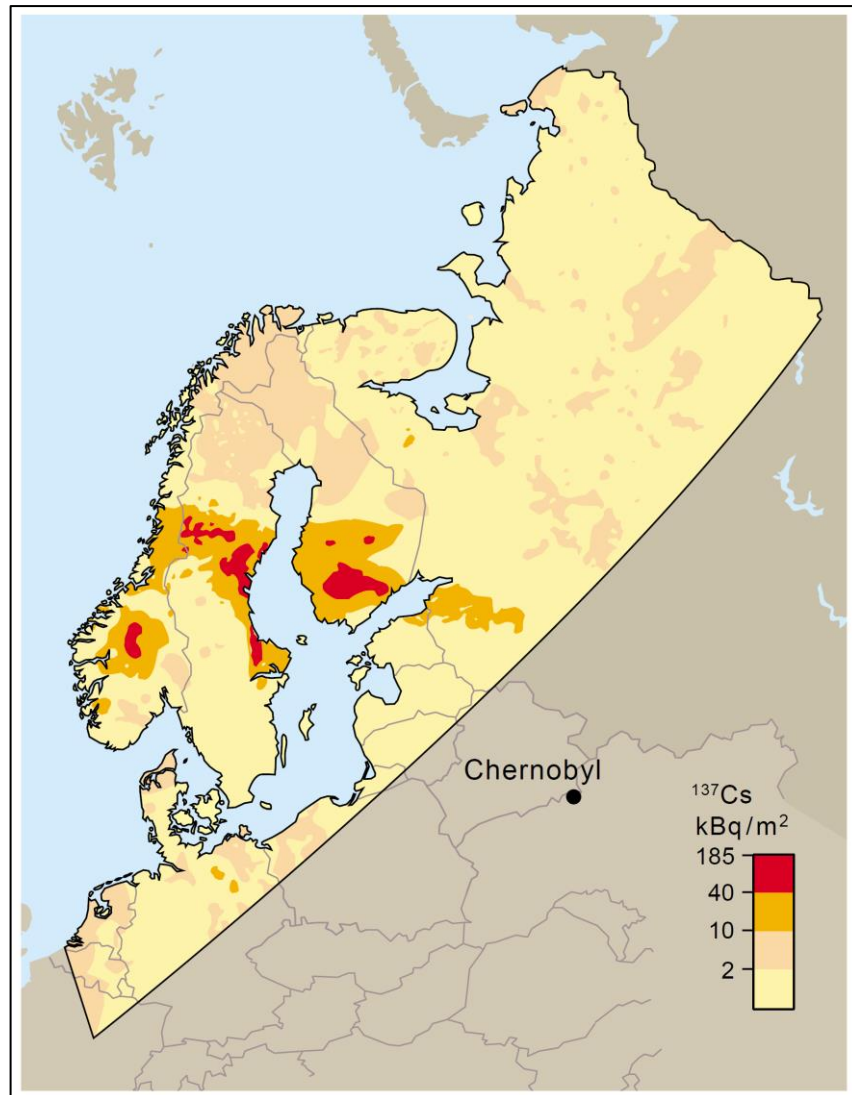


Рисунок 1.4 – Загрязнение территории Северной Европы ^{137}Cs в результате аварии на Чернобыльской АЭС (АМАР, 1998)

В районе Архангельска вклад «чернобыльского» ^{137}Cs составлял около 8 %, а в районах Российской Арктики за Уралом – около 1 %. В целом для Арктической зоны Российской Федерации вклад чернобыльской катастрофы в загрязнение ^{137}Cs , как минимум, на два порядка меньше, чем от испытаний ядерного оружия (Государственный..., 2016). Снижение вклада чернобыльских выпадений при движении с запада на восток отчетливо видно по содержанию ^{137}Cs в озёрных донных осадках Северо-

Запада России – среднее содержание ^{137}Cs от границы Карелии и Финляндии к северу Архангельской области снижается со 179.7 Бк/кг до 4.5 Бк/кг (Киселев и др., 2017). Уменьшение активности ^{137}Cs происходит также в результате самоочищения ландшафтов, что наиболее заметно для территории Лапландии и Кольского полуострова, где активности ^{137}Cs в настоящее время составляют около 10-15 % от уровня, ожидаемого при естественном распаде (Матишов и др., 2021). Причиной этого является вымывание ^{137}Cs почвенными водами в водотоки и водоемы, с накоплением повышенных активностей в донных осадках. Так, максимальные активности радиоцезия, зафиксированные в донных осадках озер на границе Карелии и Финляндии, достигали 873 Бк/кг (Киселев и др., 2015; 2017). Это подчеркивает актуальность оценки уровней техногенной радиоактивности депонирующих сред (донных осадков водоемов), обусловленной особенностями распределения черномыльских выпадений, а также формирование ландшафтной зональности в распределении радионуклидов и оценки их фоновых активностей. Вопросы распределения и миграции ^{137}Cs в естественных ландшафтах арктических регионов, учитывая объем его исторического поступления в окружающую среду и относительно длительный период полураспада, будут оставаться актуальными еще долгое время.

Суммарное поступление «черномыльского» ^{137}Cs на территории и акватории Западного сектора Российской Арктики составило 1.1 ПБк (Сивинцев и др., 2005). В то же время в дальнем следе черномыльских выпадений фиксируются и другие радионуклиды, хотя их активности являются крайне низкими. Такими радионуклидами являются изотопы плутония, обнаруживаемые в цезиевых пятнах от выбросов черномыльской аварии (Романенко и др., 2006), хотя, конечно, основная часть слаболетучего плутония выпала в 30-км зоне отчуждения Черномыльской АЭС (Лукашенко и др., 2021). Уровень активности плутония в радиусе 1 км вокруг площадки АЭС достигает 1100 Бк/кг. С удалением от места черномыльской аварии его активность многократно снижается – в почвенно-растительном покрове различных районов Центральной и Северной Европы активности $^{239+240}\text{Pu}$ в основном в диапазоне <0.1 – 5 Бк/кг (Mietelski, 2001; Quinto et al., 2013; Mietelski et al., 2016; Mroz et al., 2017). Вклад черномыльского плутония относительно уровня глобальных выпадений, оцененный по атомному отношению $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$, для территории Швеции составил от 15% до 70% (Lindahl et al., 2004), для Финляндии – около 10% (Paatero et al., 1998). Для Западного сектора Российской Арктики такие оценки в литературных источниках не обнаружены.

Изотопы плутония, предположительно имеющие некоторый вклад черномыльских выпадений, были обнаружены и в районах высокой Арктики в арктических почвах Шпицбергена ($^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ до 0.241, при значении для глобальных выпадений ~ 0.18) (Lokas

et al., 2013). Так активность $^{239+240}\text{Pu}$ в почвах остова Западный Шпицберген варьировала в широких пределах от 0.05 до 22.93 Бк/кг, активность ^{238}Pu от 0.02 до 0.53 Бк/кг. Активность ^{137}Cs при этом достигала 292 Бк/кг (Lokas et al., 2013). Некоторые исследователи (Wendel et al., 2013) сообщают о возможном переносе радионуклидов в Арктику от испытаний на Семипалатинском полигоне. Эти выводы базируются на выявленных отношениях $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ 0.052-0.077 в аэрозолях, собранных на фильтрах за ноябрь 1962 года, и на моделировании атмосферного переноса с использованием метеорологических данных, указывающих на возможный дальний тропосферный перенос из Семипалатинска.

Таким образом, обнаруживаемые высокие активности в арктических почвах свидетельствуют о слабой самоочищающей способности арктических ландшафтов, которые надежно фиксируют техногенную радиоактивность, что актуализирует необходимость проведения исследований, направленных на оценку вклада источников и уровней накопления техногенных радионуклидов в ландшафтах архипелагов Западного сектора Российской Арктики: Новой Земли, Земли Франца Иосифа. В настоящее время такие исследования являются фрагментарными.

1.1.4. Перенос с морскими течениями жидких радиоактивных отходов от западноевропейских радиохимических заводов

Следующим по объему поступлений техногенной радиоактивности в морскую среду Западного сектора Российской Арктики после глобальных выпадений являлся перенос с морскими течениями жидких радиоактивных отходов от западноевропейских радиохимических заводов (Матишов, Матишов, 2001). К их числу относились объекты Селлафилд и Дунрей в Великобритании и Ла-Аг во Франции, осуществлявшие сброс жидких радиоактивных отходов в Ирландское море и пролив Ла-Манш соответственно (Параскив и др., 2021) (рис. 1.5).

Наиболее значимым для Арктического региона источником техногенных радионуклидов являлся ядерный комплекс Селлафилд (Вакуловский и др., 1985). Объект Селлафилд, расположенный на побережье Ирландского моря в северо-западной части Англии в графстве Камбрия, начал свою историю в 1947 году как завод по производству и переработке оружейного плутония (Цебаковская и др., 2017). С 1951 по 1957 годы на заводе было произведено 385 кг плутония, который применялся для создания первой британской атомной бомбы. В 1956 на реакторах Селлафилда одновременно с наработкой оружейного плутония стали производить электроэнергию для гражданских целей. В 1995

выработка оружейного плутония прекратилась, а в 2003 была приостановлена и выработка электроэнергии. В настоящее время деятельность комплекса в основном связана с переработкой накопленного отработавшего ядерного топлива (ОЯТ) и выводом из эксплуатации исторических установок и хранилищ отходов ОЯТ (Цебаковская и др., 2017).

В Селлафилском комплексе основная часть сбрасываемых в Ирландское море жидких радиоактивных отходов была представлена промывной водой бассейнов выдержки ОЯТ и отходами от переработки ОЯТ с заводов В204 и В205, где выделение плутония, урана и других высокоактивных продуктов проводилось посредством многостадийной экстракции растворителем (Цебаковская и др., 2017).

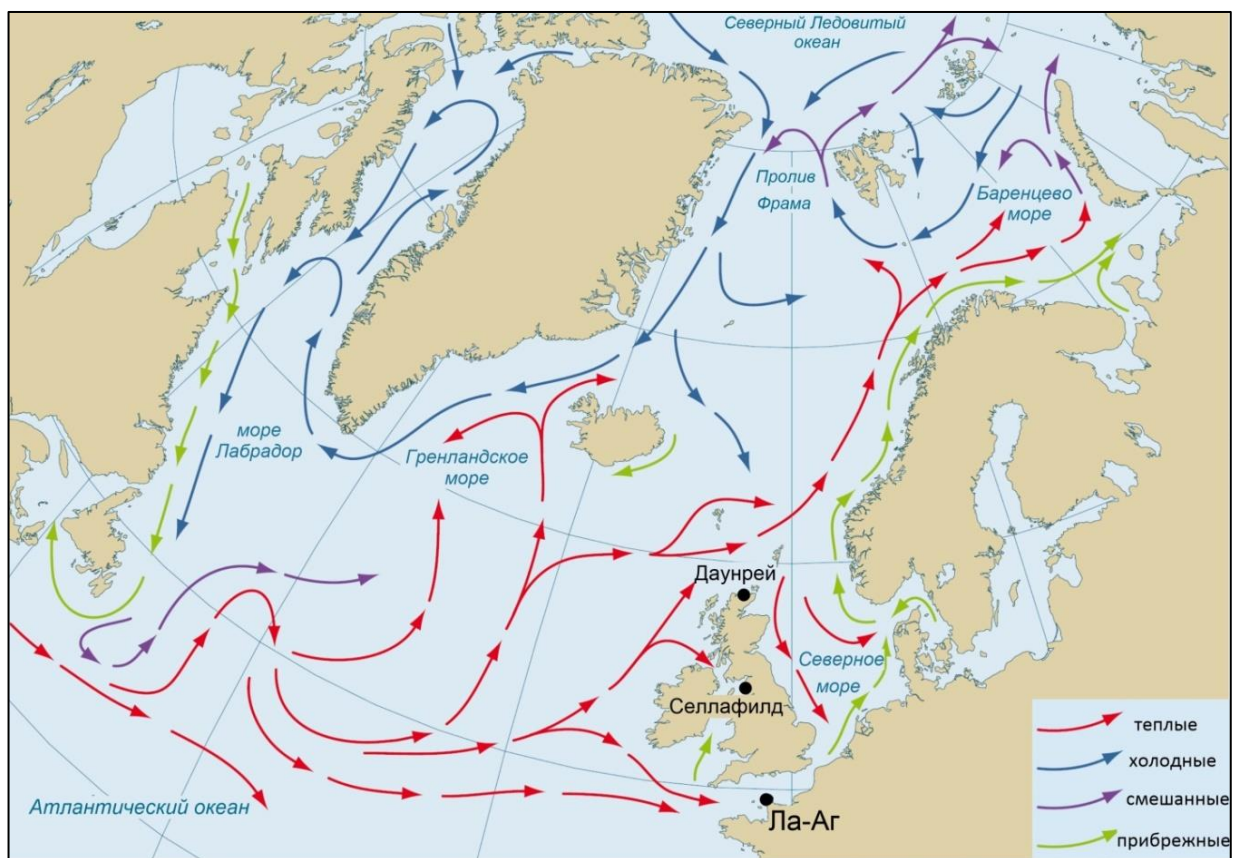


Рисунок 1.5 – Расположение западноевропейских радиохимических заводов и схема морских течений (АМАР, 2016)

За время работы комплекса суммарный сброс радионуклидов в Ирландское море суммарно составил ~ 160 ПБк (Израэль и др., 1994), на долю ^{137}Cs приходилось 37 ПБк (Саркисов и др., 2011). Максимум сбросов техногенных радионуклидов с Селлафилда в морскую среду достиг в 1974-1978 годах (Матишов и др., 2019). За счет переноса морскими течениями техногенное радиационное загрязнение поступило в бассейн Северного Ледовитого океана. В связи с тем, что время переноса водных масс от

Ирландского до Баренцева моря составляет 4-6 лет, максимальное содержание техногенных радионуклидов в арктическом бассейне наблюдалось в начале 80-х годов. Активность ^{137}Cs в южной части Баренцева моря достигала более 30 Бк/м³ (рис. 1.6), что выше уровня глобальных выпадений в 5-6 раз (Сивинцев и др., 2005). Присутствие радионуклидов от Селлафилда было обнаружено также в водах Белого моря (Вакуловский и др., 1988). В результате принятых мер по дополнительной очистке сбрасываемых с Селлафилда отходов уровень техногенной радиоактивности вод Ирландского моря к 2000 году уменьшился на два порядка по сравнению с 1974-1978 годами. В 2014 году сброс жидких радиоактивных отходов составил 0.17 ТБк альфа-излучателей и 9.8 ТБк бета-излучателей (Цебаковская и др., 2017).

Согласно расчетам (Сивинцев и др., 2005) в Баренцево море от сбросов Селлафилда в общей сложности поступило до 7.4 ПБк ^{137}Cs и до 1.7 ПБк ^{90}Sr . В Карское море, по расчетам этих же авторов, через Новоземельские проливы могло поступить около 2% сбросов, поступивших в Баренцево море или 148 ТБк ^{137}Cs и 33 ТБк ^{90}Sr .

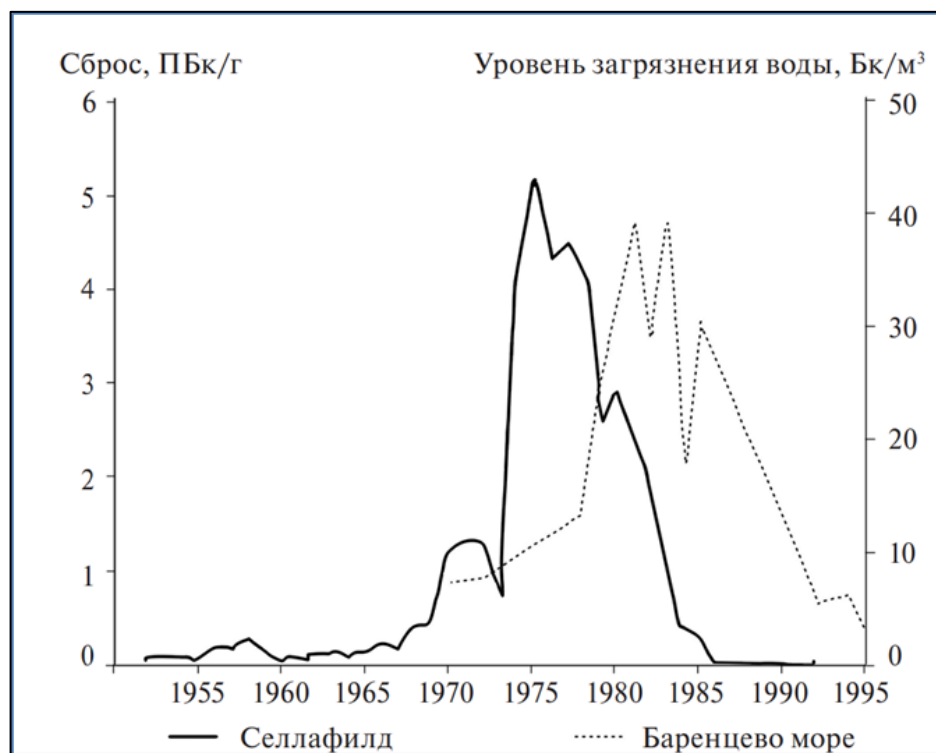


Рисунок 1.6 – Сброс радионуклидов с РХЗ Селлафилд и уровень загрязнения воды ^{137}Cs в Баренцевом море (Саркисов и др., 2019)

В настоящее время уровень активности ^{137}Cs в поверхностных водах Баренцева моря составляет в среднем 1.71 Бк/м³, который определяется в основном глобальными атмосферными выпадениями и переносом радионуклидов атлантическими водными массами от западноевропейских радиохимических заводов (Матишов и др., 2019).

Активность ^{137}Cs в морских водах уменьшается в направлении на восток по мере уменьшения влияния Атлантики – до 1.19 Бк/м³ в море Лаптевых и до 0.93 Бк/м³ в Восточно-Сибирском море (Матишов и др., 2019).

1.1.5. Сброс радиоактивных отходов в акваториях Баренцева и Карского морей

Определенный интерес с точки зрения оценки влияния радиозэкологических последствий на экосистемы Арктики представляет сброс и захоронение радиоактивных отходов, проводившихся в акваториях Баренцева и Карского морей с конца 50-х годов XX-века с целью удаления отходов от деятельности гражданского и военного флотов, в том числе радиоактивных отходов, сопровождавших ремонт атомных судов и кораблей (Сивинцев и др., 2005). Советский Союз осуществлял сброс как жидких, так и твердых радиоактивных отходов в виде контейнеров, отдельных конструкций, узлов оборудования, аварийных ядерных реакторов с отработавшим ядерным топливом и без него, реакторных отсеков подводных лодок, атомной подводной лодки целиком (Никитин, 2009). Общее количество ядерных и радиационно-опасных объектов затопленных или затонувших в морях Арктики в период с 1957 по 1992 годы и в 2003 году составляет около 18 тыс., из них более 17 тыс. контейнеров с радиоактивными отходами, 735 радиоактивных конструкций и блоков, 17 судов с твердыми радиоактивными отходами на борту, 1 контейнер с экранной сборкой атомного ледокола, 1 ядерный реактор с атомной подводной лодки, 5 реакторных отсеков, 3 атомные подводные лодки (Саркисов и др., 2011). Карта районов удаления радиоактивных отходов в Арктике представлена на рис. 1.7.

Захоронение твердых радиоактивных отходов осуществлялось только в Карском море в пределах глубоководной Новоземельской впадины и семи заливов Новой Земли: заливы Седова, Ога, Цивольки, Степового, Абросимова, Благополучия и Течений. Суммарная активность твердых радиоактивных отходов затопленных в Карском море составляет 37.8 ПБк, радионуклидный состав этих материалов представлен ~ 50 % ^{60}Co , 25 % ^{90}Sr и 25% ^{137}Cs (Сивинцев и др., 2005). При этом радиозэкологическая обстановка в морской среде Арктики в районах захоронения твердых радиоактивных отходов характеризуется фоновыми значениями, которые в несколько раз ниже, чем в Черном, Балтийской и Ирландском моря, где радиоактивные отходы не захоранивались (Саркисов и др., 2011; Матишов и др., 2019). Донные осадки в районах захоронения радиоактивных отходов в Карском море только в непосредственной близости (до 1 м) к объектам имели несколько повышенные содержания техногенных радионуклидов, в частности ^{137}Cs и ^{60}Co ,

активность которых заметно снижалась уже на удалении в 10-15 м, что свидетельствовало о локальном характере загрязнений (Кобылянский и др., 2012).

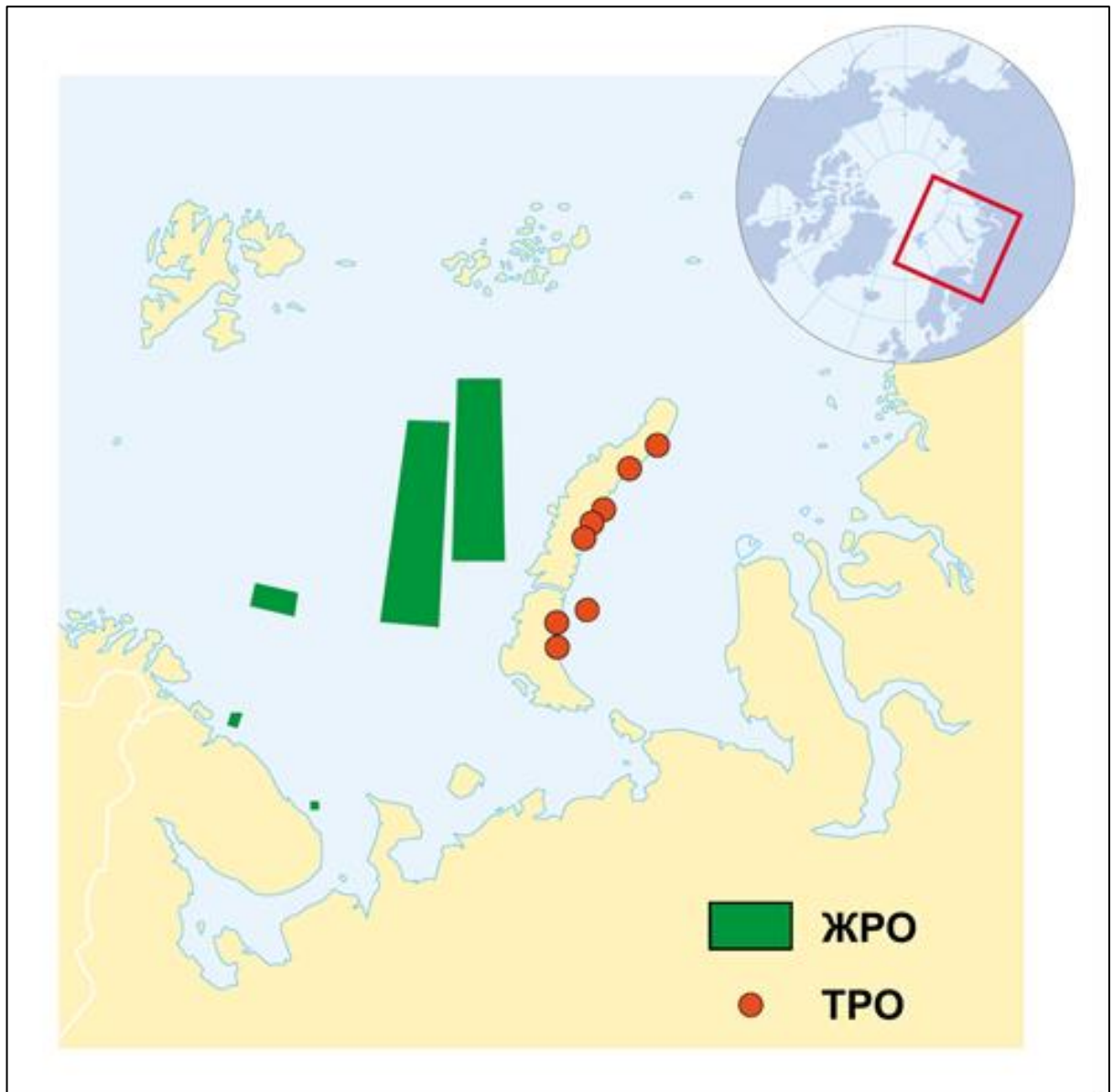


Рисунок 1.7 – Схема мест удаления жидких и твердых радиоактивных отходов в морской среде Западного сектора Российской Арктики (АМАР, 1998; Саркисов и др., 2015)

Слив жидких радиоактивных отходов, содержащих в основном ^{60}Co , ^{90}Sr и ^{137}Cs , проводился в Баренцевом море в пределах пяти районов: три района в открытой части моря и два прибрежных близ Кольского полуострова (Саркисов и др., 2015). Активность жидких радиоактивных отходов, сброшенных в Баренцево море, составляла только 4 % или 958 ТБк от активности всех затопленных в Арктике радиоактивных отходов (Синивцев и др., 2005). В настоящее время концентрации техногенных радионуклидов в районах сливов не превышают фоновых значений, характерных для глобальных и

чернобыльских выпадений и сливов западноевропейских радиохимических заводов (Синивцев и др., 2005).

Таким образом, в настоящее время затопленные объекты и радиоактивные отходы не оказывают заметного влияния на радиозоологическую обстановку в арктическом регионе, однако специалистами выделяется ряд потенциальных ядерно-опасных объектов, которые в будущем могут представлять реальную угрозу радиационного характера для Арктики (Кобылянский и др., 2012; Лобковский и др., 2014). Наибольшую опасность представляют объекты, содержащие делящиеся вещества, входящие в отработавшее ядерное топливо, с массой превышающей критическую, что не исключает возможности возникновения самопроизвольной цепной реакции и выброса значительного количества радионуклидов в окружающую среду (Саркисов и др., 2015). К таким объектам относятся: три атомные подводные лодки К-278 «Комсомолец», Б-159 и К-27; два реакторных отсека с отработавшим ядерным топливом с подводных лодок №№ 901 и 285; реактор подводной лодки № 421 и контейнер с экранной сборкой и частью ОЯТ реактора атомного ледокола «Ленин» (Саркисов и др., 2011). Суммарный радиационный потенциал этих объектов по состоянию на 2012 год составляет 11823,6 ТБк (Кобылянский и др., 2012). Эти объекты имеют защитные барьеры, предотвращающие немедленный выход радионуклидов в морскую среду, однако их высокий радиационный потенциал и недостаточные сведения о текущем состоянии защитных барьеров (степень разрушения в долгосрочной перспективе) требуют проведения дальнейших исследований (Кобылянский и др., 2012). Единственным объектом, из которого был зарегистрирован непосредственный выход радионуклидов в морскую среду, являлся АПЛ «Комсомолец», затонувший 7 апреля 1989 года в Норвежском море на глубине 1680 м (Саркисов и др., 2015). В 1994 году был обнаружен выход ^{137}Cs с активностью в воде от 300 до 1600 Бк/л из трубы вентиляции реакторного отсека. К 2007 году выход радионуклидов заметно снизился и не превышал 15-20 Бк/л, что, возможно, было связано с перекрытием путей выхода продуктами коррозии (Саркисов и др., 2015). В отличие от затопленных ТРО, объекты с ОЯТ характеризуются значительно большим временем снижения активности, поскольку одновременно с радиоактивным распадом одних радионуклидов в них происходит образование и накопление других радионуклидов, что вкупе с постепенной деградацией защитных конструктивных элементов определяет значительно большую опасность таких объектов для окружающей среды (Саркисов и др., 2011). Кроме того, для одного из таких объектов с ОЯТ, представленного реакторным отсеком АПЛ № 421, не установлено точное местоположение, и, соответственно, неизвестна радиационная обстановка в месте его затопления (Кобылянский и др., 2012).

1.1.6. Объекты инфраструктуры атомного флота и атомной электроэнергетики

Развитие ядерной энергетики применительно к гражданскому судостроению и военному кораблестроению привело к созданию сложной производственной и инфраструктурной сети, которая включает в себя судостроительные и судоремонтные заводы, пункты базирования, плавучие и береговые технические базы, суда для сбора, хранения, переработки и транспортировки радиоактивных отходов. Основную потенциальную радиационную опасность представляют атомные подводные лодки, надводные корабли с ядерными энергетическими установками (ЯЭУ), хранилища отработавших тепловыделяющих сборок на береговых и плавучих технических базах (Синивцев и др., 2005). В атомных подводных лодках и надводных кораблях основным источником возможного радиоактивного загрязнения является реактор, в активной зоне которого образуются и накапливаются продукты деления ядерного топлива. Нормальная эксплуатация корабельных ЯЭУ всегда сопровождается образованием жидких, твердых и газообразных радиоактивных отходов: повседневная эксплуатация, ремонт, перезарядка активных зон реакторов, замена фильтров активности и т.д. (Радиозэкологические последствия..., 2010). Их состав представлен продуктами активации – ^{60}Co , ^{55}Fe , ^{54}Mn и др., продуктами деления – ^{90}Sr , ^{137}Cs и др. (Былкин и др., 2017). В случае реакторов с жидкометаллическим теплоносителем образуется альфа-активный ^{210}Po в результате нейтронной активации висмута, а также повышенные концентрации ^3H при взаимодействии нейтронов с бериллием, используемым в качестве замедлителя и отражателя (Панкратов и др., 2004). В составе газообразных отходов важное значение имеют радионуклиды инертных газов ксенона и криптона (в основном ^{85}Kr и ^{133}Xe), характеризующиеся большой долей в продуктах деления (Солонин, 2010). Определенную проблему представляют выбросы в окружающую среду долгоживущего ^{14}C в составе газообразных радиоактивных отходов, который сложно регистрируется инструментально и плохо улавливается на фильтрах (Пучков и др., 2019). Тем не менее, за исключением ряда крупных аварий, о которых упоминалось выше (например, К-278 «Комсомолец»), эксплуатация атомных подводных лодок и надводных кораблей с ЯЭУ не приводила к значимым радиозэкологическим последствиям для окружающей среды (Синивцев и др., 2005).

Состав и активность образуемых при эксплуатации атомного ледокольного флота радиоактивных отходов аналогичны отходам атомных подводных лодок. За все время существования атомного ледокольного флота крупных радиационных происшествий, сопровождавшихся гибелью людей, не происходило (Синивцев и др., 2005). Отдельные

инциденты, которые могут квалифицироваться как аварийные происшествия или аварии, происходили в 1965-1966 годах при эксплуатации реакторной установки ОК-150 атомного ледокола «Ленин», связанные с конструктивными особенностями первой судовой ядерной паропроизводительной установки. Их результатом стали течь теплоносителя основного контура и разрушение (расплавление) тепловыделяющих сборок активной зоны реактора №2 (Куликов, Петров, 2019).

Наибольшее потенциальное радиоэкологическое воздействие может быть связано с местами базирования атомного гражданского и военного флота, где осуществляются основные операции по ремонту и техническому обслуживанию кораблей и судов, а также районами, где осуществляется утилизация и длительное хранение реакторных отсеков, хранение различных радиоактивных отходов. Основное количество таких объектов сосредоточено в Западном секторе Российской Арктики на территории Мурманской и Архангельской областей. В Архангельской области такие объекты сосредоточены в районе города Северодвинска, в Мурманской области – в районе города Мурманск и в заливах Кольского полуострова (Кольский залив, губа Андреева, губа Сайда, губа Гремиха и др.) (Синивцев и др., 2005; Саркисов и др., 2012, 2015; Антипов и др., 2015; Киселев и др., 2021) (рис. 1.8).

Исследования влияния на морскую среду объектов инфраструктуры атомного флота в Мурманской области, проведенные коллективом Мурманского морского биологического института РАН, показали, что такие объекты, как, например, самый крупный в Северной Европе пункт временного хранения радиоактивных отходов в губе Андреева, характеризуются лишь локальным радиационным воздействием в виде очагов загрязнения морского дна (Матишов и др., 2017).

Так, удельная активность ^{137}Cs в донных осадках губы Малая Андреева варьировала в диапазоне 600-1000 Бк/кг, однако на выходе из губы в осадках Мотовского залива активность ^{137}Cs составляла 2-2.5 Бк/кг, что соответствует региональному фону (Ильин и др., 2015). Повышенное соотношение изотопов плутония $^{238}\text{Pu}/^{239,240}\text{Pu}$ в диапазоне 0.6-0.9 подтвердило эмиссию с территории хранилища, связанную, в том числе, с разгерметизацией хранилища тепловыделяющих сборок в 1982 году (Матишов и др., 2017). За пределами губы Андреева значимого негативного влияния данного объекта не наблюдается, что подтверждает локальный характер радиационных воздействий. Несколько повышенный по сравнению с Мотовским заливом уровень активности ^{137}Cs отмечается в донных осадках Кольского залива (до 4.6 Бк/кг), где располагаются несколько объектов инфраструктуры атомного флота, формирующих радиационный фон суммарного стока Кольского залива (Моисеев и др., 2021). В этой же работе (Моисеев и

др., 2021) показано, что хранилища радиоактивных отходов и отработавшего ядерного топлива в губе Сайда и проливе Йоканьгский рейд (Гремиха) не оказывают существенного влияния на загрязнение морской воды и донных осадков.

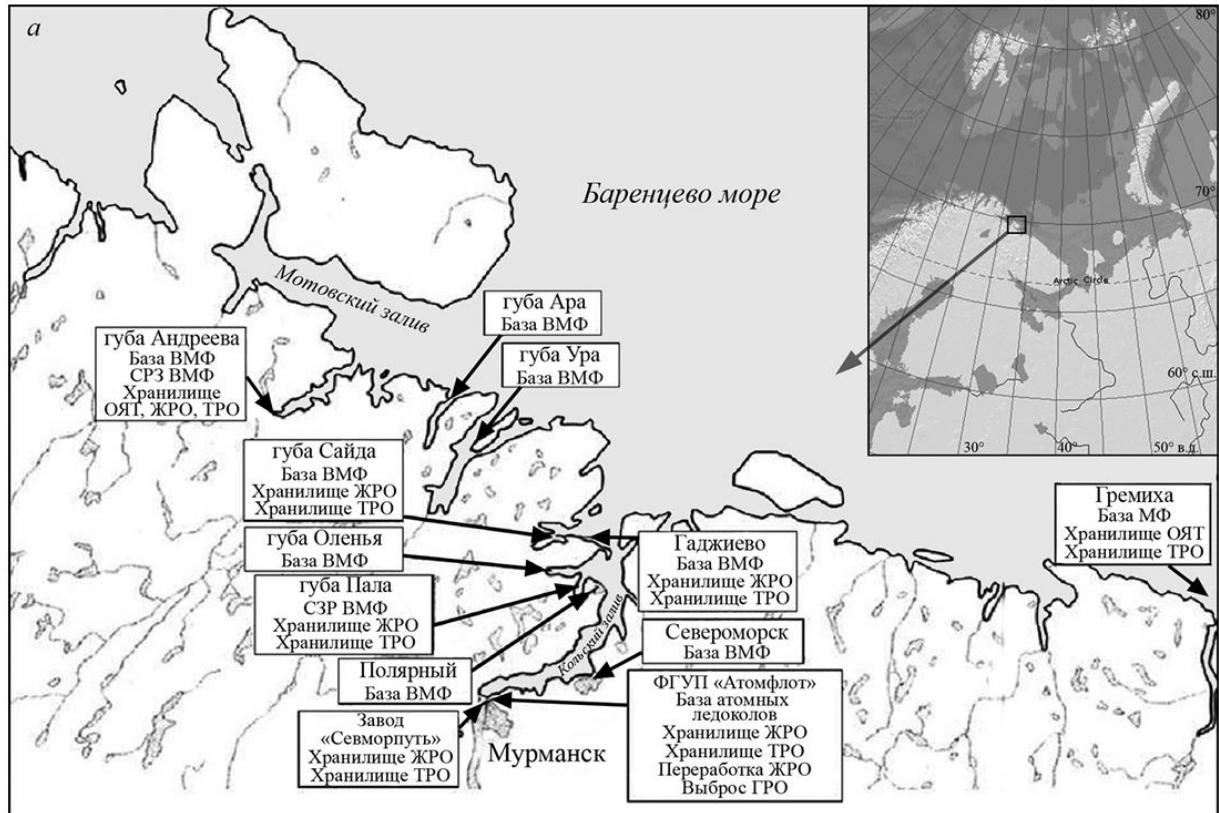


Рисунок 1.8 – Локальные источники радиоактивного загрязнения, связанные с береговой инфраструктурой атомного гражданского и военного флотов Мурманской области (Матишов и др., 2019)

Влияние атомного ледокольного флота на радиоэкологическую обстановку также можно считать незначительным. Так, в 2021 году судами ФГУП «Атомфлот» в акваторию Кольского залива было сброшено 85 м^3 очищенных стоков установки по переработке жидких радиоактивных отходов (Атомфлот, 2022), содержащих основные техногенные радионуклиды ^{90}Sr , ^{137}Cs , ^{134}Cs , ^{60}Co , ^{152}Eu , ^{154}Eu , удельная активность которых не превышала установленных нормативов.

В пределах Западного сектора Российской Арктики находится только один объект атомной электроэнергетики – Кольская атомная электростанция мощностью 1760 МВт в районе города Полярные Зори Мурманской области (Кольская АЭС, 2024). При нормальной эксплуатации атомных электростанций основными факторами радиационного воздействия на окружающую среду являются газоаэрозольные выбросы в атмосферу и сбросы радионуклидов в водные объекты (Крышев, Рязанцев, 1991; Пыркова и др., 2019). Состав газоаэрозольных выбросов Кольской АЭС представлен в основном ^3H , ^{14}C , ^{41}Ar ,

^{85}Kr , ^{87}Kr , ^{88}Kr , ^{135}Xe , ^{60}Co , ^{131}I , ^{134}Cs , ^{137}Cs , фактический выброс в атмосферу которых в 2020 году составлял в диапазоне $2.12 \cdot 10^6 - 3.25 \cdot 10^{12}$ Бк/год, что более чем в сотню раз меньше допустимых выбросов (Кольская АЭС, 2024). Активность сбросов в водные объекты в 2020 году, представленных ^3H , ^{60}Co , ^{65}Zn , ^{134}Cs и ^{137}Cs варьировала от $3.3 \cdot 10^6$ для ^{134}Cs до $1.36 \cdot 10^{13}$ для ^3H , что также значительно ниже нормативных уровней сброса (Кольская АЭС, 2024). Уровни активности техногенных радионуклидов в почвенно-растительном покрове района расположения Кольской АЭС не выходят за границы санитарно-защитной зоны, а наблюдаемые вариации ^{137}Cs (30.1 – 103.5 Бк/кг) находятся на уровне глобальных выпадений (Попова и др., 2022). Таким образом, технологические выбросы Кольской АЭС в настоящее время не оказывают существенного влияния на ухудшение радиозэкологической обстановки района расположения. Тем не менее, важными являются исследования выбросов ^{14}C и ^3H , которые, за исключением инертных радиоактивных газов, вносят наибольший вклад в годовую активность выбросов АЭС (Назаров, Пышкина, 2019). Эти радионуклиды, имеющие высокую скорость включения в биосферные процессы и биогенный круговорот, в результате распада могут приводить к разрушению биомолекул и изменениям на генетическом уровне (Сазыкина и др., 2022).

1.1.7. Радиоизотопные термоэлектрические генераторы

Радиоизотопные термоэлектрические генераторы или сокращенно РИТЭГи, представляют собой дополнительный источник возможного радиозэкологического воздействия на экосистемы Российской Арктики. Как следует из названия, РИТЭГи представляют собой устройства, которые преобразуют тепло, выделяемое при радиоактивном распаде, в полезную электрическую энергию. Учитывая полную автономность и сравнительно длительный срок службы, РИТЭГи нашли широкое применение в качестве источников электроэнергии для автономных средств навигации: световых маяков, бакенов, навигационных знаков и радиолокационных маяков-ответчиков, а также для автоматических радиометеорологических станций, расположенных в удаленных и труднодоступных районах Российской Арктики (Штань, Карташев, 1977). Предназначение такого оборудования определило основное расположение РИТЭГов вдоль трассы Северного морского пути на прибрежных и островных арктических территориях (Соколов, 2013).

В качестве источника питания в арктических РИТЭГах использовался сравнительно дешевый и доступный бета-излучатель ^{90}Sr , получаемый в ядерных реакторах как продукт распада ^{235}U (Кнунянц, 1995). Внутри РИТЭГов ^{90}Sr находился в составе специальных

капсул (радиоизотопный источник тепла РИТ-90) в виде мелкокристаллического спрессованного титаната стронция SrTiO_3 (Гордеев и др., 2011). Всего для навигационных и метеорологических нужд в СССР в интересах Минтранса, Минобороны, Гидрометслужбы с 70-х до начала 90-х годов было выпущено 1007 РИТЭГов, работавших на РИТ-90, которые вырабатывали от 10 до 180 Вт электрической энергии (Григорьев, Каташев, 2013). Активность ^{90}Sr в них варьировала от 0.3 до 3.7 ПБк согласно (Гордеев и др., 2011) и от 1.1 ПБк до 17.2 ПБк согласно (Доклад..., 2015). Среди около десятка различных моделей РИТЭГов, использовавшихся в Арктике, наибольшее распространение получила модель Бета-М, выпущенная в количестве около 700 штук. Внешний вид и конструктивная схема РИТЭГа типа Бета-М показаны на рис. 1.9.

Выходная электрическая мощность в начале срока службы для модели Бета-М составляла 10 Вт при номинальном выходном электрическом напряжении от 6 до 12 В, рабочая температура источника РИТ-90 внутри РИТЭГа достигала $+300\text{ }^{\circ}\text{C}$. Габариты РИТЭГа модели Бета-М составляли 60×65 см при массе 565 кг, а номинальная активность источника РИТ-90 на начало срока службы составляла около 1.3 ПБк. Блок радиационной защиты Бета-М был выполнен из обедненного урана массой 36.2 кг (Платов, 2005). Срок эксплуатации был ограничен 10 годами с продлением после обследования на срок не более чем 5 лет (Крошкин, Нестеров, 2022). Мощность дозы «голового» источника РИТ-90 без защиты на расстоянии 1 м достигает 300 Р/час или 3 Зв (Платов, 2005). Радиационная защита корпуса РИТЭГа позволяет снизить мощность дозы до 200 мР/час (Рылов, Тихонов, 2003). По данным (Лахманов и др., 1975) защита корпуса снижает мощность дозы на расстоянии 1 м до 10 мР/ч. Такие мощные источники согласно классификации МАГАТЭ относятся к 1 классу опасности (МАГАТЭ, 2006). Однако крайне высокая мощность дозы, создаваемая «голым» источником РИТ-90, является не единственным фактором потенциальной радиационной опасности РИТЭГов для человека и окружающей среды.

Не смотря на то, что источник РИТ-90, изготовленный из устойчивого к растворению в воде титаната стронция, что минимизирует распространение в окружающей среде ^{90}Sr в случае разгерметизации, разрушения или разборки корпуса РИТЭГа, высокая активность источника РИТ-90 ведет к изменению его состава и физических свойств в результате радиоактивного распада. Так, в ходе распада ^{90}Sr образуется стабильный изотоп циркония ^{90}Zr , который за один период полураспада (28.8 лет) замещает 50 % радиоактивного стронция ^{90}Sr . В результате этого, внутри РИТЭГа вместо титаната стронция SrTiO_3 формируется титанат циркония ZrTiO_4 , имеющий иную кристаллическую решетку, что со временем ведет к разрушению матрицы источника РИТ-

90 вплоть до пыле-аэрозольного состояния (Крошкин, Нестеров, 2022). Таким образом, в случае нарушения герметичности радиационной защиты РИТЭГа из-за образования микротрещин сварных швов, появления зазоров между элементами конструкции, обусловленных колебаниями температуры окружающей среды, может произойти сильнейшее загрязнение окружающей среды радионуклидом ^{90}Sr . В связи с нарушением герметичности корпуса РИТЭГа и попаданием внутрь воздуха и воды происходит гидридная коррозия радиационной защиты, выполненной из обедненного урана. В результате взаимодействия обедненного урана и паров воды при высокой температуре на поверхности источника происходит выделение водорода. Быстрая диффузия образующегося водорода в обедненный уран приводит к образованию гидроксида урана UOH_3 , что в свою очередь приводит к набуханию урана и разрушению радиационной защиты. Дальнейшее взаимодействие UOH_3 с парами воды приводит к формированию диоксида урана UO_2 и непрерывному процессу гидридной коррозии, что обуславливает почти двухкратное увеличение объема (Крошкин, Нестеров, 2022). В связи с этим, отслужившие свой гарантийный срок эксплуатации РИТЭГи (не более 15 лет) могут быть крайне опасными для окружающей среды.

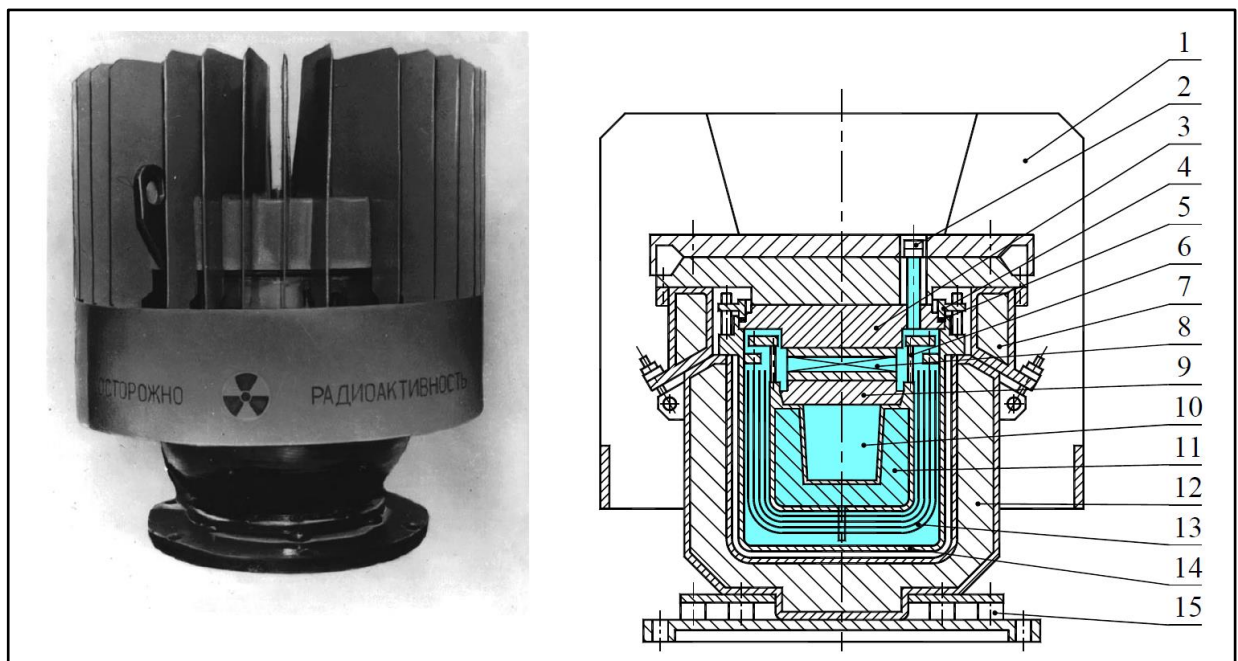


Рисунок 1.9 – Внешний вид и конструктивная схема РИТЭГа типа Бета-М (Платов, 2005).

1 – радиатор, 2 – электровывод, 3 – крышка, 4 – фланец, 5 – прокладка, 6 – опора источника, 7 – радиационная защита, 8 – блок электрический, 9 – крышка, 10 – радионуклидный источник тепла РИТ-90, 11 – блок защиты, 12 – радиационная защита, 13 – экраны, 14 – корпус, 15 – основание

Известно, по крайней мере, об одном случае выхода радионуклида ^{90}Sr в

окружающую среду из выработавшего свой ресурс РИТЭГа, питавшего маяк на мысе Наварин на Чукотке (Платов, 2005). В то же время случаи воздействия прямого радиоактивного излучения от РИТЭГов на человека были не единичными. В основном они произошли в начале 2000-х годов при попытках несанкционированно разобрать РИТЭГи для извлечения цветных металлов (Гордеев и др., 2011). Наиболее известный случай произошел в 2001 году в Мурманской области, когда двое охотников за цветными металлами получили смертельные дозы облучения при извлечении источников РИТ-90 из РИТЭГов, уставленных на маяках в Кандалакшском заливе. Всего таких случаев по состоянию на 2004 годы было зафиксировано 14. Все случаи разборки РИТЭГов произошли с моделью Бета-М, в которой использовались болтовые соединения, позволявшие сравнительно легко разобрать конструкцию вплоть до извлечения «голового» источника (Платов, 2005).

К началу 2000-х годов практически все находившиеся в Российской Арктике РИТЭГи выработали свой ресурс (Хвостова и др., 2019). В Западном секторе Российской Арктики по состоянию на 1992 год находилось 132 РИТЭГа. По данным (Гордеев, 2011) на побережье Баренцева и Белого морей находилось 153 РИТЭГа, из которых 85 на территории Мурманской области и 68 на территории Архангельской области. Резкое сворачивание работ по созданию новой радиоизотопной техники в 90-е годы и развитие спутниковой навигации в Арктике привели к прекращению использования РИТЭГов. Участвовавшие случаи несанкционированного вскрытия и крайне высокая радиоэкологическая опасность выработавших ресурс РИТЭГов потребовали разработки программ по учету и вывозу из Арктики радиоизотопных генераторов, а также их утилизации (Григорьев, Каташев, 2015). Существовала и высокая опасность попадания радиоизотопных генераторов в руки террористов, которые могли изготовить из них «грязную бомбу» (Шаурина, Яковлев, 2014). Учитывая, что активность ^{90}Sr в источниках внутри РИТЭГов могла достигать нескольких ПБк, такую вероятно нельзя было исключать.

Систематические работы по снятию с эксплуатации и утилизации РИТЭГов были начаты в 2001 году посредством экономической помощи со стороны США, Норвегии и других западных стран (Платов, 2005). Утилизация РИТЭГов также велась в рамках Федеральной целевой программы «Обеспечение ядерной и радиационной безопасности» (Россия начала поиски..., 2013; Григорьев, Каташев, 2013). Согласно докладу (Доклад..., 2015) программа очистки Арктики от РИТЭГов и вывода их из эксплуатации полностью завершена к 2015 году. Ранее в 2013 году сообщалось, что было неизвестно местонахождение трех РИТЭГов, двух в Арктике – на архипелаге Северная Земля и

Чукотке, и одного на Сахалине (Григорьев, Каташев, 2013). По состоянию на 2016 год поиски потерянного на Сахалине РИТЭГа продолжались (РИТЭГ..., 2016). Информации о том, обнаружены ли два других РИТЭГа в Арктике, в настоящий момент нет. Кроме этого, согласно Программе «Обеспечение ядерной и радиационной безопасности на 2016-2020 годы и на период до 2030 года», по состоянию на 2021 год на мысе Выходной на архипелаге Новая Земля, в г. Фокино Приморского края и г. Вилучинск Камчатского края все еще продолжались работы по разборке и вывозу в общей сложности 59 РИТЭГов, отработавших установленный срок эксплуатации (Сводный..., 2021). Тем не менее, реализацию программ утилизации РИТЭГов можно считать успешным примером эффективного решения радиозэкологических проблем Арктики, связанных с ликвидацией объектов ядерного наследия.

Однако, очевидно, что при активном развитии удаленных и труднодоступных арктических территорий в будущем будет сложно обойтись без использования автономных источников энергии, в том числе радиоизотопных генераторов. Очевидно также, что эти радиоизотопные генераторы должны быть более совершенными с точки зрения энергоэффективности и радиационной безопасности. В настоящее время разрабатываются проекты использования в Арктике РИТЭГов на основе мягкого бета-излучателя ^{63}Ni (Государственная..., 2018). Таким образом, будущее развитие Арктики в части оснащения ее регионов РИТЭГами, несомненно, потребует внимания со стороны радиозэкологических исследований. Однако в настоящее время благодаря усилиям Правительства России проблему отработавших срок службы РИТЭГов в Арктике можно считать практически решенной и не оказывающей значимого влияния на радиозэкологическое состояние Арктики. В связи с этим, в настоящей работе РИТЭГи не будут рассматриваться как фактор радиационной опасности для экосистем Западного сектора Российской Арктики.

1.2. Источники естественной радиоактивности

Техногенные источники имеют важнейшее значение с точки зрения формирования дозовых нагрузок в последние 70 лет (с начала атомной эры), однако, рассматривая структуру коллективных доз облучения, можно отметить, что, несмотря на масштабное техногенное радиационное воздействие на биосферу, основной вклад вносят именно природные источники радиации (в среднем до 85 %). Для различных регионов соотношение природных и техногенных источников разное и будет определяться как близостью к местам радиационных воздействий (например, в районах пострадавших от

аварии на Чернобыльской АЭС), так и геологическим строением территории (например, Республика Алтай с высоким фоном радона) (Стамат и др., 2014; Линге, Крышева, 2021). Тем не менее, флуктуации естественного радиационного фона (космическое излучение, гамма-излучение от горных пород, радионуклиды в питьевой воде), характерные для различных уголков планеты, сопутствовали человеку на протяжении всей многотысячелетней истории развития человечества с выработкой соответствующих механизмов адаптации (например, жители высокогорных районов). Однако стремительный рост численности населения (с 1 до 8 млрд человек за последние 200 лет), заселение ранее неосвоенных территорий (в том числе районов с повышенным естественным радиационным фоном), масштабное преобразование ландшафтов, колоссальное по объемам вовлечение в хозяйственный оборот разнообразных полезных ископаемых, горных пород, руд и подземных вод, привели к значительной трансформации естественного радиационного фона планеты и возрастанию дозовых нагрузок на человека и окружающую его биоту.

Ведущую роль в трансформации радиационного фона планеты, связанную с поступлением на поверхность земли радиоактивных элементов природных рядов распада и вовлечению их в биосферный цикл, играет горнотехническая деятельность (Каган, Vetter, 2009; Chambers, 2013; Michalik et al., 2023; Figueredo et al., 2024). Учитывая масштабы воздействия, в настоящее время исследованию этого аспекта радиоактивности придается большое значение на уровне МАГАТЭ и крупных международных проектов, таких, как RadoNorm (Euratom Horizon, 2020; IAEA, 2022). С целью правового регулирования и разработки нормативных документов при обращении с такими материалами и снижения облучения населения в международной литературе для обозначения радионуклидов, образованных таким образом, используется термин NORM (Naturally-Occurring Radioactive Materials – радиоактивные материалы естественного происхождения) (IAEA, 2022; Popic et al., 2023). В США используется также термин TENORM (Technologically Enhanced Naturally-Occurring Radioactive Materials – технологически усовершенствованные радиоактивные материалы естественного происхождения) для разделения природных радиоактивных материалов по уровням активности и радиационного воздействия, хотя часто такое разделение является весьма условным. Эти материалы представлены радионуклидами естественных радиоактивных рядов, в основном урана (^{238}U), тория (^{232}Th), и ^{40}K , а также продуктами их распада Ra, Rn, Pb, Po и др. Их формирование связано в основном с добычей углеводородов, твердых полезных ископаемых (как правило, металлов), каменного угля, подземных вод и основными технологическими операциями, сопровождающими процессы добычи и

обогащения (Лисаченко и др., 2012). В результате этого образовавшиеся отходы (отвалы, хвостохранилища обогатительных фабрик), часто имеют более высокую концентрацию радионуклидов, чем исходная руда (Лисаченко и др., 2012). В результате химического выветривания, воздействия атмосферных осадков или ветрового переноса естественные радионуклиды могут мигрировать в окружающую среду (Radiation Protection..., 2011). В результате миграции радионуклиды аккумулируются в почвенно-растительном покрове, донных отложениях, приводя к дополнительному радиационному воздействию на биоту и человека (Managing Environmental..., 2014; Terapnosyan et al., 2018). Ниже представлены примеры объектов горнотехнической деятельности, расположенные не только в Российской Арктике, но и в других регионах планеты, поскольку обозначенная выше проблема имеет общемировой характер.

1.2.1. Добыча урановых руд

Наиболее очевидной и распространенной проблемой загрязнения окружающей среды радионуклидами является добыча урановых руд, оказывающая комплексное воздействие на различные компоненты экосистем (атмосфера, поверхностные воды, почвы, растительность) за счет формирования широкого спектра продуктов распада с различными физико-химическими свойствами, обладающих различной миграционной способностью в различных средах и различным радиологическим и токсикологическим воздействием. Так, например, среднегодовая активность естественных радионуклидов только в жидких выбросах с урановых рудников Китая составляет $1.91 \cdot 10^{11}$ Бк для ^{238}U , $1.22 \cdot 10^{10}$ Бк для ^{230}Th , $7.07 \cdot 10^{10}$ Бк для ^{226}Ra , $1.01 \cdot 10^{10}$ Бк для ^{210}Po и $1.85 \cdot 10^{10}$ Бк для ^{210}Pb (Managing Environmental..., 2014).

В России крупнейшим уранодобывающим предприятием является Приаргунское производственное горно-химическое объединение имени Е.П. Славского, расположенное в юго-восточной части Забайкальского края. Содержание ^{238}U , ^{226}Ra и ^{232}Th в почве в непосредственной близости от рудника составляет 125 Бк/кг, 72 Бк/кг и 48 Бк/кг соответственно. В растительности в районе рудника среднее содержание ^{238}U составляет 19 Бк/кг. Объемная активность ^{222}Rn приземном слое воздуха вблизи уранового рудника достигает 0.55 кБк/м^3 (Kryshev et al., 2012). Выполненный ранее анализ подземных вод вблизи хвостохранилищ Приаргунского комбината выявил следующие активности радионуклидов: ^{238}U до 8.7 Бк/л, ^{226}Ra до 1.59 Бк/л, ^{230}Th до 2.03 Бк/л, ^{210}Po до 0.70 Бк/л и ^{210}Pb до 0.89 Бк/л (Managing Environmental..., 2014).

В районе заброшенного уранового рудника Пауккаянваара в Финляндии в почвах

наблюдаются высокие содержания естественных радиоактивных элементов (Tuovinen, 2015). Так, в гумусовом горизонте удельная активность ^{238}U варьирует в диапазоне 600-1300 Бк/кг, ^{226}Ra 300-1700 Бк/кг, ^{210}Pb 200-900 Бк/кг. В донных осадках озера Исо Хиислампи активности радионуклидов уранового ряда являются еще более высокими и максимально достигают значений ^{238}U – 27000 Бк/кг, ^{210}Pb – 80000 Бк/кг, ^{226}Ra – 58000 Бк/кг, что свидетельствует о продолжающемся выщелачивании радионуклидов из отвалов пустых пород и накоплении в депонирующей среде озера – в донных осадках (Tuovinen, 2015).

Говоря о радиогенных нагрузках на окружающую среду, связанных с добычей урана, нельзя обойти стороной Канаду, которая является одним из крупнейших в мире производителей урана, и где добыча ведется сразу в нескольких районах – в урановом бассейне Атабаска, Квебеке, Лабрадоре и Нунавуте (Chen, 2023; Berthiaume, 2023). Сообщается, что в бассейне Атабаска в озерах районов месторождений МакКлин-Лейк, лафф-Лейк и Сигар-Лейк наблюдаются значимые активности биотоксичных продуктов распада урана ^{210}Po и ^{210}Pb в рыбе, которые часто превышают нормативный уровень 1 Бк/кг (Independent environmental..., 2021). При этом в условно фоновых районах бассейна, где добыча урана не ведется, повышенные активности естественных радионуклидов в рыбе, а также в различных видах промысловой дичи не обнаружены (Berthiaume, 2023). Ранее в 1990-х годах в районе озера Эллиот, подверженного воздействию хвостов урановых рудников, были выявлены повышенные уровни накопления продуктов распада урана в промысловых видах животных – зайцах, бобрах, ондатре, а также поверхностных водах и донных отложениях (Mirka et al., 1996; Clulow et al., 1998). Томас и Либер (Thomas, Liber, 2001) изучили влияние рудника Рэббит-Лейк на уровни активности радионуклидов ^{230}Th , ^{226}Ra и ^{210}Po в речных отложениях и обнаружили высокие концентрации радионуклидов у стоков уранового рудника. Также было выявлено, что общие поглощенные дозы в бентосных организмах на этих участках были в 20 раз выше, чем на фоновых. В ходе исследований в районе Бэнкрофт, Онтарио было установлено, что в пробах подземных вод, отобранных в пределах различных исторических урановых объектов рудников, содержание ^{226}Ra и ^{210}Pb значительно выше норм радиационной безопасности, установленных ВОЗ (0.5 Бк/л и 0.2 Бк/л соответственно).

Деятельность по добыче урановой руды в Таджикистане в районах Табошар и Дехмой привела к образованию большого количества отвалов и хвостохранилищ, расположенных вблизи населенных пунктов (Skipperud et al., 2013). Максимальные концентрации ^{238}U до 6 кБк/кг обнаружены в озерных донных отложениях в районе

рудников, в то время как концентрации в почве были значительно ниже (296–590 Бк/кг). Высокие активности изотопов радия (^{226}Ra и ^{228}Ra) (17–32 кБк/кг сухого веса) были обнаружены в почве района Дехмой. Концентрация урана в водопроводной воде города Табошар (ныне Истиклол) также была высокой (около 90 мг/л), превышая норматив ВОЗ (15 мг/л) в 6 раз, что свидетельствует о рисках потребления воды населением с радиологической и токсикологической точки зрения. Негативное радиационное влияние на окружающую среду хвостохранилищ бывших урановых объектов отмечается и в других странах Центральной Азии, например, в Кыргызстане (Matveyeva et al., 2015).

Исследования почв вокруг бывших объектов добычи радия и урана в Португалии показали, что в ряде зон региональный фон по содержанию естественных радионуклидов повышен до 200 раз, особенно в районах, где руда добывалась химическим способом (Carvalho et al., 2007). В отвалах бывшей радиевой шахты концентрация ^{238}U достигала 33 кБк/кг, а ^{226}Ra – 18 кБк/кг. В лесных и сельскохозяйственных почвах районов прилегающих к объектам добычи радиоактивных руд активности ^{238}U и ^{226}Ra достигают 200 Бк/кг. В донных отложениях четырех основных рек региона: Мондегу, Даау, Воуга и Тавора, отмечены локальные участки повышенных концентраций ^{238}U , достигающие 18,1 кБк/кг, что свидетельствует о поступлении стоков из открытых отвалов бывших урановых и радиевых рудников (Carvalho et al., 2007).

Похожая картина наблюдается и во Франции. Так, в районе рудника Сен-Пьер в озерных и речных осадках активность ^{238}U достигала 144 кБк/кг, ^{210}Pb 3.5 кБк/кг, а ^{226}Ra до 1.2 кБк/кг (Chareyron, 2014). При радиологических исследованиях в окрестностях другого французского рудника Ле Буа Нуар были обнаружены высокие концентрации ^{238}U , ^{226}Ra и ^{210}Pb в верхнем слое почв составляющие в среднем 5.9, 10.6 и 4.1 кБк/кг, соответственно. Высокие активности изотопов уранового ряда в донных осадках рек района Ле Буа Нуар прослеживаются на более чем 30 км ниже по течению. В долинах рек близ рудника наблюдается чрезвычайно высокая биоаккумуляция радиоактивных элементов в водной биоте, например, в ручьевом мхе *Fontinales*, где активности ^{226}Ra и ^{238}U могут достигать 147 кБк/кг и 32.4 кБк/кг соответственно (Chareyron, 2014).

Средние концентрации радионуклидов в урановом хвостохранилище, расположенном в южной части Китая (название и конкретный район не указывается), составили 20.7 кБк/кг, 12.9 кБк/кг, 1.21 кБк/кг и 5.14 кБк/кг для ^{238}U , ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K соответственно, что в 545, 347, 22 и в 9 раз превышает средние значения по стране (Cao et al., 2012; Liu et al. 2021). Средние активности ^{238}U , ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в пробах почв, прилегающих к хвостохранилищу, составили 7.97 кБк/кг, 7.00 кБк/кг, 0.67 кБк/кг и 2.65 кБк/кг соответственно, что соответственно в 210, 189, 12 и 5 раз превышает

средненациональные значения. Такие высокие активности также отразились на радионуклидном составе поверхностных вод района, где отмечены превышения нормативных содержаний изотопов уранового ряда (Liu et al., 2021).

Похожие проблемы, связанные с эмиссией радионуклидов естественных радиоактивных рядов в окружающую среду, накоплением их в почвах, растительности, биоте, донных осадках, дальней миграцией ветровым и водным путями, характерны для многих бывших и действующих уранодобывающих районов мира: Бразилии, Индии, стран Африканского континента и др. (Environmental activities...1999; Giri et al., 2011), что требует принятия соответствующих решений, направленных как на рекультивацию объектов бывших урановых и радиевых рудников, так и на минимизацию воздействия действующих предприятий, поскольку в ряде случаев хвосты и отвалы таких объектов могут рассматриваться как радиоактивные отходы, к которым необходимо применять соответствующие меры по обращению и утилизации (Chareyron, 2014).

В арктической зоне в настоящее время добыча урановых руд не ведется, хотя выявлено большое количество месторождений и рудопроявлений (Бортников и др., 2015). В Западном секторе Российской Арктики наибольший интерес представляют урановые проявления в углеродистых сланцах Южно-Новоземельского района (Бортников и др., 2015), а также щелочные интрузии Хибино-Ловозерского района в пределах Кольского геоблока (Миронов и др., 2020; Петров, Волков, 2021). Очевидно, что разработка этих месторождений потребует значительного внимания к оценке возможной эмиссии естественных радиоактивных элементов в экосистемы Арктики и принятию мер по минимизации радиационного воздействия на окружающую среду.

1.2.2. Добыча углеводородного сырья

Широко известной является проблема формирования повышенной радиоактивности при добыче углеводородного сырья (Paschoa, 1997; Bou-Rabee et al., 2009). Помимо повышенных концентраций естественных радионуклидов в самих углеводородах (например, месторождения уран-битумного типа, эмульсии тяжелых нефтей), наибольшее значение имеют попутные воды нефтяных и газовых месторождений, составляющие основной объем отходов в процессе добычи (Stephenson, 1992; Нозик, 2010). Минерализованные попутные воды углеводородных месторождений имеют повышенные содержания радионуклидов уранового и ториевого рядов ($^{224, 226, 228}\text{Ra}$, $^{228, 230}\text{Th}$, $^{222, 220}\text{Rn}$), а также ^{40}K , связанные, как непосредственно с выщелачиванием из вмещающих пород, так и диффузией ^{222}Rn из пород, который является дополнительным источником в попутных

водах дочерних продуктов распада ^{210}Po и ^{210}Pb (Юдин, 2004; Ямалетдинов, 2020). В то же время, основными радионуклидами попутных вод являются изотопы радия, представляющие серьезную проблему загрязнения технологического оборудования (насосно-компрессорные трубы) солевыми отложениями радиобаритов Ba(Ra)SO_4 и загрязнения наземных и водных экосистем сбрасываемыми подземными водами (Сафронов, Жевлаков, 2006; Лебедев, Карабута, 2015; Цейтин, Садомцев, 2018; Муратов, 2020). Необходимо отметить, что попутные воды долгое время служили источником ^{226}Ra в нашей стране (Ухтинские нефтепромыслы) (Кичигин, Таскаев, 2004). Так, в результате исследований нефтегазовых предприятий в Республике Татарстан, Саратовской, Самарской, Пермской и Оренбургской областях, Краснодарском и Ставропольском краях было установлено, что удельные активности изотопов радия (^{226}Ra , ^{228}Ra) в отложениях и осадках, накопленных в технологическом оборудовании, достигали 117000 Бк/кг, а максимальные величины мощности экспозиционной дозы гамма-излучения достигали 8670 мкР/ч (Нозик, 2010). Значимое воздействие в плане эмиссии изотопов радия добыча углеводородов оказывает на наземные и водные экосистемы. Так, в районе активной добычи нефти в бассейне реки Колва (Республика Коми) донные осадки реки в несколько раз обогащены ^{226}Ra относительно фоновых участков, при этом активность ^{226}Ra прямо коррелирует с содержанием углеводородов в речных осадках (Пучков и др., 2022). Такая картина характерна и для морских донных отложений районов шельфовой нефтедобычи. Например, на шельфе Луизианы (США) в донных осадках суммарная активность радионуклидов естественного происхождения (в основном изотопов радия) достигала $3.4 \cdot 10^4$ Бк/кг, при фоновых значениях 17-64 Бк/кг (DeLaune et al., 1986). На шельфе Египта активность ^{226}Ra в донных осадках в местах нефтедобычи достигала $6.89 \cdot 10^4$ Бк/кг (Кошкина, Ярош, 2015). Принимая во внимание объемы сброса пластовых вод при добыче углеводородов, следует ожидать, что данная проблема может иметь место и в арктических районах. Так, за 2014 год при добыче на норвежских шельфовых месторождений в морскую среду было сброшено 22.7 млн. м³ пластовых вод, содержащих 43.6 ГБк ^{226}Ra и 45.8 ГБк ^{228}Ra (АМАР, 2016). Установлено, что многолетний сброс пластовой воды в районах морских нефтегазовых платформ Северного и Норвежского морей привел к накоплению ^{226}Ra и ^{228}Ra в донных осадках (Dowdall, Lepland, 2012; Skancke, Nordam, 2016).

В Западном секторе Российской Арктики в настоящее время разрабатывается только одно месторождение на шельфе Печорского моря (Приразломное), но, учитывая сосредоточенные здесь огромные запасы углеводородов (49 % запасов углеводородов российского шельфа (Белов, Скрипниченко, 2022)) и перспективы скорого начала их

освоения, уже сейчас требуется принять меры, чтобы в будущем минимизировать воздействие радиогенного характера на морские арктические экосистемы. В первую очередь необходимо установить фоновые значения для радионуклидов естественных радиоактивных рядов в морских донных осадках, чтобы использовать их в качестве ориентира при дальнейших радиоэкологических исследованиях.

1.2.3. Добыча твердых полезных ископаемых

Значительно меньше внимания с точки зрения оценки формирования радиогенных нагрузок уделяется исследованию горно-технической деятельности, связанной с добычей и переработкой нерадиоактивных полезных ископаемых (в основном металлов), хотя их радиационное воздействие на экосистемы может быть вполне сопоставимо с добычей урановых руд, поскольку руды металлов часто ассоциированы с уран-торий содержащими минералами. Таким примером является один из мировых лидеров по добыче золота – Навойский горно-металлургический комбинат, где в хвостохранилищах суммарная альфа-активность варьирует в диапазоне от 8 до 190 кБк/кг (Environmental activities...1999).

В районах добычи золота в Гане наблюдаются повышенные активности ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K в почвах, составляющие в среднем 65.1 Бк/кг, 71.8 Бк/кг и 1168 Бк/кг соответственно (Faanu et al., 2016). Повышенные активности ^{238}U и ^{232}Th характерны и для почв золотодобывающего комбината Итагунмоди в Нигерии (Ademola et al., 2014). Активности естественных радиоактивных элементов в хвостохранилищах золотого рудника в провинции Гаутенг в Южной Африке варьируются в пределах 210-2579 Бк/кг для ^{238}U , 19.5–108 Бк/кг для ^{232}Th (Moshupya et al., 2022). Уровни активностей ^{238}U и ^{232}Th в почвах этого района вблизи рудника варьировали в диапазоне от 9.9 до 941 Бк/кг и 6.5 до 334 Бк/кг соответственно.

Добыча оловянных руд также может оказывать значительное радиационное воздействие на окружающую среду (Bahari et al., 2007; Rahmat et al., 2022). Результаты исследования, проведенного в пределах четырех оловянных рудников в штате Перак Малайзии, выявили, что средние значения активностей естественных радионуклидов в хвостохранилищах варьируются в диапазонах 1.11-4.47 кБк/кг для ^{226}Ra , 1.11-8.6 кБк/кг для ^{232}Th и 0.1-1.3 кБк/кг для ^{40}K . Значимое накопление радионуклидов было обнаружено в почвах близ рудников, где средние активности варьировали в диапазонах 0.3-5.0 кБк/кг для ^{226}Ra , 0.2-11.1 кБк/кг для ^{232}Th и 0.2-1.2 кБк/кг для ^{40}K , что значительно выше фоновых значений, характерных для почв Малайзии (UNSCEAR, 2000). В пробах донных

осадков бассейнов, в которые сбрасываются воды обогатительной фабрики, средние значения радионуклидов варьировались в диапазонах 0.5-1.9 кБк/кг для ^{226}Ra , 0.7-3.2 кБк/кг для ^{232}Th и 0.2-1.4 кБк/кг для ^{40}K (Rahmat et al., 2022).

Исследования крупных горнодобывающих районов Армении, где ранее добывались и обогащались медь, молибден и другие металлы, показали, что уровень удельной активности ^{238}U в отработанной руде достигает 96 Бк/кг (Демирчян и др., 2022). В хвостохранилищах обогатительных фабрик тугоплавких металлов (Nb, W, Ta и Mo) содержание естественных радиоактивных элементов достигает 2.6 кБк/кг (Лисаченко, 2006).

Важную роль в поступлении в окружающую среду естественных радионуклидов играет добыча каменного угля. Так, при среднемировой активности в углях ^{238}U и ^{232}Th около 20 Бк/кг, угольные бассейны могут значительно различаться между собой по содержанию радиоактивных элементов (Арбузов и др., 2010, 2011), и в районах с урановыми аномалиями активности могут достигать $8.4 \cdot 10^4$ Бк/кг (Овсейчук и др., 2013). При сжигании углей происходит еще большее обогащение радиоактивными элементами, которые в составе летучей золы поступают в атмосферу с выбросами ТЭС (Сидорова и др., 2015). Даже при наличии высокоэффективного фильтрующего оборудования, улавливающего до 97.5 % золы, выброс радионуклидов в атмосферу может достигать $6 \cdot 10^{10}$ Бк/ГВт/год, при этом максимальные значения коэффициентов концентрирования в трудноулавливаемых мелкодисперсных фракциях золы характерны для наиболее радиотоксичных ^{210}Po и ^{210}Pb (Лисаченко и др., 2012).

Пылевые выбросы радионуклидов в атмосферу представляют большую проблему и при производстве фосфатов. Так, например, в Эстонии при обогащении 1 т фосфатов выброс ^{226}Ra с пылью составляет около 360 Бк, вследствие чего содержание ^{226}Ra в окрестностях комбинатов превышает среднее значение характерное для почв региона в 3–6 раз (Лисаченко и др., 2012). Современные заводы черной металлургии в большинстве случаев также являются источниками выбросов ^{222}Rn , ^{210}Pb и ^{210}Po , а заводы по производству алюминия дополнительно ^{226}Ra (Лисаченко, Стамат, 2009). Так, производство железа и стали за год выносит в атмосферу 180 ГБк ^{222}Rn , 55 ГБк ^{210}Pb и 90 ГБк ^{210}Po (Лисаченко и др., 2012).

Приведенный выше краткий обзор влияния горно-технической деятельности на формирование радиационных нагрузок на окружающую среду показал, что эта проблема носит глобальный характер и требует своего решения. Основная проблема состоит в том, что добыча полезных ископаемых, помимо прямой эмиссии попутно извлекаемых с рудой радионуклидов, может привести к многократному концентрированию естественных

радиоактивных элементов, даже если исходные добываемые горные породы не содержат высоких концентраций радионуклидов. Так, например, в Австралии первичные танталовые руды содержат уран с активностью менее 60 Бк/кг, однако в процессе обогащения содержание урана может возрасти до 75 кБк/кг (Соопер, 2005). Кроме этого, миграция радионуклидов в экосистемах, перенос водными и ветровыми потоками на значительные расстояния от источников воздействий и их концентрирование в депонирующих средах, может значительно расширить ореол радиогенных воздействий, связанных, в том числе, с миграцией по пищевым цепям.

В Западном секторе Российской Арктики сосредоточены крупные минерально-сырьевые центры: Карело-Кольский, Приморский, Пайхой-Вайгач-Новоземельский и Полярно-Уральский, которые содержат значительные запасы стратегических металлов, алмазов и других твердых полезных ископаемых арктической континентальной окраины России (70% хромовых руд, 85,5% алмазов; 99,2 % апатитовых руд и др.) (Белов, Скрипниченко, 2022). Освоение месторождений в минерально-сырьевых центрах Западного сектора Российской Арктики требуют обеспечения экологической безопасности хрупких арктических экосистем, важнейшим аспектом которой является оценка радиоэкологического состояния районов добычи, поскольку геологические предпосылки обуславливающие необходимость проведения таких исследований в регионе существуют и связаны они в первую очередь с месторождениями Кольского полуострова.

На Кольском полуострове источники повышенной естественной радиоактивности формируются в результате добычи и переработки обогащенных ураном и торием редкометалльных и комплексных руд в пределах Ловозерского и Ковдорского горно-обогатительных комбинатов (Белишева и др., 2013; Ермолов, Тищенко, 2014; Горячев и др., 2019; Миронов и др., 2020). Так, в хвостах обогащения Ловозерского горно-обогатительного комбината, производящего лопаритовый концентрат, отмечаются повышенные содержания естественных радионуклидов: активность ^{226}Ra варьируется в диапазоне 94-143 Бк/кг, ^{232}Th – 318-413 Бк/кг и ^{40}K – 683-1186 Бк/кг (Красавцева и др., 2021). Схожие значения показаны в работе (Воробьева и др., 2017), где активность ^{40}K составляла 970-1100 Бк/кг, ^{226}Ra – 121-195 Бк/кг, ^{232}Th – 370-450 Бк/кг. Величина удельной эффективной активности естественных радионуклидов $A_{\text{эфф}}$, формируемая в основном торием, в хвостах Ловозерского ГОКа достигает 4.6 кБк/кг, что выше норм радиационной безопасности (Мельник, 2004). В отдельных типах пород Ловозерского месторождения, например, в малиньите $A_{\text{эфф}}$ достигает значений 7.8 кБк/кг (Мельник, Икконен, 2012).

Подобная ситуация характерна для отвалов Ковдорского горно-обогатительного

комбината, где уровень радиоактивности достигает 140 мкР/ч, что связано с крупными выделениями радиоактивных минералов (уранинит, монацит, ортит) в нерудном пегматитовом сырье (Мелентьев, 2021). Однако специализированные радиогеохимические исследования, направленные на оценку содержаний и распределения радионуклидов в компонентах природной среды (водотоки, донные осадки, почвенно-растительный покров) районов, примыкающих к этим Ковдорскому месторождению, не проводились. В то же время на Кольском полуострове отмечается множество мест, в основном в Хибинском и Ловозерском горных массивах, где уровни естественной радиоактивности достигают значимых величин (например, до 5.41 мкЗв/ч в ущелье Гакмана), что связано с повышенным содержанием урана и тория в породах массивов (Евсеев, Телелекова, 2014; Никанов и др., 2019).

В ходе радиоэкологических исследований подземных вод в поселке, находящемся в непосредственной близости от Ловозерского горно-обогатительного комбината, было обнаружено значительное превышение уровней вмешательства по основным радионуклидам согласно НРБ-99/2009 (Мельник, Икконен, 2012). Активности ^{222}Rn , ^{212}Pb , ^{214}Pb , ^{226}Ra и ^{232}Th в подземных водах в поселке составляли до 80 Бк/л, 8.3 Бк/л, 40.4 Бк/л, 42 Бк/л и 3 Бк/л соответственно, что не позволяет использовать воду в качестве питьевой (Мельник, Икконен, 2012).

Анализ литературных источников показал, что вопросы, связанные с возможным радиационным воздействием на экосистемы районов добычи полезных ископаемых в Западном секторе Российской Арктики, крайне слабо освещены в научной литературе (только для отдельных районов Кольского полуострова), соответственно, и проблема разработки методов корректной оценки воздействия горно-технической деятельности на эмиссию в окружающую среду естественных радионуклидов в настоящее время является нерешенной. При этом необходимо уделять внимание не только месторождениям, где существуют вполне очевидные геологические предпосылки повышенного содержания естественных радиоактивных элементов (наличие уран-ториевых минералов в рудах и вмещающих породах), но и тем, руды которых имеют низкие или фоновые содержания радионуклидов. Известны случаи (Cooper, 2005; Лисаченко и др., 2012), когда в процессе добычи, обогащения, последующей миграции радионуклидов из отвалов и хвостов происходит многократное концентрирование изотопов, при котором их активности могут представлять для экосистем значимое радиологическое воздействие. Примером месторождений, характеризующихся крайне низкими содержаниями радиоактивных элементов, могут служить алмазоносные кимберлиты. Согласно работе А.А. Смыслова (1974) по исследованию геохимии урана в магматическом процессе, кимберлиты,

характеризуются минимальным среди магматических пород содержанием радиоактивных элементов (по урану <1 г/т). В то же время для алмазных месторождений Архангельской алмазоносной провинции было показано, что в экзоконтактах глубоких горизонтов кимберлитовых трубок наблюдаются повышенные концентрации естественных радиоактивных элементов, связанные как со структурно-геологическими особенностями вмещающих отложений, так и с выветриванием самих кимберлитов (Киселев и др., 2016; Яковлев и др., 2016).

1.2.4. Естественных радионуклиды как индикаторы рудоконтролирующих структур

Изучение радионуклидов в природной среде имеет не только важнейшее геоэкологическое значение, связанное с оценкой источников радиационного загрязнения и формированием радиологических нагрузок на биоту и человека, но и геохимическое значение, направленное на понимание геологических процессов, протекающих в земной коре, и индикацию различных геохимических обстановок. Важнейшим направлением приложения радиогеохимических знаний помимо геологического картирования является прогноз и поиски месторождений полезных ископаемых, составляющие историческую суть геологического изучения недр Земли.

Возможности использования радиогеохимических методов для целей поисков широкого спектра нерадиоактивных полезных ископаемых определяются закономерностями распределения естественных радиоактивных элементов в различных геологических процессах, выражающихся, например, в увеличении содержания U, Th и K от ультраосновных к кислым изверженным породам; в увеличении радиоактивности метасоматически и гидротермально измененных пород; увеличении содержания радионуклидов в зонах тектонических нарушений относительно вмещающих пород, как за счет гидротермальных изменений пород в тектонической зоне, так и за счет накопления радона в трещинах; последовательном возрастании содержания U и Th в осадочных отложениях от грубообломочных пород к аргиллитам; в формировании в осадочных отложениях одного и того же литологического типа локальных зон повышенной радиоактивности, связанных с обогащением органическим веществом, фосфором, гидроокислами железа (Смыслов, 1974; Портнов, 1984; Жмодик, 1984; Титаева, 2005; Арбузов, Рихванов, 2009). Таким образом, в различных геохимических обстановках формируются различные концентрации радиоактивных элементов и их соотношения Th/U, K/U и K/Th, нарушается равновесное соотношение радионуклидов, что приводит к образованию радиогеохимической зональности и создает методическую основу для

применения радиогеохимических методов (Леденгский, 2016).

В связи с этим радиогеохимические методы нашли широкое применение на различных стадиях геологических работ, от поисков рудоконтролирующих структур, до оконтуривания рудных тел и приближенной оценки запасов (Арбузов, Рихванов, 2009). Наиболее экспрессным и эффективным методом при поисках нерадиоактивных полезных ископаемых является гамма-спектрометрическая съемка, как в наземном, так и аэроварианте (Кренделев и др., 1976; Воробьев и др., 1977; Васильев, Новиков, 2009; Коробейников, 2009; Хмелевской, Костицын, 2010; Гусев, 2012; Израэль и др., 2014; Соболев и др., 2016, 2018; Асламов и др., 2021; Лазарев и др., 2022; Бабаянц и др., 2023). Гамма-спектрометрический метод применяется для поисков месторождений фосфоритов, бокситов, калийных солей, редкоземельного и тантал-ниобиего оруденения, золотосеребряных и молибденовых месторождений и углеводородного сырья (Арбузов, Рихванов, 2009). Предпосылками использования радиогеохимических методов для поисков данных месторождений являются следующие закономерности, определяемые геохимическими особенностями радиоактивных элементов. Месторождения фосфоритов сопровождаются повышенным относительно кларка содержанием U и пониженным – Th (Арбузов, Рихванов, 2009; Двоскин и др., 2014; Fianco et al., 2014). Наблюдается высокая положительная корреляционная связь между содержаниями U и P_2O_5 , что позволяет использовать радиометрический метод для экспрессного анализа содержания оксида фосфора в сырье (Арбузов, Рихванов, 2009). Для бокситов, являющихся производными латеритной коры выветривания, наоборот, характерны высокие содержания Th (500-5000 Бк/кг и выше), связанные с такими минералами, как циркон, монацит, торинанит, торит и вторичными минералами бадделеит и торогуммит (Копейкин, 1984; Миронов и др., 2020; Фесенко, Емлютина, 2020). Месторождения калийных солей содержат высокие активности изотопа ^{40}K (Перевощиков и др., 2022), что позволяет использовать метод гамма-каротажа при разведке калийных месторождений (Ибрагимов, 2019). Редкоземельные и тантал-ниобиевые руды в своем составе всегда содержат изоморфную примесь U и Th (Горошко, Гурьянов, 2004; Осовецкий, 2013). Наблюдаемая корреляционная связь между U-Nd и Th-Ta позволяет использовать гамма-спектрометрический метод для приближенной оценки запасов (Арбузов, Рихванов, 2009). Возможность использования радиометрических методов для прогнозирования и поисков сульфидного золотосеребряного и молибденового оруденения связано с различной геохимией Th и K в низкотемпературном гидротермальном процессе – в измененных породах и рудных телах наблюдается резкое снижение корреляции между Th и K, либо отрицательная их корреляция (Портнов, 1984, Рихванов, 2002). Радиогеохимические

методы также широко применяются при поисках нефтяных и газовых месторождений (Рихванов и др., 2002; Соболев, 2007; Ахметьянов, 2015; Макарова и др., 2022). Над большинством нефтегазовых залежей наблюдается снижение интенсивности гамма-излучения с формированием на ее периферии зоны с повышенной радиоактивностью. В результате чего углеводородные месторождения в поле гамма-излучения выделяются кольцевыми аномалиями, что связано с миграцией углеводородных и сопутствующих компонентов, которые активно участвуют в постседиментационном минералообразовании и перераспределении химических элементов, в том числе радиоактивных (Соболев, 2007; Арбузов, Рихванов, 2009).

Определенные перспективы радиогеохимические методы имеют и для поисков алмазоносных кимберлитов. Первые опытные работы с использованием аэрогамма-спектрометрического метода, проведенные на территории Якутской алмазоносной провинции, показали, что многие кимберлитовые трубки в благоприятных ландшафтно-геологических обстановках выделяются на фоне вмещающих пород повышенными содержаниями Th и пониженными – K (Tsyganov, Kontarovich, 1998). Однако попытки бурения в эпицентрах ториевых ореолов на ряде поисковых площадей не дали положительных результатов, поскольку выяснилось, что при гамма-спектрометрии картируются не сами трубки, а их вторичные радиогеохимические ореолы. В то же время в ходе опытных работ в пределах Мирнинского кимберлитового поля было показано, что карты радиогеохимических ореолов практически идентичны картам распределения индикаторных минералов кимберлитов (Tsyganov, Kontarovich, 1998), что делает полезным использование данных гамма-спектрометрии при поисковых работах на кимберлиты.

Опубликованные фактические данные по различным регионам мира, свидетельствуют об определенных перспективах применения гамма-спектрометрии для решения задачи поисков (в виде наземной или аэрогамма-спектрометрии) и разведки (гамма-картаж) кимберлитовых тел (McDowall, Koketso, 1991; Versteeg, Paterson, 1997; Elliot et al., 1998; Mwenifumbo, Kjarsgaard, 1999; Ramadass et al., 2015; Khati, Matabane, 2019; Fadeyi et al., 2021). Как правило, радиогеохимические ореолы от трубок имеют ториевую природу. Иногда кимберлитовые трубки также выделяются аномалиями K, при пониженных содержаниях Th, как например, на трубках Бразилии, где повышенные содержания калия в радиогеохимических ореолах, вероятно, связаны с флогопитом кимберлитов (Cordani et al., 2010). На примере алмазоносных кимберлитовых силлов Венесуэлы было показано, что в условиях, когда магнитная восприимчивость имела перекрывающиеся значения между различными типами магматических пород, развитых в

районе исследования (граниты, габбро, гранодиориты), гамма-спектрометрия позволяла выделить кимберлиты по высоким отношениям Th/K и низким U/K (IAEA, 2003). Для Архангельской алмазоносной провинции было установлено, что области с повышенным содержанием естественных радиоактивных элементов приурочены к вмещающим породам экзоконтактов трубок и отложениям кратерной части, причем важную роль здесь играет $^{226}\text{Ra}(\text{U})$ (Киселев и др., 2016; Яковлев и др., 2016).

Трубки взрыва, приуроченные, как правило, к разломным зонам могут отражаться в поле объемной активности радона – газообразного радионуклида, входящего в цепочку распада урана. На примере кимберлитовых трубок Среднего Тимана (Магомедова и др., 2015; Магомедова, Удоратин, 2016) показано, что максимальные значения активности радона-222, наблюдаемые в почвенном воздухе, приурочены к трубкам, и аномалии имеют линейно-изометричную форму, что связано с развитием трещиноватости в контролирующих кимберлиты структурных зонах. Подобные закономерности формирования поля радона, установлены и для трубок Архангельской алмазоносной провинции (Киселев и др., 2016; Яковлев и др., 2016). Очевидно, что эффективность радиогеохимических методов будет во многом определяться ландшафтно-геологическими условиями, которые могут накладывать существенные ограничения при проведении поисковых работ. Тем не менее выявленные закономерности и исходные предпосылки необходимо использовать и исследовать для обоснования новых методов поисков кимберлитов. Особенно это актуально для Архангельской алмазоносной провинции, где к настоящему времени в применении традиционных методов прогноза и поисков месторождений алмазов наметился определенный кризис (Вержак и др., 2008; Стогний, Коротков, 2010). Важным аспектом в изучении распределения радиоактивных элементов в областях кимберлитового магматизма также является и геоэкологическая оценка территорий, связанная с прогнозированием радоноопасности и оценкой формирования радиационного качества подземных вод в районах развития тектонических нарушений, контролирующих кимберлитовые тела, которые могут служить зонами накопления радиоактивных элементов и повышенных эманаций радона.

ГЛАВА II

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

2.1. Географическое положение региона исследований

В глобальном измерении Арктика рассматривается как единый район Земли, примыкающий к Северному полюсу и включающий Северный Ледовитый океан с островами, прилегающие части Атлантического и Тихого океанов и окраины Евразийского и Североамериканского континентов общей площадью ~ 27 млн кв. км, границы которого выделяются на основе биоклиматического и физико-географического подходов (изотерма июля +10 °С, южная граница тундры, величина радиационного баланса и т.д.). В региональном измерении чаще всего используется политико-правовое понятие Арктики, основанное помимо природно-климатических критериев, на административных, геокультурных, геоэкономических и геополитических подходах (Лукин, 2016). Так, российский сектор был определен еще в XX веке путем разграничения Арктики по двум меридианам от крайних западной и восточной точек сухопутной границы России. В настоящее время, в российский сектор Арктики входит суша, включающая прибрежные и островные территории, и акватория Северного Ледовитого океана, на которые в соответствии с международным правом распространяется юрисдикция российского государства (Лукин, 2013, 2016). Понятие Арктической зоны Российской Федерации закреплено в Основах государственной политики Российской Федерации в Арктике на период до 2035 года (Указ Президента Российской Федерации от 5 марта 2020 года № 164) и Стратегии развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2035 года (Указ Президента Российской Федерации от 26 октября 2020 года № 645) и включает в себя сухопутные территории, определенные Указом Президента Российской Федерации от 2 мая 2014 года № 296, а также прилегающие к этим территориям внутренние морские воды, территориальное море, исключительная экономическая зона и континентальный шельф Российской Федерации (Об основах..., 2020; О стратегии..., 2020). В СМИ, научных статьях и монографиях используются как официальное понятие «Арктическая зона Российской Федерации», так и общеупотребительное понятие «Российская Арктика», воспринимаемые часто как синонимы (Лукин, 2019). При рассмотрении отдельных регионов, географических областей или отдельных объектов Российской Арктики для

пространственного обозначения района исследований часто проводится разделение на Западный и Восточный сектора Российской Арктики или указывается «западная часть Российской Арктики», «восточная часть Российской Арктики», «Западная Арктика России» (как правило, включает в себя акватории Баренцева и Карского морей), «Восточная Арктика России» (акватории морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского). При этом конкретная граница разделения на Западный и Восточный сектора или Западную и Восточную часть Арктики России является во многом условной и различными авторами в зависимости от целей исследования проводится по-разному (Истомин и др., 2007; Самсонов и др., 2016; Леонов, Заостровских, 2019; Государственный доклад..., 2022).

В настоящей работе под Западным сектором Российской Арктики понимается часть Российской Арктики, включающая в себя акваторию Баренцева моря и прилегающие к ней прибрежные и островные территории, административно входящие в состав Северо-Западного федерального округа, которые включены в состав Арктической зоны Российской Федерации (рис. 2.1). Так в соответствии с Указами Президента Российской Федерации «О сухопутных границах Арктической зоны Российской Арктики» № 296 от 02.05.2014, № 287 от 27.06.2017 и №220 от 13.05.2019, а также Федеральных законов № 193-ФЗ от 13.07.2020 и № 195-ФЗ от 13.07.2020 в административном плане к рассматриваемой в диссертационной работе территории относятся: Мурманская область, Республика Карелия (в составе Беломорского, Лоухского, Кемского, Калевальского и Сегежского муниципальных районов, городского округа «Костомукшский»), Архангельская область (в составе Мезенского, Онежского, Приморского, Пинежского и Лешуконского муниципальных районов, территории муниципальных районов «Город Архангельск», «Город Новодвинск», «Северодвинск», «Новая Земля»), Ненецкий автономный округ, Республика Коми (в составе территории муниципального образования городского округа «Воркута», Инта, Усинск, Усть-Цилемский район), а также земли и острова, указанные в Постановлении Президиума Центрального Исполнительного Комитета СССР от 15 апреля 1926 года (в частности – это Земля Франца-Иосифа, ряд мелких островов и крупные – Колгуев и Вайгач) (Рис. 2.1).

Рассмотрение природных условий территории исследования – Западного сектора Российской Арктики, учитывая значительную протяженность и многообразие климатических, ландшафтных и геолого-тектонических условий макрорегиона, будет проводиться в соответствии с административным делением территории в направлении с запада на восток: Мурманская область, Республика Карелия, Архангельская область, Ненецкий автономный округ, Республика Коми.



Рисунок 2.1 – Территориальная схема региона исследования в границах Арктической зоны Российской Федерации

2.2. Геолого-тектонические и геоморфологические особенности

В орографическом отношении западная часть территории Мурманской области (Кольского полуострова), характеризуется расчлененным рельефом и достигает

наибольших высот. В этой части области расположены горные массивы с плоскими вершинами с высотами до 900-1000 м. Единичные вершины Хибин (г. Часначорр - 1191м), Ловозерских Тундр и Мончетундры превышают 1000 м. Для восточной половины Кольского полуострова характерен волнистый рельеф с высотами 150-250 м. Среди равнины возвышается гряда Кейвы (397 м), состоящая из цепей.

Территория Республики Карелия в отличие от равнинной части Кольского полуострова имеет более пересеченный рельеф со средними высотами 150-200 м. Наибольшие высоты здесь приурочены к возвышенности Манселья – 657 м к которой на юго-востоке примыкает Западно-Карельская возвышенность с отметкой 417 м. К востоку от возвышенностей простираются холмисто-грядовые низменные равнины, переходящие в Прибеломорскую низменность.

Мурманская область и Карелия занимают восточную часть Балтийского кристаллического щита (рис. 2.2). Породы архея представлены сильно метаморфизованными и дислоцированными гнейсами и гранитами. Протерозойские отложения – кварциты, кристаллические сланцы, песчаники, мраморы, гнейсы. В строении блока выделяется 3 сегмента: Южно-Скандинавский, Центральный, Кольско-Карельский (Светов, Свириденко, 1995; Карелия..., 2011). На Кольском полуострове выделяется Мурманский блок, сложенный плагиоклаз-микроклиновыми гранитами и мигматитами, сланцами и амфиболитами гнейсами с возрастом 2.8 млрд лет. В составе Кольской серии принимают участие гнейсы, сланцы, мраморы, кварциты, амфиболиты. Суммарная мощность серии 10 км. Беломорский блок сложен беломорской серией архея, состоящей из чередования сланцев, гнейсов и метаморфизованных вулканических пород. Мощность серии до 12 км. Карельский блок структурно разделяется на два этажа – нижний и верхний (Карелия..., 2011).

В пределах территории выделяются три основных мегазоны: Кольский мегасинклиний, Беломорский мегантиклинорий и Карельский мегасинклиний. К Кольскому мегасинклинию на северо-востоке примыкает Мурманский блок, а Карельский мегасинклиний ограничен на юго-западе Свеко-Феннским блоком. Беломорский мегантиклинорий является наиболее древним участком территории. На крайнем севере и юге Кольского полуострова, а также к западу от Онежского озера на Карельском перешейке встречаются несогласно залегающие протерозойские отложения, а по южной и юго-восточной окраинам щита частично и нижнепалеозойские, представленные песчаниками, глинистыми сланцами, конгломератами (рис. 2.3).

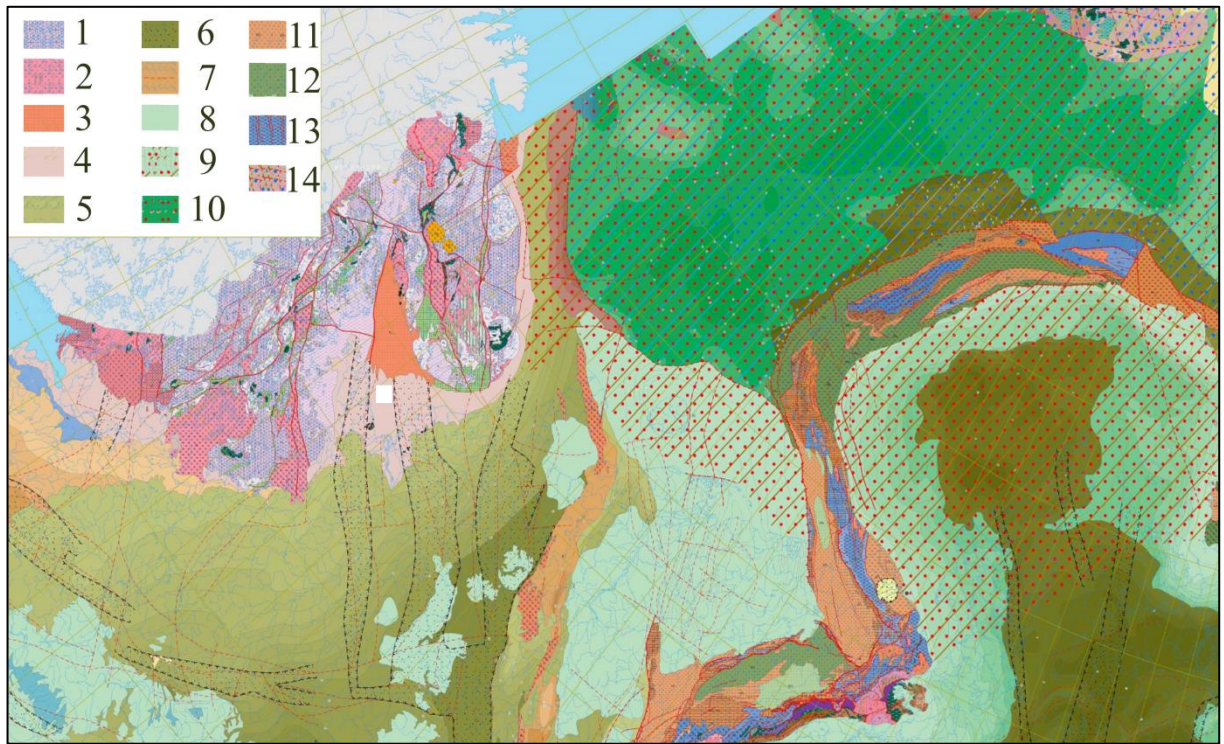


Рисунок 2.2 – Фрагмент тектонической карты в границах Арктической зоны Российской Федерации (Тектоническая карта..., 2007). 1-3 – Балтийский щит: 1 - гранитоидные комплексы и серо-гнейсовые комплексы Кольского полуострова, 2 - вулканогенно-осадочные рифтогенные комплексы Кольского полуострова, 3 – грабен Кандалакшского залива (рифейская палеорифтовая система), 4 – плитная часть кратона (Русская плита), разбитая грабенами, 5-6 – Русская плита (Восточно-Европейская платформа), 7 – Тиманский кряж, 8 – Печорская плита (Тимано-Печорская платформа), 9 - 10 – Баренцевская плита, 11-13 – Уральская складчатая область, 14 - верхний структурный этаж платформы (Земля Франца-Иосифа)

Интенсивные денудационные процессы протекали на территории Кольского полуострова и Карелии совместно с процессами тектоническими. Следствием этого явилось формирование поверхности выравнивания и господство денудационно-тектонического, структурно-денудационного и денудационного рельефа, представленного плосковерхими горными массивами, грядами, плато, низменными цокольными равнинами. Важную роль в формировании рельефа восточной части Балтийского щита играют разрывные дислокации.

В Карелии они несколько затушевываются влиянием избирательной денудации. С разломами северо-западного простирания связаны Кандалакшский грабен, оси тектонических депрессий Ладожского и Онежского озер. Отчетливо прослеживается разломная зона от Кольского залива к Кандалакшской губе. По линиям разломов

проложили свои долины реки Кольского полуострова и Карелии. Основная масса интрузий сосредоточена в западной части Кольского полуострова и северной части Карелии. Структурно-грядовый рельеф, приуроченный к карелидам, встречается в виде полос и островов среди денудационных равнин, сложенных толщами архея.

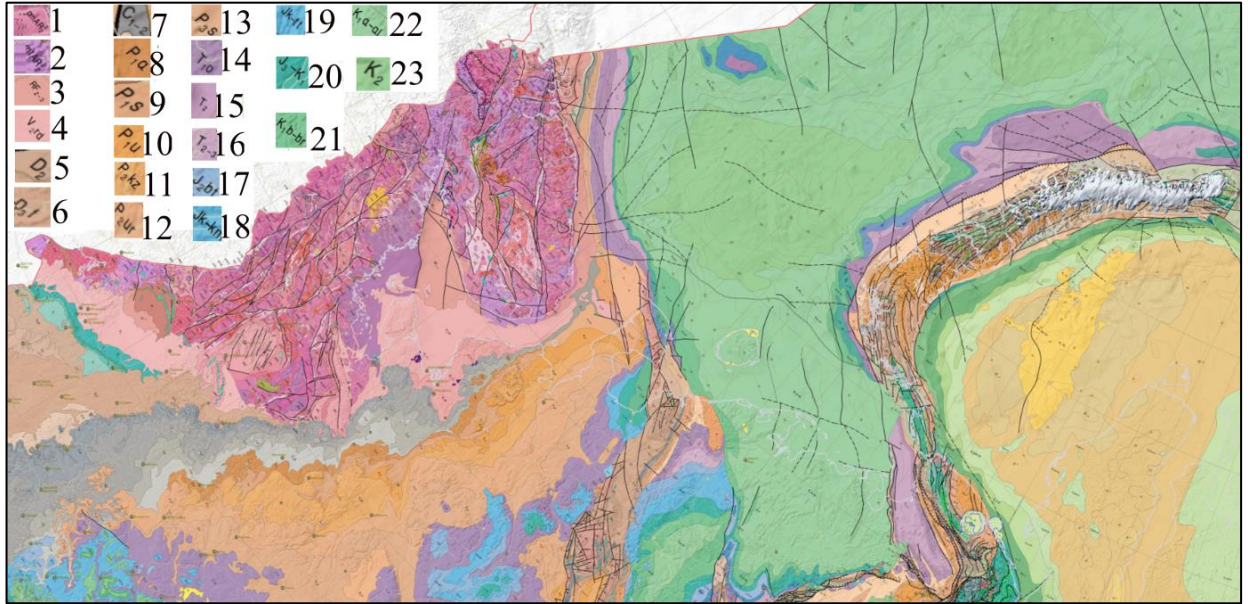


Рисунок 2.3 – Фрагмент геологической карты в границах Арктической зоны Российской Федерации (Геологическая..., 2016). 1 – плутоно-метаморфические комплексы верхней части верхнего архея (верхнего лопия), 2 – метаморфические комплексы верхнего архея (среднего лопия), 3 – средний - верхний рифей, 4 – редкинская серия венда, 5 – 6 – девон:

5 – средний отдел, 6 – франкский ярус верхнего отдела, 7 – нижний и средний отдел карбона, 8 – 13 – пермь, отделы, ярусы: 8 – ассельский, 9 – сакмарский, 10 – уфимский, 11 – казанский, 12 – уржумский, 13 – северодвинский; 14 – 16 – триас, отделы ярусы: 14 – оленекский, яренский нижнего отдела, 15 – средний отдел, 16 – средний – верхний отделы; 17 – 20 – юра, отделы, ярусы: 17 – батский келовейский ярус среднего отдела, 18 – келовейский - кимериджский ярусы верхнего отдела, 19 - келовейский - титонский ярусы верхнего отдела, 20 – юрская система, верхнего отдела меловой системы, 21 – 23 – мел, отделы, ярусы: 21 – берриаский – баремский нижнего отдела, 22 – аптский-альбский нижнего отдела, 23 – верхний отдел

В четвертичное время Балтийский щит был одним из центров оледенения Евразии. Кольский полуостров и Карелия являлись областью активной экзарации и сноса материала. Деятельностью ледника обусловлена и сглаженность, округлость форм рельефа, характерная не только для высоких массивов, но и для скалистых поверхностей, которые приобрели вид бараньих лбов, курчавых скал. Ледником созданы фьорды на северо-западе Кольского полуострова. Наряду с моренными равнинами встречается и

холмисто-моренный рельеф с высотой до 80 м. На побережье Белого моря распространены друмлины. В обобщении (Балуев и др., 2012; Тектоническая карта ..., 2010; Шварев, 2014) обозначены новейшие сдвиги, в том числе сбросо-сдвиг на северо-восточном обрамлении Кольского полуострова. Для краевых частей Кольского полуострова характерны раздвиговые участки. Наиболее широко распространенными геоморфологическими денудационными процессами на Кольском полуострове являются обвальнo-осыпные и эрозионные (Карта четвертичных образований..., 2014). Выделяется протяженная зона вдоль Баренцевоморского побережья с максимальным развитием от п-ова Рыбачий до устья Колы. Эта зона обвалов сопрягается как с зоной развития разрывов, так и с развитием глубинной эрозии. Закономерности распространения процессов в значительной степени подчинены современной блоковой структуре Кольского полуострова и их проявления являются индикатором постледниковой тектонической активности (Шварев, 2014).

В геолого-структурном плане Архангельская область (Рис. 2.2, 2.3) находится в пределах Восточно-Европейской платформы: юго-восток Балтийского щита, север Русской плиты, северо-запад Канино-Тиманского складчатого пояса и север Печорской синеклизы (структура Тимано-Печорской плиты) (Геологическая карта России..., 2016; Кутинов и др., 2020). Докембрийский фундамент севера Восточно-Европейской платформы и перекрывающий его плитный покров относятся к Карело-Кольскому и Белорусско-Балтийскому геоблокам. Для севера Русской плиты характерно развитие в основном двух разновидностей глубинных структур в виде желобов и в виде перевернутых конусов и блоков. Балтийско-Мезенская зона представляет собой буферную активизационную структуру, имеющую многоярусное строение (Кутинов и др., 2020). Вельско-Цильменская зона представляет полосу глубинных разломов. Процессы тектогенеза в Архангельской области проявляются в развитии тектонически ослабленных сложных зон повышенной проницаемости земной коры (Кутинов, Чистова, 2004).

Распространение кайнозойских образований обусловлено интенсивностью неотектонических движений и режимом аккумуляции осадков. Кайнозойские отложения Архангельской области покрывают чехлом поверхность дочетвертичных пород и залегают на толщах венда и верхнего палеозоя (Карта четвертичных образований..., 2014). Образования неогена выделяются в основании разреза толщ, заполняющих переуглубленные палеодолины. Современный рельеф является результатом материковых оледенений, послеледниковой эрозии и тектонических процессов. Это сочетание форм доледникового денудационно-тектонического, ледникового и послеледникового аккумулятивного и эрозионного генезиса. Валдайское оледенение дополнило рельеф

моренными холмами, грядами и возвышенностями с обширными низинами. На юге Архангельской области к ним относится Няндомская возвышенность и холмистые участки на водоразделах Северной Двины и Пинеги, Пинеги и Вашки, Вашки и Мезени. Водноледниковые равнины рек, стекающих с моренных возвышенностей, имеют волнистый характер. Морфоструктурными элементами региона являются возвышенности и низменности. Приморское положение региона обогатило рельеф морскими террасами и береговыми уступами. Берега Мезенского залива подвергаются термоденудации и термоабразии (Арэ и др., 2004). Нередок вдоль побережья дюнно-холмистый ландшафт. Сформировавшийся после валдайского оледенения рельеф достаточно молод и тектонические нарушения не успели проявиться в его формах.

На территории Ненецкого автономного округа дочетвертичные породы скрыты под чехлом четвертичных отложений. Преимущественное развитие в регионе получили осадки морского происхождения (Карта четвертичных образований..., 2014) (рис. 2.4). Территорию п. Хорей-Вер – р. Колва – р. Сандивей и р. Шапкина подстилают дочетвертичные породы меловой системы аптско-альбского яруса.

Район р. Сула подстилают дочетвертичные породы верхнего отдела триасовой системы. Сегодня Канинские и Тиманские горные области – это складчато-сбросовые разрушенные древние системы. Самой обширной равниной является Печорская низменность. Этот участок фундамента плиты долгое время опускался и накопился мощный чехол осадочных отложений. По сравнению с Малоземельской тундрой она более возвышена. В структурном плане с юго-запада на северо-восток выделяют: окраину Восточно-Европейской платформы, часть байкальской Южно-Баренцево-Тиманской складчатой системы, северную часть Баренцево-Печорской платформы, фрагмент Косью-Роговской впадины, Коротаихинскую (Предпайхойскую) впадину, юго-восточную часть раннемезозойской складчатой системы Пай-Хоя - Новой Земли (Геологическая карта России..., 2016).

Архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы в Притиманской впадине залегает на глубинах от 2 км до 4 км. Осадочный чехол сложен терригенными и карбонатными отложениями палеозоя. На возвышенности Канин Камень, хребтах Чайцынский Камень и Тиманский Камень на поверхность выступают складчатые образования рифея. Позднепротерозойский складчато-метаморфический фундамент Баренцево-Печорской платформы залегает на глубине до 9 км. В составе осадочного чехла мелководно-морские, континентальные отложения палеозоя и мезозоя. Глубокие Косью-Роговская и Коротаихинская впадины заполнены пермской угленосной молассой.

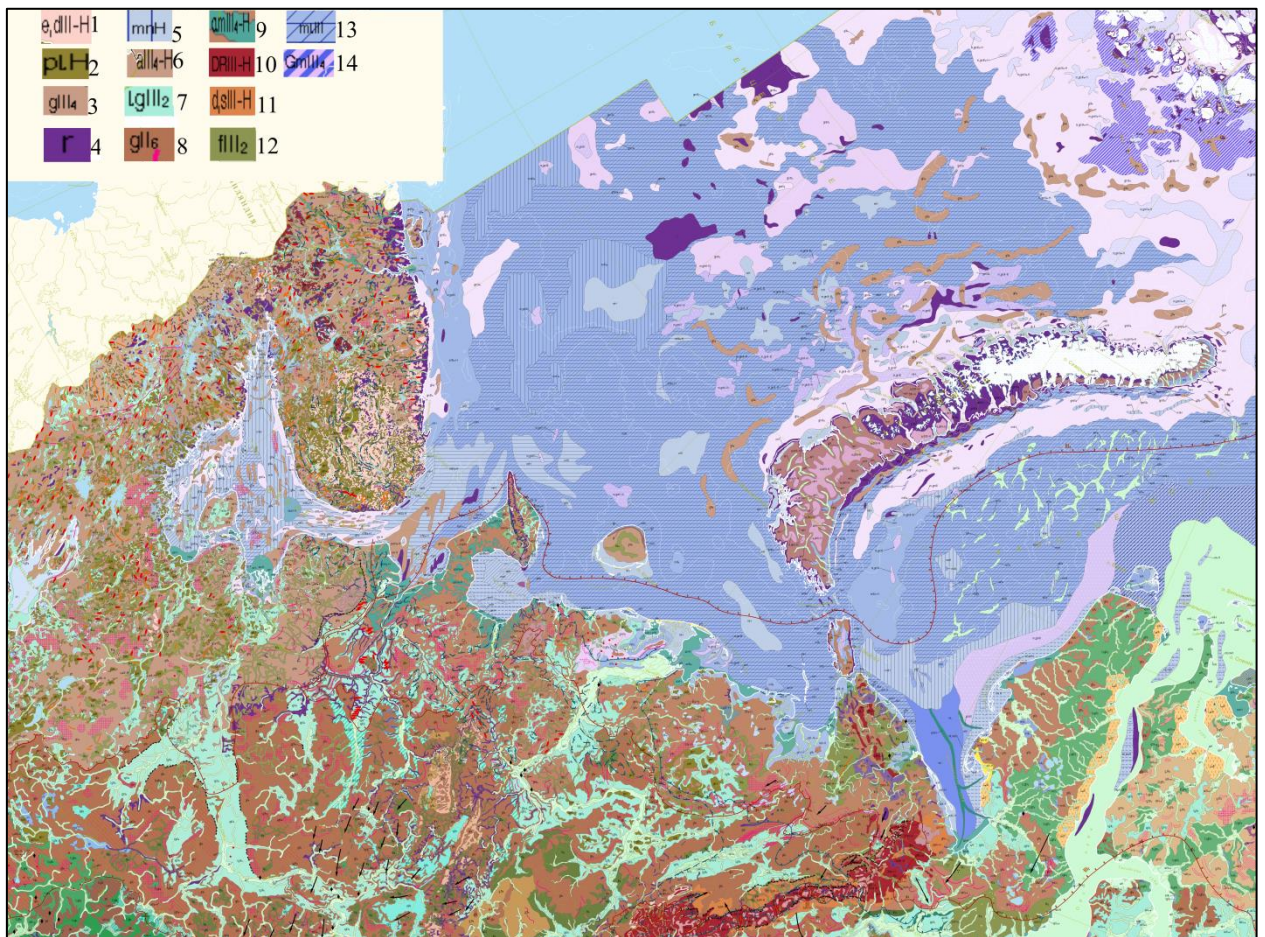


Рисунок 2.4 – Фрагмент карты четвертичных образований территории РФ в границах Арктической зоны Российской Федерации (Карта четвертичных образований..., 2014). 1-14 – четвертичные отложения: 1 – элювиальные делювиальные, 2 – пролювиальные, 3 – ледниковые, 4 – без расчленения, 5 – морские нефелоидные, 6 – аллювиальные, 7 – озерно-ледниковые, 8 – ледниковые, 9 - аллювиально-морские, 10 - колювиальные, делювиальные, десерпционные, солифлюкционные, 11 – делювиальные, солифлюкционные, 12 – гляциофлювиальные, 13 – морские ледниковые, 14 – ледниковые морские

Четвертичные осадки Ненецкого автономного округа представлены отложениями средне- и позднеплейстоценового возраста, морскими, речными, озёрными, элювиальными, коллювиальными накоплениями (Андреичева и др., 2015; Карта четвертичных образований..., 2014). На севере распространены морские отложения голоцена и верхнего плейстоцена. Отложения среднего и верхнего плейстоцена представлены плотными песчанистыми алевритами с включениями гравия, гальки и валунов. На территории Печорской низменности распространены выходы глин и суглинков. Местами поверхность сложена морскими песками. Вся толща плейстоценовых отложений является континентальными образованиями (Карта четвертичных..., 2014).

Территории п. Хорей-Вер – р. Колва – р. Сандивей и р. Сула расположены на участках развития озерно-ледниковых отложений, участок р. Шапкина – на ледниковых отложениях (Карта четвертичных образований..., 2014). С середины франского века Хорейверская впадина представляла глубоководную впадину с кремнисто-карбонатным осадконакоплением. На р. Колва находят остатки черепов мамонтов с ^{14}C датами от 37 до 25 тыс. лет назад (Murray et al., 2007, Paus et al., 2003). На р. Печоре аналогом мезенских морских слоев являются подморенные пески р. Верхней Куи и Мархиды (Larsen et al., 2006). В районе Большеземельской тундры морской неоплейстоцен встречается до 66° с. ш. (Свиточ, 2003). На притоке р. Печоры, р. Сула получена оценка возраста 119 ± 2 тыс. лет (Tveranger et al., 1998). Толщи на левобережье р. Печоры перекрытые морскими отложениями и могут относиться к среднеплейстоценовому возрасту. Основная протайка плейстоценовой мерзлоты произошла уже в бореально-атлантическое время (Астахов, 1999). М.А. Великоцкий и Б.В.). Спектор описали позднеплейстоценовые аллювиальные разрезы в долине р. Печоры (Васильчук, 2017). Полярный ледник, распространяясь со стороны Новой Земли и с шельфа Баренцева и Карского морей, языками заходил в долину р. Шапкина и Колвы (Астахов и др., 2007). Здесь возникали приледниковые озера. Полная дегляциация района р. Колвы произошла в конце пребореального времени (Давыдова и др., 1992). К нижнему неоплейстоцену относится колвинская свита морских алевроитов (Андреичева и др., 2015). В верхнем неоплейстоцене главным маркером являются межледниковые морские отложения, которые перекрыты ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. Выходы морских отложений наблюдаются по долинам рек Пеза, Мезень, Сула, Колва, Море-Ю. Серия дат порядка 140 - 100 тыс. лет назад близка к общепринятым оценкам возраста эемского межледниковья (Астахов, 1999; Астахов и др., 2007).

Возраст перекрывающих ледниковых и водно-ледниковых отложений поздненеоплейстоценового покровного оледенения восточнее р. Кулой оценивается в 50 тыс. лет назад (Svendsen et al., 1999). В бассейне р. Печоры установлены две стадии этого оледенения 90 - 80 и около 60 тыс. лет назад (Astakhov, 1997). Южнее Мархиды ледниковые отложения верхненеоплейстоценового возраста замещаются озерно-ледниковыми образованиями палеозера Коми. Радиоуглеродные датировки от 40 до 27 тыс. л. н. мамонтовых костей из аллювиальных террас свидетельствуют о том, что это подпрудное озеро старше 37 тыс. л. н. В бассейне р. Мезень по данным (Larsen et al, 2006) последний раз ледник наступал с шельфа Карского моря (в интервале от 55 до 45 тыс. лет назад) (Астахов и др., 2007). Характерной же особенностью печорского тилла по мнению (Андреичева, Судакова, 2014) является преобладание полярноуральско-пайхойских

осадочных и метаморфических образований и присутствие обломков известняков ордовик-раннесилурийского возраста – руководящих новоземельских пород (Андреичева и др., 2015). Морские отложения родионовского возраста вскрыты на междуречье р. Лаи и Серчейю и в береговых обнажениях р. Шапкиной, р. Колвы (Андреичева и др., 2015). Последнее оледенение на берегах Карского моря носило ограниченный характер (Forman et al., 1999; Stein et al., 2002). Оно могло захватывать Новую Землю, северную часть Таймыра, Северную Землю и, возможно запад Югорского п-ова (Stein et al., 2002; Васильев, 2004).

В рельефе центральная часть Ненецкого автономного округа (Большеземельская тундра) представляет собой холмистую равнину с высотами до 150 м с преобладанием форм ледникового рельефа. Пересекают ее гряды Еней-мусюр и Вангурей-мусюр с высотами до 250 м, которые сложены песчаниками и валунными суглинками (Лавров, Потапенко, 2005). При продвижении от морского побережья к югу заболоченные приморские территории повышаются террасами и переходят во всхолмленную местность с грядами. Замкнутые и ложбинообразные понижения, занятые озерами и болотами, простираются в меридиональном или северо-западном направлении (Андреичева и др., 2015).

Территория Республики Коми расположена на северо-востоке Восточно-Европейской платформы, сложенной осадочными породами платформенного чехла верхнепротерозойского, палеозойского и мезокайнозойского возраста, залегающими на породах фундамента архея и нижнего протерозоя. В структурном плане можно выделить: складчатые сооружения: Тиманскую гряду и Уральские горы, расположенную между ними Печорскую синеклизу (Печорскую плиту) и северную часть Русской плиты. Тиманская гряда, разделяющая Русскую и Печорскую плиты, является крупнейшей орографически выраженной структурой. Гряда образована комплексом пород, слагающих в основании складчатый фундамент рифейского возраста и фанерозойский платформенный чехол (Республика Коми..., 1999). В восточной части территории до конца палеозойской эры сохранялись геосинклинальные условия. Формирование складчатого Урала в основном закончилось к началу мезозоя. По мере поднятия Уральских гор вдоль западной окраины горной системы происходило прогибание земной коры, захватившее и краевую часть платформы. Этот предгорный краевой прогиб выполнялся непрерывно поступающими в него продуктами разрушения горных хребтов. Центральные части Урала слагаются кристаллическими сланцами верхнепротерозойского и нижнепалеозойского возраста. Предгорья Урала сложены средне- и верхнепалеозойскими отложениями. Предуральский краевой прогиб выполнен толщей

пермских и триасовых отложений. Он разделяется на ряд впадин, из которых южная – Верхне-Печорская, а северная – Воркутская (Атлас Республики Коми..., 2011). Разнообразие в рельефе объясняется сложным тектоническим строением территории. Уральский регион орографически делится на Северный, Приполярный и Полярный районы. Северный Урал представляет район среднегорного рельефа. Наибольшие вершины – Тэлпозъиз (1617 м), Патокиз (1266 м). Приполярный Урал – гора Народная (1895 м), массив Сабля (1497 м). Характерен альпийский тип рельефа – сильная расчлененность, обилие ледниковых форм с отчетливыми формами криогенного выветривания. Высота хребта редко превышает 1000 м. Наивысшая вершина – Пайер (1472 м). Поверхность хребта пластообразна, расчленена долинами, к северо-западу круто обрывается к прилегающей низине. Тип рельефа – ближе к высокогорному (Атлас Республики Коми..., 2011).

В строении северного сектора Баренцево-Карского региона можно выделить три крупные структуры: Северо-Баренцевскую впадину, Восточно-Баренцевскую зону ступеней и Северо-Карскую впадину. Восточно-Баренцевская зона ступеней в рифейско-реннепалеозойское время представляла собой поднятие, сформированное в период байкальской складчатости и разделявшее на протяжении первой половины палеозоя Северо-Баренцевскую и Северо-Карскую впадины. Северо-Карская впадина заложилась в рифее и испытывала прогибание в раннем палеозое, в то время как разрез Северо-Баренцевской впадины сложен мощной толщей верхнепалеозойско-мезозойских отложений. В пермско-триасовое время западный склон Восточно-Баренцевского поднятия был вовлечен в интенсивное погружение, и была сформирована зона ступеней, а нижнепалеозойские комплексы были погребены под мощным пермско-триасовым комплексом отложений (Суслова и др., 2023).

Формирование гляциоморских отложений в восточной части Баренцева моря контролировалось особенностями процесса деградации ледниковых масс на шельфе. В условиях активной и массовой поставки гляциального минерального вещества осадконакопление происходило с высокой и необычайно высокой лавинной скоростью. За короткий интервал позднеплейстоценового времени возник покров гляциоморских отложений значительной мощности, особенно большой в южной части региона. Морское терригенное осадкообразование обусловлено гидродинамическим режимом акватории; определенное влияние оказали процессы гляциоэвстатической морской трансгрессии. Низкая («нормальная») скорость накопления морских отложений привела к тому, что в целом вне зоны мелководья сформировался маломощный чехол голоценовых осадков (Эпштейн и др., 2022).

Архипелаг Земля Франца-Иосифа сложен песчаниками, алевролитами и известняками, перекрытыми толщей горизонтальных базальтовых покровов (с мощностью 30 м) (Саватюгин, Дорожкина, 2012). Основные черты рельефа архипелага Земля Франца Иосифа образованы новейшими тектоническими движениями, гляциоэвстатическим изменением уровня океана, литологическим составом пород, мощным покровным оледенением четвертичного периода (Карякин, Кашкаров, 2011). Основная часть архипелага Земля Франца Иосифа, сопоставляющаяся в плане с Вильчековской структурно-формационной зоной, испытывала поднятие. Южная окраина архипелага, соответствующая обладает мозаичным планом, в котором наряду с зонами слабых поднятий выделяются области стабильного выравнивания рельефа. В северо-восточной части территории (вблизи о. Рудольфа и о-вов Белая Земля) обращает на себя внимание зона устойчивых интенсивных погружений (Карякин, Кашкаров, 2011). Морские террасы, осложнённые сериями валунно-галечных береговых валов, окаймляют находящиеся в центральной части островов скальные массивы мезозойских вулканогенно-осадочных пород. Воздымание превышало голоценовый рост уровня моря. На островах Мейбел, Белл, Огора, Гукера и других образуются валунно-галечные валы высотой до 15 м. Ещё одна особенность береговой зоны Земли Франца-Иосифа – низменные пространства в кутовых частях заливов. Часть из них – дельтовые песчаные равнины шириной до 1,5 км (устье р. Романтиков на о. Хейса) и возрастом 1000 лет. Схожий облик имеют песчаная равнина западного берега бухты Суровой на о. Галля, западный берег бухты Елены Гульд на Земле Вильчека. Рядом лежат выводные ледники ледниковых куполов. Совсем недавно бухты были заняты ледниками. Их абляция и отступление в ходе потепления, начавшегося во второй половине XIX в., постепенно освобождали арену волновым процессам и припайным льдам. Главная особенность берегов Земли Франца Иосифа – это высокая мозаичность, связанная с гидродинамикой, дифференцированными восходящими тектоническими движениями, климатическими изменениями и колебаниями границ ледников (Романенко и др., 2015). Современные ледники Земли Франца-Иосифа имеют сравнительно молодой возраст, а не являются остатками от Баренцевского ледникового щита, как считают некоторые исследователи (Дымов, Шарин, 2005).

По особенностям допалеозойского основания и додевонскому геологическому развитию на Новой Земле выделяются Южный и Северный блоки. Южный блок сложен осадками зеленосланцевой фации, а Северный – позднепротерозойский. Граница между ними проводится по продолжению зоны допалеозойского Байдарацкого разлома под песчано-сланцевыми толщами перми. Архипелаг Новая Земля входит в систему окраинно-материковых шельфовых и внутриматериковых шельфово-континентальных плит

восточного обрамления Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов Северного Ледовитого океана. Пайхойско-Новоземельский ороген вместе с Северо-Сибирским порогом отделяют Печорскую материковую и Баренцево-Карскую плиты от северного продолжения Западно-Сибирской плиты – Южно-Карской плиты. Переход складчатых структур Пай-Хоя – Новой Земли к недеформированному чехлу Печорской плиты достаточно резкий (Кораго и др., 2022). К северо-западу от архипелага в рельефе дна прослеживается Предновоземельский прогиб. Складчатые структуры архипелага сложены породами всех отделов палеозоя, местами неопротерозоя и нижнего триаса (Кораго и др., 2022).

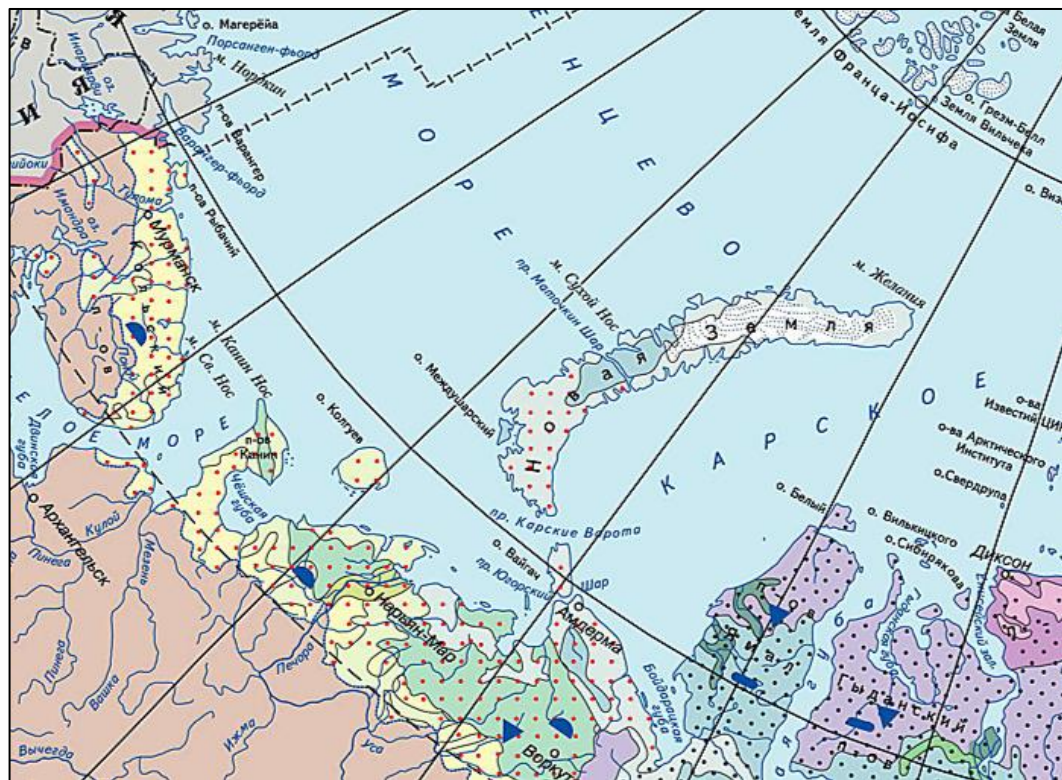
В рельефе Новой Земли Южный и Северный блоки представляют собой прибрежные пенепленизированные и террасированные равнины. Разделяющий их Центральный блок является расчлененной низкогорной территорией с рельефом альпийского типа. Возраст блока – олигоцен-неогеновый (Красножен и др., 1986). Начало новейшего воздымания архипелага с возрождением горно-складчатых сооружений началось в олигоцене. Аккумулятивные или абразионные морские уровни прослеживаются на архипелаге до отметок 400 м, что связывается с позднекайнозойской трансгрессией и с неотектоническим или гляциоизостатическим поднятием побережий (Мусатов, 1996). В пользу вклада неотектонических процессов в формирование современной морфоструктуры архипелага Новая Земля говорит его расчлененность и движения окружающих Новую Землю шельфов морей Баренцева и Карского (Крапивнер, 2006).

Новоземельский архипелаг от шельфа морфологически обособлен глубокими Западно- и Восточно-Новоземельским желобами. Ряд исследователей настаивают на позднеплейстоцен-голоценовом возрасте и гляциоизостатической природе террас (Mangerud et al., 2008; Svendsen et al., 2004). Другие связывают их происхождение со сложными трансгрессивно-регрессивными циклами в кайнозое. На Новой Земле выделяется три террасовых комплекса, отвечающих трем разновозрастным трансгрессиям (Анохин, 2009; Семенков, 2020). Береговые линии архипелага высотой 118 м имеют возраст 27000 лет, а высотой 115 м – 41000 лет (Serebryanny et al., 1998). Суша испытывает современные положительные тектонические движения. На побережье и островах формируются озера, отчленяющиеся от моря пересыпями, очень активны абразия клифов и размыв береговых уступов. Активны тектонические движения блокового типа (Большаинов и др., 2006). Современный облик рельефа архипелага характеризуют значительные относительные высоты, образование сквозных долин-грабенов по разломам. В рельефе преобладают разрозненные горные массивы с максимальными отметками 1291 и 1547 м на Южном и Северном острове соответственно

(Анохин, 2009). Горы вплотную подступают к морю, особенно на западном побережье, где широко развиты фьорды.

2.3. Геокриологические условия

В пределах территории исследования многолетнемерзлые породы (ММП) распространены в тундровой и лесотундровой зонах. Южная граница ММП протягивается от западной границы Мурманской области вдоль береговой линии Кольского полуострова к его восточной оконечности и распространяясь далее на Архангельскую область в верховьях рек Кулой и Мезень к границе с Ненецким автономным округом (рис. 2.5).



Распространение многолетнемерзлых пород (в % от общей площади)	Среднегодовая температура пород (°C)		Льдистость (% от объема породы)
	Равнины, горы	Речные долины	
Сплошное (более 95)	Ниже -11	От -3 до -11	Менее 20
	От -9 до -11	От -0,5 до -5	От 20 до 40
	От -7 до -9		Более 40
	От -5 до -7		
Прерывистое (50-95)	От -3 до -5		Типы подземного льда
Островное (менее 50)	От -1 до -5		полигонально-жильный
	От 1 до -1	От 2 до -1	пластовый
	От 2 до -0,5		ядра бугров
			пучения
			Граница вечной мерзлоты
			Вечная мерзлота отсутствует

Рисунок 2.5 – Карта распространения многолетнемерзлых пород в пределах Западного сектора Российской Арктики (Вечная мерзлота..., 2024)

В Ненецком округе и Коми южная граница ММП проходит примерно на широте северного полярного круга. В Мурманской области и материковой части Архангельской области распространена только островная мерзлота с льдистостью от 20 до 40 %, имеющая температуру от 2 до -0.5 °С. В Хибинском горном массиве среднегодовая температура ММП более низкая и составляет от 1 до -1 °С.

Для территории Ненецкого автономного округа и северной части Республики Коми характерна зональность в распространении мерзлоты от островной на южной границе ММП до зоны сплошного распространения (более 95 %) на побережье Печорского моря. Арктические архипелаги являются зоной сплошного распространения ММП, а также покровного оледенения на Северном острове Новой Земли и островах Земли Франца Иосифа. Мерзлота также распространена и в пределах Западно-Арктического шельфа России (Холмянский и др., 2018).

В настоящее время наблюдаются признаки деградации ММП, связанные с глобальным потеплением климата, что выражается в заглублении кровли мерзлоты, повышении ее среднегодовой температуры, активизации термокарста (Осадчая, 2016). Наиболее выраженные процессы изменения геокриологических условий наблюдаются в пределах Большеземельской тундры (рис. 2.6), где за последние 40 лет южная граница мерзлотной области и зоны сплошного распространения ММП отступила к северу на десятки километров и значительно увеличились мощности несквозных таликов (Оберман, Лыгин, 2009; Игловский, 2013).

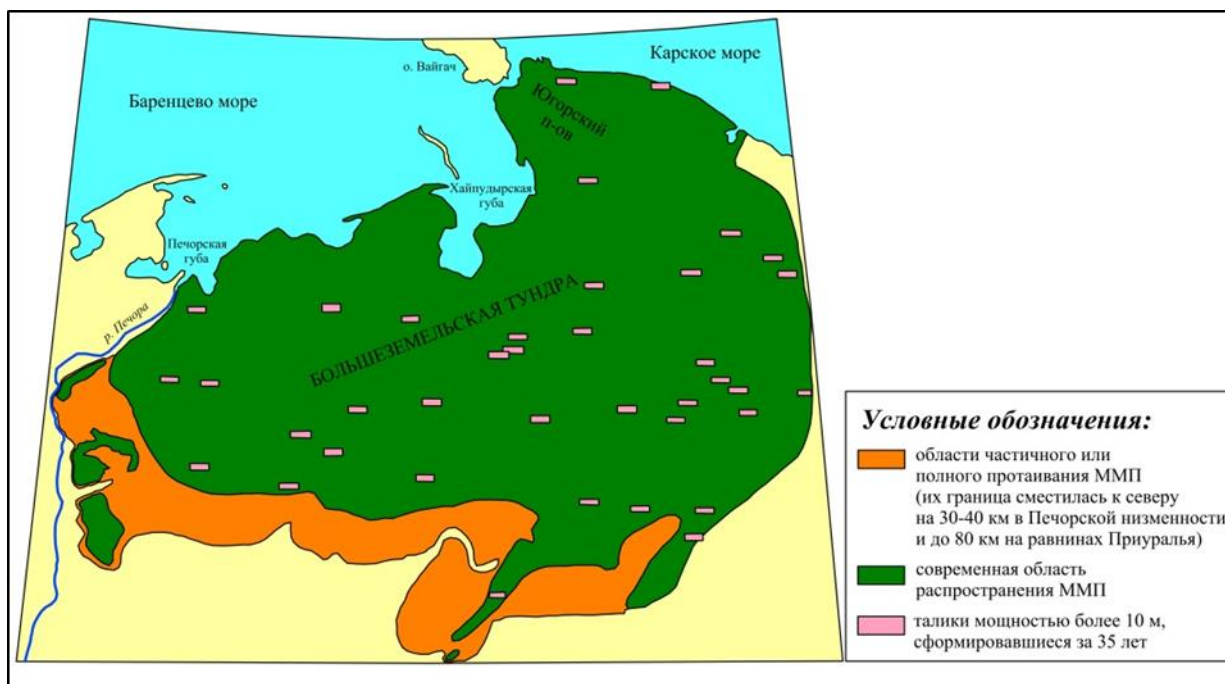


Рисунок 2.6 – Схема изменения многолетнемерзлых пород с 1970-2009 гг. в пределах Большеземельской тундры (Оберман, Лыгин, 2009; Игловский, 2013)

2.4 Ландшафтно-климатические условия

В соответствии с ландшафтным районированием (Исаченко, 1995) территория исследований подразделяется на следующие ландшафтные зоны: а) таежная или бореальная с подзонами северной и средней тайги, б) субарктическая с подзонами типичной тундры, южной тундры и лесотундры, в) арктическая.

Территория Мурманской области находится в пределах субарктической и таежной зон. Северную часть области, прибрежную полосу вдоль Баренцева моря, занимает подзона южной тундры. Тундровую зону сменяет подзона лесотундры, южная граница которой примерно делит Кольский полуостров пополам. Субарктическая зона Мурманской области относится к Кольской ландшафтной провинции согласно (Исаченко, 1995). Южную часть области занимает зона тайги с подзоной северной тайги, относящаяся к Кольско-Карельской ландшафтной провинции.

Климатические параметры Мурманской области формируются в условиях небольшого количества солнечной радиации, интенсивного переноса воздушных масс с запада на восток и воздействия северных морей (Семенова, 2000; Попова, Щербина, 2012). Для региона характерны сравнительно высокие среднегодовые температуры, нетипичные для данной широты, что обусловлено воздействием теплого Нордкапского течения, которое отдает много тепла суше, особенно зимой, благодаря чему побережье Баренцева моря не замерзает. Однако частая смена воздушных масс формирует крайнюю неустойчивость погоды в течение всего года. Средняя многолетняя температура воздуха самого холодного месяца (февраля) составляет от -6 до -14 °С, самого теплого летнего месяца (июля) – от $+9$ до $+14$ °С. Средняя годовая температура воздуха уменьшается от 0 - $+1$ °С на побережье до -2 °С и -4 °С в центральных и горных районах соответственно. Для региона характерны полярная ночь, которая на широте Мурманска длится со 2 декабря по 11 января, и полярный день, длящийся с 22 мая по 22 июля. Среднегодовое количество осадков сравнительно невелико 350-450 мм (в горных районах Хибин до 1000 мм), однако в условиях продолжительной зимы и короткого и прохладного лета, обуславливающих слабое испарение, характерным является формирование избыточного увлажнения. Относительная влажность воздуха в течение всего года сохраняется высокой – 70-80 %, что связано с преобладанием морских воздушных масс.

Республика Карелия полностью расположена в зоне тайги с подзонами северной тайги в северной части и средней тайги в южной, относящихся к Карело-Кольской ландшафтной провинции (Исаченко, 1995). Климат Республики формируется под воздействием атлантических и арктических воздушных масс в условиях интенсивной

циклонической деятельности, небольшого годового прихода солнечной радиации, близости к холодным морям (Белое и Баренцево море), комплекса местных условий (рельеф, большое количество озер) (Назарова, 2014). Климатический режим характеризуется как переходный от морского к континентальному. Комплекс климатообразующих факторов обуславливает продолжительную, но не суровую зиму и короткое прохладное лето. Среднегодовая температура воздуха самого холодного месяца (января) составляет $-12-13^{\circ}\text{C}$ в северной части и $-9-10^{\circ}\text{C}$ в южной. Среднегодовая температура воздуха самого теплого месяца (июля) составляет $+15^{\circ}\text{C}$ в северной части Карелии и $+17^{\circ}\text{C}$ в южной. Среднегодовая температура воздуха варьирует от 0°C на севере и до $+3^{\circ}\text{C}$ в юге. В среднем за год на территории Карелии выпадает 600-650 мм осадков. Количество дней с относительной влажностью воздуха более 80 % за год составляет 150-170 дней, а с влажностью воздуха менее 30 % всего около 3-9 дней.

Территория Архангельской области в ее континентальной части расположена в таежной и субарктической зонах. Большая часть области находится в бореальной таежной зоне с подзонами средней и северной тайги, относящихся к Двинско-Мезенской ландшафтной провинции (Исаченко, 1995). Крайний север области (северная часть Мезенского района), расположен в зоне лесотундры Канинско-Тиманской ландшафтной провинции. Архангельская область находится в атлантико-арктической области умеренно климатического пояса. Климат формируется под воздействием интенсивного западного переноса, малого количества солнечной радиации, влияния холодных северных морей и локальных физико-географических особенностей. Среднегодовая температура воздуха понижается от $+2^{\circ}\text{C}$ на юго-западе области до -7°C на северо-востоке. Среднегодовая температура воздуха самого холодного месяца (января) варьирует от -12°C в юго-западной части области до -18°C в северо-восточной. Среднегодовая температура воздуха самого теплого месяца (июля) снижается при движении с юго-запада на северо-восток от $+17$ до $+8...+10^{\circ}\text{C}$. Среднегодовое количество осадков варьирует от 500 до 600 мм, в прибрежной зоне составляет менее 500 мм. Относительная влажность воздуха возрастает в северном направлении от 80 % на юге области до 88 % на севере в прибрежной зоне.

Островные части Архангельской области расположены в зоне полярной пустыни и арктической тундры. Зона полярной пустыни охватывает северную часть архипелага Новая Земля и всю территорию архипелага Земля Франца Иосифа. Северная часть Северного острова и весь Южный остров Новой Земли расположен в зоне арктической тундры (Исаченко, 1995). В пределах Земли Франца Иосифа климатоформирующие факторы связаны с высокоширотным положением архипелага ($80-82^{\circ}$ с.ш.), низким притоком солнечной радиации, высокой повторяемостью циклонов и атмосферных

фронтов, отепляющим воздействием подповерхностных атлантических вод, рельефом и характером подстилающей поверхности (Дженюк, 2014). Площадь оледенения составляет около 85 % площади архипелага. Среднегодовая температура воздуха составляет -12°C . Самая низкая среднегодовая температура воздуха наблюдается в январе и составляет -24°C . Среднегодовая температура воздуха самого теплого месяца июля $+0.9^{\circ}\text{C}$. Годовая сумма осадков, практически полностью твердых, составляет 250-300 мм. Влажность воздуха в январе составляет 84-86 %, в июле-августе – 90-93 %. Для архипелага характерны сильные ветры, значительное количество дней с облачностью (до 200 дней в году) и туманами (до 27 дней в июле).

Характерными чертами климата архипелага Новой Земли являются высокая влажность (80-86 % в среднем за год), практически постоянная облачность, частые осадки, туманы и сильные ветры с метелями (Семенков, 2020). В результате отепляющего воздействия Нордкапского течения, зимняя температура воздуха на побережье Баренцева моря выше, чем на побережье Карского моря. Самые низкие среднегодовые температуры воздуха характерны для северной части Новой Земли, которые в пределах западного побережья составляют -9.3°C , а в пределах восточного – 9.6°C . Среднегодовые температуры воздуха в южной части архипелага составляют -5.1°C на побережье Баренцева моря и -7.5°C на побережье Карского моря. Для Новой Земли характерны самые сильные в Арктике ветры, связанные с наличием гор и ледников (Новоземельская бора, 60-80 км/ч).

Территории Ненецкого автономного округа и северная часть Республики Коми в границах арктической зоны РФ полностью расположены в субарктической зоне в подзонах лесотундры, южной тундры и типичной тундры (Исаченко, 1995). Западная часть Ненецкого округа расположена в Канинско-Тиманской и Тиманской ландшафтных провинциях (лесотундра и южная тундра), а центральная и восточная часть округа – в Печорской провинции (лесотундра, южная тундра и типичная тундра). Северные районы Коми большей частью также относятся к Печорской ландшафтной провинции, за исключением территорий, примыкающих к Уралу, относящихся к Уральской горной стране (лесотундра и южная тундра). Вся территория Ненецкого округа и рассматриваемая в работе северная часть Республики Коми расположены в субарктическом климатическом поясе. Климатические параметры формируются под воздействием атмосферной циркуляции, радиационного режима, подстилающей поверхности и локальных условий. Среднегодовая температура воздуха с запада на восток уменьшается с $-1.0...-1.5^{\circ}\text{C}$ до 7.0°C в районе побережья и от -3.0°C до -5.0°C во внутренних районах. В западной части рассматриваемого региона средняя зимняя

температура составляет -8...-14 °С, на востоке -17...-20°С. Средняя летняя температура понижается с юга на север, составляя от 10-11 °С на юге и до 5-7 °С на севере. Количество осадков снижается в направлении с юга на север с 350 до 250 мм. Годовое число дней с осадками составляет до 220. Среднегодовая относительная влажность воздуха в прибрежной зоне варьирует в диапазоне 84-88 %, а континентальных районах 81-83 %.

2.5. Почвенно-растительные условия

На большей части Мурманской области развиты в основном подзолистые, подзолисто-болотные и болотные почвы (Переверзев, 2011) (рис. 2.7). Подзолистые почвы сформированы на склонах с хорошим водоотведением, на моренных супесях, озерных и речных песчаных террасах. Подзолисто-болотные почвы распространены в тундровой зоне с недостаточным дренажем вод. На горно-холмистой местности встречаются плохо развитые каменистые почвы. Небольшое распространение имеют аллювиальные почвы, встречающиеся лишь отдельными участками на речных поймах.

Территория области расположена в таежной, лесотундровой и тундровой зонах. Наибольшую площадь занимает тундровая зона. В таежной зоне преобладающий древостой представлен елью и сосной. По направлению на север леса разрежаются и становятся более мелкорослыми. Среди древесной растительности начинает преобладать береза; ель и сосна встречаются отдельными древостоями. В лесотундровой зоне встречаются поля крупнокустарниковой березы с изогнутыми стволами и ветвями (березовое криволесье). При движении на север лесные участки сменяются болотами, а далее – тундровыми пространствами. На сухих местах выделяются очаги ягеля, кустарники можжевельника и карликовой полярной березки. Среди кустарничков распространены брусника, черника, вороника.

Республика Карелия практически полностью находится в таежной зоне, включающей среднюю и северную подзоны тайги (Федорец и др., 2003). Преобладающим типом почв является подзолистый, но также широко развиты подзолисто-болотные и болотные почвы (рис. 2.7). В северной части Республики древостой в основном представлен сосной, елью; в небольшом количестве встречаются береза, осина, рябина. Здесь же можно встретить полярную березку, воронику, багульник, которые типичны для зоны тундры. В этой подзоне леса сильно заболочены. При движении на юг древостой становится более высоким и густым, с более богатым видовым разнообразием. Кроме сосны и ели, в большом количестве произрастают мелколиственные породы, такие как береза, осина, рябина, и единичные экземпляры широколиственных пород, таких как липа,

клен, ильм. В юго-западной части Карелии можно встретить дуб и ясень. Растительные сообщества, которые можно классифицировать как лесотундровые и тундровые, формируются отдельными пятнами у побережья Белого моря.

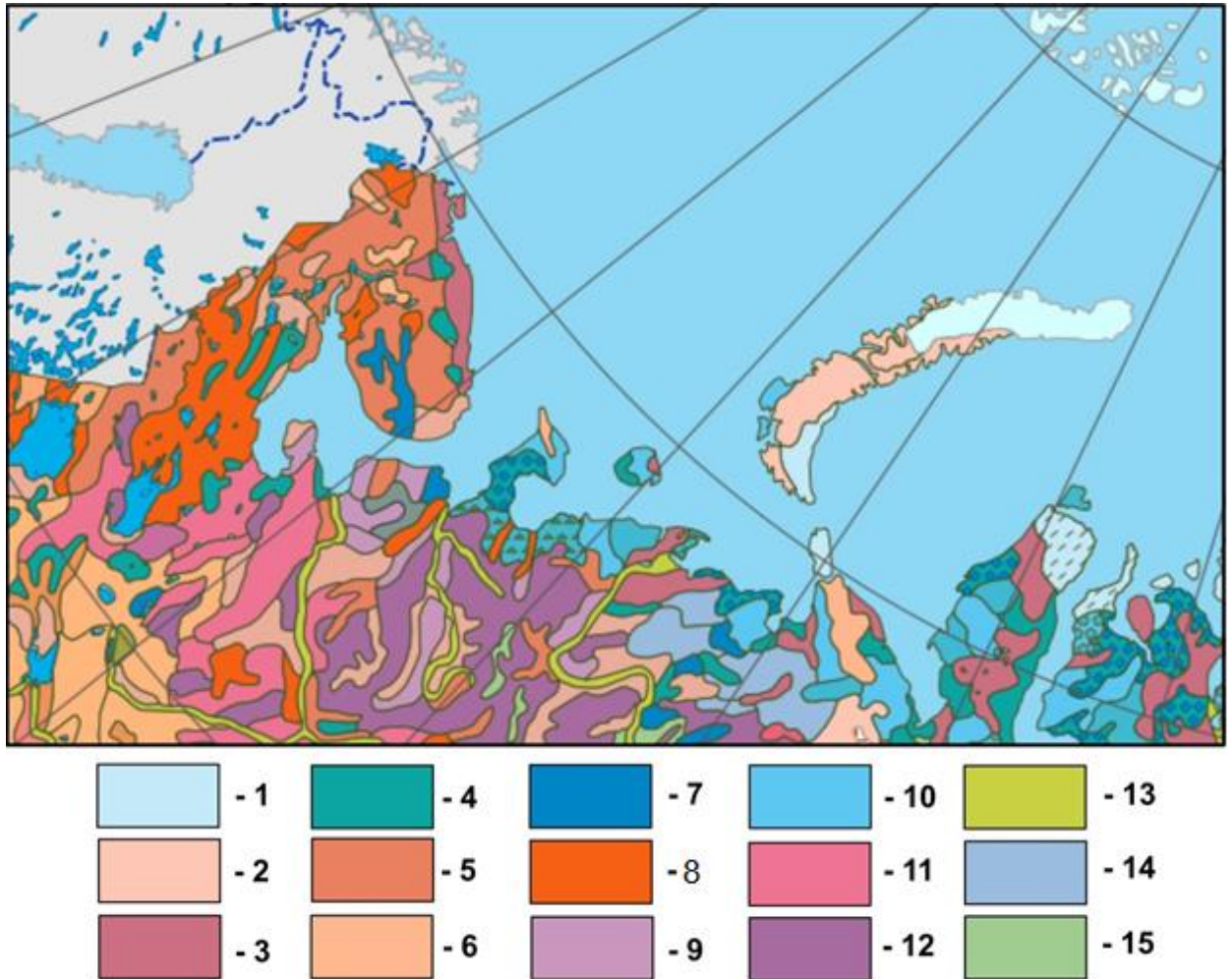


Рисунок 2.7 – Почвенная карта района исследований (Почвенно-географическая..., 2024). 1 – пелоземы; 2 – петроземы; 3 – подбуры иллювиально-гумусовые, 4 – торфяные олиготрофные; 5 - подзолы иллювиально-гумусовые; 6 – литоземы; 7 – торфяные эутрофные и перегнойно-торфяные; 8 - подзолы иллювиально-железистые; 9 – глееподзолистые; 10 – глееземы; 11 – торфяно-подзолисто-глеевые; 12 – подзолистые; 13 – аллювиальные гумусовые; 14 – криометаморфические; 15 – светлоземы иллювиально-железистые

В таежной зоне Архангельской области основным типом почвообразования является подзолистый (Почвенно-географическая..., 2024) (рис. 2.7). В северной тайге на суглинках формируются глее-подзолистые почвы, на песках – подзолы железисто-гумусовые. Однако те и другие встречаются лишь на хорошо дренированных участках – на склонах холмов, в приречных полосах. На плоских водоразделах в основном встречаются болотно-

подзолистые почвы и обширные участки развития верховых торфяников. На хорошо дренированных возвышенностях карстового Беломорско-Кулойского плато встречаются остаточнок-карбонатные и перегнойно-карбонатные почвы. В средней тайге дренированные глинистые участки покрыты типичными сильноподзолистыми почвами, а на песчаных почвах преобладают железистые подзолы. В пределах равнинных низменностей и в центральных частях водосборов преобладают торфяно-подзолистые и болотные почвы (Национальный атлас..., 2024).

В зоне тайги Архангельской области выделяются притундровые, северотаежные и среднетаежные леса. Притундровые леса, распространенные на северо-востоке области, включают в себя лесотундру и северную часть редкостойной тайги. Южная граница северотаежных и среднетаежных лесов в Архангельской области проходит примерно по широте 63.2° N. Основные лесообразующие породы Архангельской области – ель (до 63 % лесопокрытой площади), сосна (до 23 %), береза (до 10 %). На карбонатных почвах к ели и сосне примешивается лиственница, местами на Беломорско-Кулойском плато она образует чистые насаждения. В таежной зоне широко распространены болота с преобладанием верховых торфяников, нередко с болотной формой сосны.

Почвы архипелага Земля Франца-Иосифа, расположенного в зоне арктической пустыни, относятся к арктическому типу первичного почвообразования (Любова, 2021). На плакорных водоразделах распространены малогумусированные арктические почвы. Около снежников и ледников развиваются арктические полуболотные почвы проточного увлажнения. В растительном покрове преобладают мхи и лишайники (Чуракова, Сидорова, 2014).

Почвенный покров архипелага Новая Земля разделяется на две группы структур: равнин и горных районов. Почвенный покров равнин довольно контрастный, так как в нем сочетаются почвы со свободным дренажем (арктические, примитивные щебнистые) и явным переувлажнением (торфянистые болотные); переходные по увлажнённости «зональные» глееземы тундровые занимают проточные позиции на пологих склонах и имеют подчиненное положение. В горах и предгорьях наиболее распространенные элементы почвенного покрова – каменистые россыпи, которые в некоторых случаях организованы в каменные кольца и многоугольники и покрыты накипными лишайниками, под которыми распространены почво-плёнки (Горячкин, 2010; Почвы..., 2012).

В геоботаническом отношении северная часть и возвышенные районы Новой Земли относятся к полярным пустыням, большая часть оставшейся территории классифицируется как арктическая тундра с преобладанием мохово-лишайниковой растительности. И только юго-запад архипелага, где произрастает карликовая береза и

кустарничковая ива и встречаются типичные плоскобугристые болота со сфагновыми мхами, выделяется как типичная тундра (Кулиев, 2009).

Большая часть Ненецкого автономного округа расположена в зоне типичной тундры с характерным развитием тундровых глеевых почв (на песках – тундровые иллювиально-гумусовые), образующие сложные комплексы и сочетания с заболоченными и болотными мерзлотными почвами (Почвенно-географическая..., 2024).

В лесотундровой зоне распространены тундровые поверхностно-глеевые оподзоленные, различные заболоченные и болотные, а также глее-подзолистые типы почв. В типичной тундре господствуют разнотравно-осоково-моховые сообщества, сочетающиеся с осоково-гипновыми и полигональными болотами. В южной тундре распространены ерниковые сообщества, а также ивняки. На севере лесотундры, помимо крупноерниковых зарослей и бугристых болот, встречаются участки еловых и березовых редколесий вдоль южных экспозиций склонов и речных долин.

Север Республики Коми находится в зоне тундровых почв. При продвижении на юг тундровые почвы сменяются на лесные подзолистые в зоне тайги (Лаптева и др., 2016; Почвенно-географическая..., 2024). В тундровой зоне формируются тундрово-глеевые и тундрово-глее-болотные почвы, в лесотундровой зоне – тундрово-глеевые с оподзоленным горизонтом. В таежной зоне, где преобладают подзолистые почвы, в направлении с севера на юг встречаются глееподзолистые, типичные подзолистые, дерново-подзолистые, болотно-подзолистые и болотные почвы. В горной местности Урала формируются горные почвы. В соответствии с высотно-поясной закономерностью горно-лесные подзолистые почвы предгорной тайги сменяют горно-луговые дерновые почвы субальпийских лугов, а последние – горно-тундровые почвы, переходящие в слабо развитые щебнистые (Национальный атлас..., 2024).

Распределение растительности имеет зональный характер, а в горах Урала присутствует высотная поясность. На северо-востоке Республики Коми преобладает тундровая растительность, представленная мхами, лишайниками, многолетними травянистыми растениями, кустарничками и невысокими кустарниками. Южнее расположена узкая полоса лесотундры, которая затем сменяется лесными сообществами, в структуре которых преобладают темнохвойные еловые леса.

2.6. Характер антропогенной нагрузки

Интенсивное хозяйственное освоение Арктической зоны Российской Федерации привело к ухудшению экологической обстановки в целом ряде регионов с появлением так

называемых «горячих точек» или импактных районов (Прибрежные..., 2008; Горячие точки..., 2008; Евсеев, Красовская, 2010). В Западном секторе Российской Арктики в пределах территории исследования, согласно данным проекта ООН по окружающей среде (ЮНЕП - United Nations Environment Programme), выделяются: Западно-Кольский, Центрально-Кольский, Карельский, Архангельский, Тимано-Печорский, Воркутинский и Новоземельский импактные районы.

На территории Мурманской области выделено сразу два импактных района – Западно-Кольский и Центрально-Кольский (Евсеев и др., 2021). Западно-Кольский район включает в себя территории пос. Никель, г. Заполярный, пгт Печенга, г. Мурманск, г. Кола. Основными источниками загрязнения окружающей среды в пределах Западно-Кольского импактного района являются предприятия горнодобывающей промышленности и цветной металлургии с перечнем приоритетных загрязнителей, включающих тяжелые металлы, диоксид азота, пыль и фтористый углерод. Потенциальными загрязнителями являются техногенные радионуклиды, связанные с пунктами хранения твердых и жидких радиоактивных отходов, атомным флотом (Мурманское..., 2024). Центрально-Кольский импактный район включает территории, расположенные в центральной части Кольского полуострова в пределах городов Ковдор, Оленегорск, Мончегорск, Кировск, Апатиты, Кандалакша, которые преимущественно связаны с горнотехнической деятельностью: добыча и переработка руд цветных, черных и редких металлов, апатитового и нефелинового концентрата. Основными загрязнителями являются диоксиды азота и серы, стронций, тяжелые металлы, фосфор, пыль. Потенциальными загрязнителями являются также радионуклиды, связанные с деятельностью Кольской АЭС в районе г. Полярные Зори. Экологическое состояние Западно-Кольского и Центрально-Кольского районов оценивается как кризисное (Евсеев и др., 2021).

В пределах Республики Карелия выделяется один импактный район Карельский, связанный в основном с деятельностью предприятий лесного комплекса и целлюлозно-бумажной промышленности (города Сегежа, Беломорск, Кемь) с характерными загрязнителями: диоксиды азота, серы и углерода, фенолы, лигносульфаты, метилмеркэптан, метанол, ртуть, тяжелые металлы, фурфурол. Экологическое состояние рассматривается как напряженное. Районы горнодобывающего производства в состав района не включены (Прибрежные..., 2008), хотя известно, что, например, Костомукшский горно-обогатительный комбинат является одним из наиболее крупных источников загрязнения атмосферы и почв в Карелии тяжелыми металлами, железом, соединениями серы и др. (Федорец, Солодовников, 2013).

В состав Архангельского импактного района входят предприятия Архангельской

городской агломерации, включающие предприятия целлюлозно-бумажного производства, оборонно-промышленного комплекса, тепловой энергетики и транспорта. Приоритетный перечень загрязнителей включает диоксиды азота, серы и углерода, тяжелые металлы, лигносульфаты, фенолы, формальдегиды, метилмеркаптан, метанол, полициклические ароматические углеводороды. Экологическое состояние Архангельского импактного района рассматривается как критическое. Потенциальное радиоэкологическое воздействие может быть связано с предприятиями атомного судостроения и судоремонта, а также с хранилищем радиоактивных отходов, расположенными в районе г. Северодвинска (Саркисов и др., 2012, 2015). Кроме этого, в Архангельской области комплексное экологическое воздействие на окружающую среду оказывают предприятия горнотехнической деятельности, которые включают в себя добычу алмазов, бокситов, гипса, гранито-гнейсов, базальтов (Шевелева, Шварцман, 2012; Канюкова, 2019).

В Архангельской области в ее островной части расположен Новоземельский импактный район, связанный с военными объектами Центрально испытательного полигона и затоплением в бухтах и заливах Новой Земли ядерных установок и других радиоактивных отходов (Евсеев и др., 2021). Приоритетными загрязнителями являются радионуклиды и тяжелые металлы. Экологическая обстановка в Новоземельском импактном районе рассматривается как потенциально кризисная (Прибрежные..., 2008). Кроме этого, на Новой Земле и островах архипелага Земля Франца Иосифа сосредоточено большое количество объектов накопленного экологического ущерба, связанных с заброшенными военными объектами, научными станциями, геологическими партиями, постами гидрометеослужбы. За долгие годы их существования на островах оказалось накоплено множество отходов производства и жизнедеятельности – бочки из-под ГСМ, нефтепродукты, металлолом, бытовой мусор, техника и оборудование (Доклад министра..., 2012). В настоящее время существует программа по инвентаризации и очистке объектов накопленного экологического ущерба, в рамках которой осуществляется сбор и вывоз различных отходов с арктических островов (Соколов, 2013).

На территории Ненецкого автономного округа и северной части Республики Коми расположен Тимано-Печорский импактный район, приуроченный к бассейну р. Печоры, где ведется активная добыча и транспортировка углеводородов: Ненецкий АО – в основном Харьягинское, Торавейское и Кумжинское месторождения, Коми – Верхневозейское, Возейское и Усинское месторождения (Прибрежные..., 2008). Эти территории считаются одними из самых загрязненных нефтепродуктами в Российской Федерации (Соколов, 2013). Основными загрязнителями являются характерные для добычи углеводородов нефтепродукты, диоксиды азота, серы и углерода,

полициклические ароматические углеводороды, тяжелые металлы. Острота экологической ситуации оценивается как критическая. Кроме этого, попутные воды Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна содержат значительные количества естественных радиоактивных элементов, в основном радия и продуктов его распада (Кичигин, Таскаев, 2004), что приводит к радиационному загрязнению, как технологического оборудования, так и окружающей среды (Пучков и др., 2022). Однако в настоящее время оценке радиогенных нагрузок формируемых предприятиями нефтегазодобывающей отрасли на территории Печорского бассейна уделяется недостаточно внимания, но, учитывая масштабы добычи и объемы попутно извлекаемых вод, можно предположить, что радиогенное воздействие может быть значительным (Пучков, 2023).

Следующий импактный район – Воркутинский, расположенный на северо-востоке Республики Коми, связан с горнодобывающей деятельностью и тепловой энергетикой, которые вызывают изменения окружающей среды на больших площадях. Район включает в себя территории разработки (разрезы, шахты, отвалы, обогатительные фабрики по производству угольного концентрата и т.д.) Воркутинского угольного месторождения, прилегающих к г. Воркута (АО «Воркутауголь»). Здесь производится до 11 % коксующегося угля России (Маркова, 2015). Основная экологическая нагрузка в этом районе связана с полициклическими ароматическими углеводородами, тяжелыми металлами, сажей, пылью и оценивается как критическая. Таким образом, можно сделать вывод, что интенсивная хозяйственная деятельность в этом Западно-арктическом регионе вкупе с низкой буферной способностью арктических экосистем привели к формированию напряженной экологической обстановки. При этом ведущую роль среди загрязнителей в регионе играют радиоактивные элементы, эмиссии которых в экосистемы в значительной степени способствует характер хозяйственной деятельности, связанный с добычей минерального сырья (горнотехническая деятельность), а также исторические техногенные радиационные события, связанные с испытаниями атомного оружия, радиационными инцидентами и т.д.

ГЛАВА III

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основной территорией исследований в рамках настоящей диссертационной работы выступает Западный сектор Российской Арктики, являющийся частью Российской Арктики, который включает в себя акваторию Баренцева моря и прилегающие к ней прибрежные и островные территории. Административно территория исследований входит в состав Северо-Западного федерального округа и включена в состав Арктической зоны Российской Федерации – это Архангельская и Мурманская области, Ненецкий автономный округ и Республика Коми. Вспомогательными районами исследований в рамках решаемых задач являлись территории других субъектов Северо-Западного федерального округа Российской Федерации, не входящие в состав Арктической зоны – Ленинградская область и Республика Карелия. Обоснование выбора этих территорий в качестве вспомогательных районов приведено в главе V. Карта фактического материала, на которой отображены точки отбора проб и районы проведения полевых исследований в пределах основных и вспомогательных районов, показана на рис. 3.1. Исследования в пределах обозначенных территорий проводились в период с 2014 по 2024 гг. в рамках многочисленных экспедиционных исследований лаборатории экологической радиологии. Исследования в акватории Баренцева моря и в пределах островных арктических территорий проводились в рамках морских экспедиций по проектам «Трансарктика» и «Арктический плавучий университет». Полевые исследования в пределах материковой части выполнялись в рамках тем государственного задания лаборатории, научных грантов Российского научного фонда, Российского фонда фундаментальных исследований, Президента Российской Федерации для молодых ученых и других проектов, список которых приведен в приложении к настоящей диссертации.

Для достижения цели диссертационной работы в ходе экспедиционных исследований выполнялся отбор проб морских и континентальных донных осадков, почв, растительности, поверхностных и подземных вод, торфа, а также горных пород. Также в ходе экспедиционных работ выполнялись измерения мощности дозы гамма-излучения, плотности потока радона, потока альфа-частиц, объемной активности радона и георадарная съемка.

Отбор морских донных осадков проводился в акватории Баренцева моря. Всего было отобрано 244 пробы морских донных осадков (отмечены красными кружками на рис. 3.1).

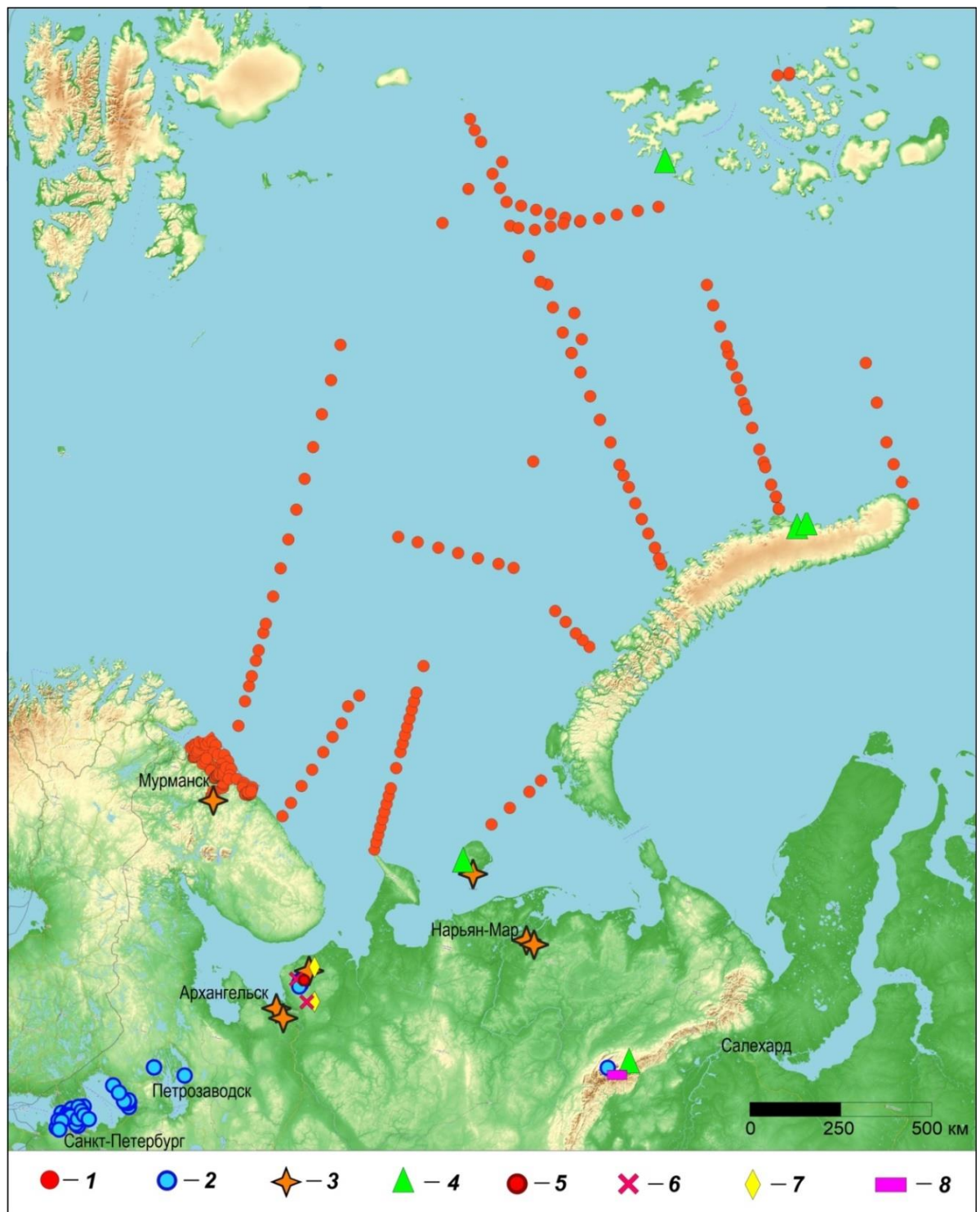


Рисунок 3.1 – Карта фактического материала – точки отбора проб и районы проведения полевых исследований: 1 – точки отбора проб морских донных осадков; 2 – точки отбора проб поверхностных и подземных вод; 3 – точки отбора проб торфа; 4 – точки отбора проб почвенно-растительного покрова и места проведения полевых радиометрических исследований (измерение мощности дозы гамма-излучения, плотности потока радона, потока альфа-частиц); 5 – точки отбора проб речных донных отложений; 6 – точки отбора проб горных пород; 7 – точки полевых измерений объемной активности радона; 8 – точки полевых георадарных исследований

Отбор почв выполнялся в пределах островных арктических территорий на острове Мейбел архипелага Земля Франца Иосифа, в районе залива Русская Гавань архипелага Новая Земля и на острове Колгуев (отмечены зелеными треугольниками на рис. 3.1).

В общей сложности на островных арктических территориях заложено 11 почвенных разрезов, из генетических горизонтов которых отобрано 33 пробы. Кроме этого, в местах заложения почвенных разрезов отобрано 10 наиболее представительных видов арктической растительности. Растительность также была отобрана в Интинском районе Республики Коми в количестве 15 проб (отмечена зеленым треугольником на рис. 3.1). Кроме этого, в пределах островных арктических территорий и в Интинском районе Республики Коми выполнено измерение радиационного фона по гамма-излучению (150 точек), определение потока альфа-частиц с поверхности (43 точки) и плотности потока (41 точка).

В пределах семи участков, расположенных в различных природно-климатических зонах Западного сектора Российской Арктики, отобрано 7 торфяных разрезов (отмечены четырехконечными звездами оранжевого цвета на рис. 3.1).

Административно территории отбора торфа расположены: 1 участок на территории Мурманской области (юго-восточнее города Мурманска), 3 участка в Архангельской области (два в Приморском и один в Мезенском муниципальных районах), 3 участка в Ненецком автономном округе (два восточнее и северо-восточнее города Нарьян-Мара и один на острове Колгуев). Общее количество проб торфа, отобранных из разрезов послойно, составило 127. Кроме этого, в Приморском районе Архангельской области отобраны 2 торфяных монолита с глубины 0-50 см, а также 5 крупнообъемных проб торфа из слоев 0-10, 10-20, 20-30, 30-40 и 40-50 см, а также 5 проб поровой болотной воды, отжатой из этих слоев.

Отбор проб горных пород выполнялся в районах развития кимберлитового магматизма в Архангельской области на территории Золотицкого кимберлитового поля (обозначены крестиками красного цвета на рис. 3.1). Всего было отобрано 225 проб горных пород. В районах развития кимберлитового магматизма в Архангельской области были проведены полевые исследования объемной активности радона в почвенном воздухе в пределах Чидвинско-Ижмозерского и Мегорского полей (отмечены желтыми ромбами на рис. 3.1). Всего в пределах этих полей объемная активность радона была измерена в 227 точках.

Опробование речных донных отложений выполнялось на территории месторождения алмазов им. Ломоносова в Архангельской области. В общей сложности было отобрано 48 проб речных отложений.

Отбор проб поверхностных и подземных вод проводился на территории Ленинградской области, южной части Карелии, в Архангельской области в районе месторождения алмазов им. Ломоносова и в Интинском районе Республики Коми (отмечены синими кружками на рис. 3.1). Всего было отобрано 77 проб поверхностных и подземных вод. Во всех отобранных пробах подземных вод было выполнено измерение объемной активности радона.

Полевые георадиолокационные исследования выполнены в Интинском районе Республики Коми (участок отмечен ярко-фиолетовым прямоугольником на рис. 3.1). Всего было пройдено 3 профиля георадиолокационной съемки длиной 152, 105 и 100 м соответственно. Ниже кратко изложены методики пробоотбора и пробоподготовки.

3.1 Методики отбора проб и пробоподготовки

Отбор проб морских донных отложений проводился в акватории Баренцева моря на станциях океанографических разрезов. Отбор осуществлялся с научно-исследовательских судов «Михаил Сомов», «Профессов Молчанов» и «Дальние Зеленцы». Пробы донных осадков отбирались с использованием судового глубинного пробоотборника донных отложений – дночерпателя Ван-Вина (объем 0.1 м^3), опускаемого с кормы научно-исследовательского судна при помощи судовой лебедки. Образец донных отложений отбирался из верхнего 3-х сантиметрового слоя (поверхностный слой), отражающего современный уровень радиационного загрязнения морской среды. Отбор пробы проводился из окошка, расположенного в верхней части дночерпателя при помощи пластиковой трубки, что позволяло не нарушать стратифицированный слой осадка и отбирать непосредственно верхний слой. После отбора пробу упаковывали в полиэтиленовый пакет и присваивали шифр. Точка отбора фиксировалась с помощью GPS-навигатора Garmin 62s. Сушка проб донных осадков проводилась в лаборатории при комнатной температуре с последующим доведением до воздушно-сухого состояния при 105°C в сушильном шкафу Memmert UF55 (Германия). Высушенная и измельченная с помощью резинового пестика проба делилась методом квартования на навески для различных видов анализа: гранулометрический состав, физико-химические и радиационные параметры. Гранулометрический состав донных осадков определялся с использованием вибрационной просеивающей машины Retsch AS200 (Германия) с набором сит, имеющих размер ячеек от 45 мкм до 2 мм.

Отбор проб почв проводился по генетическим горизонтам из почвенных разрезов в пределах островных арктических территорий. Заложение почвенных разрезов

проводилось по трансектам, пересекающим характерные участки в районе исследований (как правило, от побережья вглубь острова). В местах заложения почвенных разрезов проводилось измерение мощности дозы гамма-излучения, плотности потока радона и потока альфа-частиц, которые в методическом плане подробно рассмотрены в разделе 3.2. Описание отобранных почв (определение типы почв и генетических горизонтов) выполнены в соответствии с принципами классификации и диагностики почв России (Шишов и др., 2004). Отбор почвенных проб из генетических горизонтов выполняли с использованием лопатки из нержавеющей стали. Отобранную пробу упаковывали в полиэтиленовый пакет, присваивали шифр, указывали номер почвенного разреза, название горизонта и глубину отбора. Местоположение точки отбора фиксировали с помощью портативного GPS-навигатора Garmin 62s. В лабораторных условиях пробы почв высушивались сперва при комнатной температуре, затем до воздушно-сухого состояния при 105 °C в сушильном шкафу Memmert UF55 (Германия). После высушивания почвенные пробы разминали с помощью пестика для разрушения крупных комков. Крупные включения, такие как корни растений и камни, выбирали и отбрасывали. Разделение пробы на навески для различных видов анализа выполняли методом квартования.

Пробы отдельных видов растительности отбирались в пределах участков заложения почвенных разрезов. На участке заложения почвенного разреза намечалась площадка размером 10x10 м в пределах которой методом «конверта» отбирались пробы растительности. Местоположение центральной части площадки фиксировалось с помощью GPS-навигатора. Отбор растительности проводили с использованием одноразовых нитриловых перчаток в самодельные пакеты из крафт-бумаги. Отобранные в пределах площадки отдельные образцы растительности одного вида объединялись и обрабатывались как единая проба. Видовую принадлежность определяли согласно определителю растений полярных пустынь северного полушария (Матвеева и др., 2015), а также онлайн ресурсам <https://svalbardflora.no/index.php> и <https://www.gbif.org/ru/>. После доставки в лабораторию пробы растительности высушивали при комнатной температуре с последующим доведением проб до воздушно-сухого состояния при 105 °C в сушильном шкафу Memmert UF55 (Германия). После высушивания пробы растительности измельчали с помощью лабораторной мельницы M20 ИКА (Германия), озоляли в муфельной печи при температуре 450 °C и отправляли на исследование радиационных параметров.

Пробы речных донных осадков отбирали с помощью ручного пробоотборника донных отложений Ван-Вина объемом 2 л. Отбор проб речных отложений проводился в районе месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова. Пробоотборник опускался с

резиновой весельной лодки с помощью веревки. Основная река района – Золотица – характеризуется небольшой шириной русла (до 8-10 м) и сильной извилистостью. Это приводит к тому, что разные участки поперечного сечения русла различаются между собой по глубине, скорости течения и способности к накоплению взвешенного вещества. В связи с этим, опробование донных осадков в пределах одного участка проводилось в трех точках по линии, пересекающей русло реки – две точки на расстоянии 1-2 м от каждого из берегов и одна точка в центральной части русла (ее местоположение фиксировалось с помощью GPS-навигатора). Отбор проб проводили в полиэтиленовый пакет с присвоением соответствующего шифра. Три отобранных образца в последующем объединялись и обрабатывались как единая представительная проба. Дальнейшая пробоподготовка проб речных донных осадков была аналогична методике пробоподготовки морских донных осадков: высушивание, измельчение, разделение на навески и гранулометрический анализ.

Отбор проб торфа проводился в пределах обозначенных выше семи ключевых участков при помощи пластиковой трубы большого диаметра. На каждом ключевом участке отбиралось по три торфяных керна (торфяные колонки). Такой подход применялся для нивелирования возможной площадной неоднородности распределения радионуклидов в пределах исследуемого болотного массива и для получения представительной по массе пробы, обеспечивающей потребности в навесках всех заявленных аналитических методик. Местоположение центральной части участка фиксировалось с помощью GPS-навигатора. Полученные торфяные колонки разделяли с помощью лабораторного ножа на слои по 2 см за исключением самого верхнего наименее уплотненного слоя 0-3 см (для некоторых участков 0-6 см). Послойно отобранные образцы из каждого керна, соответствующие друг другу по глубине, объединяли для получения усредненной пробы. Объединенная проба упаковывалась в полиэтиленовый пакет с присвоением шифра и указанием интервала опробования. Глубина отбора торфяных колонок для разных ключевых участков составляла от 26 до 50 см. Также были отобраны крупнообъемные пробы торфа (методом шурфа) и поровой болотной воды. Крупнообъемные пробы торфа отбирались из слоев 0-10, 10-20, 20-30, 30-40 и 40-50 см. Из этих же слоев отжималась поровая вода. Кроме этого, на глубину 0-50 см отбирались торфяные монолиты. Эти крупнообъемные пробы использовались в последующем в модельных экспериментах. После доставки в лабораторию пробы торфа высушивали сначала при комнатной температуре, затем при температуре 105 °С до воздушно-сухого состояния в сушильном шкафу Memmert UF55 (Германия). После высушивания пробы торфа измельчали с помощью лабораторной мельницы IKA 20A (Германия) до фракции

0.1 мм. Гомогенизированные пробы торфа разделялись на навески для различных видов аналитических исследований: определения физико-химических и радиационных параметров.

Отбор проб горных пород проводился из кернов поисковых и разведочных скважин, оставленных на местах производства буровых работ (в штабелях) на территории Золотицкого кимберлитового поля. Кроме этого, пробы горных пород также отбирались в карьерах разрабатываемых трубок Архангельская и Карпинского-1 месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова. Отобранные пробы каменного материала представляли собой основные разности горных пород кимберлитового поля: перекрывающие кимберлиты четвертичные и каменноугольные отложения, вмещающие вендские отложения, кимберлиты кратерной и жерловой фаций. Отобранные пробы упаковывали сначала в плотную крафт-бумагу, затем в полиэтиленовый пакет во избежание повреждения пакета острыми краями плотной породы. На этикетке указывали шифр пробы, описание породы, глубину и местоположение точки отбора. Масса отобранных проб составляла до 0.5 кг. После высушивания до воздушно-сухого состояния при температуре 105 °С, пробу измельчали с помощью дробилки (до фракции 1 мм) и гомогенизировали с последующим разделением на навески для различных аналитических исследований. Для исследования активности ^{226}Ra выполняли герметизацию проб для достижения равновесия с дочерними продуктами распада. Для анализа химического состава пород и исследования изотопного состава урана пробы дополнительно измельчали до фракции <75 мкм, поскольку эти методы, предполагающие кислотное вскрытие проб, являются требовательными к тонкости помола.

Отбор проб подземных вод осуществлялся, в основном, из скважин питьевого водоснабжения, а в некоторых случаях из родников и колодцев, используемых для частного децентрализованного водоснабжения. Пробы поверхностных вод отбирались из озер и различных водотоков (рек и ручьев). Непосредственно во время отбора в пробах природных вод измерялись неустойчивые физико-химические параметры, такие как pH, Eh, электропроводность (минерализация), температура и содержание растворенного кислорода. Измерение pH и Eh проводили с помощью портативного комбинированного pH/ОВП-метра HANNA HI9126 (Германия). Измерение содержания растворенного кислорода выполняли с помощью оксиметра HANNA HI9142 (Германия), а электропроводности и температуры воды – с помощью кондуктометра МАРК-603/1 (Россия). Отбор проб воды для определения содержания основных ионов выполняли в 50 мл конические пробирки из полипропилена. При этом пробы для определения катионов предварительно пропускали через шприц с мембранным фильтром с размером пор 0.45

мкм и консервировали концентрированной HNO_3 до $\text{pH} < 2$. Пробы воды для определения анионов не консервировали. При отборе водных проб использовались одноразовые перчатки, шприцы и фильтры. Отбор проб воды на стабильные изотопы осуществлялся в полипропиленовые пробирки объемом 10 мл. Консервация проб в этом случае не проводилась. Пробы воды на изотопный состав урана отбирались в пластиковые бутылки объемом 1 л. Пробу на изотопный состав урана консервировали соляной кислотой с добавлением 1 мл изотопного трассера ^{232}U . Все отобранные пробы воды хранились в холодильнике при температуре $+4\text{ }^\circ\text{C}$. В пробах подземных вод непосредственно во время отбора проводили измерение объемной активности радона.

В разделе ниже представлено описание аналитических методов исследований, которые применялись для решения задач диссертационного исследования, включающие в себя методы регистрации параметров ионизирующих излучений, методы определения физико-химических параметров и методы изучения химического состава исследуемых объектов. В конце главы кратко рассмотрены вспомогательные методы исследований, включающие в себя метод измерения состава стабильных изотопов в воде ^2H - ^{18}O и метод георадарной съемки.

3.2. Методы регистрации параметров ионизирующих излучений

Ионизирующее излучение (ИИ) – это излучение, которое создается при радиоактивном распаде, ядерных превращениях, торможении заряженных частиц в веществе и образует при взаимодействии со средой ионы разных знаков (З-ФЗ от 09.01.1996). ИИ, обусловленное естественными и техногенными источниками, повсеместно присутствует в окружающей среде и постоянно оказывает воздействие на биоту и человека (Сапожников, 2006). Естественными источниками ИИ являются космическое излучение, представляющее собой поток высокоэнергетических частиц, радионуклиды, источником которых является взаимодействие атмосферы с космическим излучением, а также радионуклиды, входящие в состав земной коры. С развитием атомной отрасли окружающая среда стала подвергаться воздействию техногенных источников ИИ – медицинское облучение, испытания ядерного оружия, обращение с радиоактивными отходами и веществами, транспортные ядерно-энергетические установки, атомная энергетика, ядерные и радиационные инциденты и т.д. (Рихванов, 2009).

По своей физической природе ИИ подразделяется на два основных вида – корпускулярное и электромагнитное (Гулаков, 2021). В свою очередь корпускулярное ИИ представляет из себя поток альфа-частиц, электронов и позитронов, нейтронное и мезонное

излучения. Корпускулярное излучение состоит из потока заряженных частиц – альфа-, бета-частицы, протоны и электроны. Поток заряженных частиц относится к непосредственно ионизирующему типу излучения (Клайнкнехт, 1990). Электромагнитное излучение является косвенно ионизирующим (Акимов, 2014). Основными видами электромагнитного ИИ являются рентгеновское излучение, подразделяющееся на характеристическое и тормозное, и гамма-излучение. Рентгеновское и гамма-излучение обладают очень высокой энергией, охватывающей диапазон от 10 кэВ и более. Рентгеновское излучение образуется при перестройке внутренней электронной структуры атома, тогда как гамма-излучение испускается при изменении в состоянии самого ядра атома. При этом энергия испускаемого излучения является характеристикой излучающих элементов и ядер.

Методы регистрации параметров ИИ достаточно разнообразны и зависят от вида излучения и его природы (Недобух и др., 2015). Детектирование любой частицы или кванта начинается с попадания ее в чувствительный (рабочий) объем детектора (Гулаков, 2021). В настоящей работе приведенные выводы и положения по радиологическим параметрам основываются на результатах регистрации альфа-, бета- и гамма-излучений. Альфа-излучение – представляет собой поток альфа-частиц (ядер атомов гелия), имеющих значительную ионизирующую способность. Способность их проникать в вещество практически отсутствует. Бета-излучение – электронное или позитронное корпускулярное ионизирующее излучение с непрерывным энергетическим спектром. Из-за более низкой, чем у альфа-частиц ионизирующей способности могут преодолеть большее расстояние в веществе (до 2-3 см в биологической ткани). Гамма-излучение – электромагнитное излучение с высокой энергией фотонов, возникающее при распаде ядер атомов. Имеет слабоионизирующую способность, но крайне высокую проникающую способность.

Заряженные альфа- и бета-частицы оказывают сильное ионизирующее действие на вещество и материалы, в которых распространяется излучение (Бетенеков, Недобух, 2009). При движении в веществе они теряют свою энергию в основном вследствие неупругих кулоновских столкновений с атомами среды. Такие процессы приводят к ионизации и возбуждению электронных оболочек атомов. Электроны и позитроны, двигаясь в веществе, теряют свою энергию не только вследствие ионизации, но и радиационных потерь (тормозного излучения). Процессы ионизации, возбуждения атомов среды и торможения частиц лежат в основе регистрации альфа- и бета-излучений.

Механизм взаимодействия гамма-квантов с веществом имеет иной характер, чем механизм взаимодействия заряженных частиц (Гулаков, 2021). В основе большинства методов регистрации гамма-излучения лежат уникальные характеристики ядра – его

интенсивность и энергетический спектр. Путем подсчета гамма-квантов с определенной энергией возможно определить число ядер, которые испускают данное излучение. Представляющее интерес в рамках настоящей научной работы гамма-излучение находится в энергетическом диапазоне от 40 до 3000 кэВ и взаимодействует с детекторами и поглотителями посредством трех основных процессов: фотоэлектрическое поглощение, комптоновское рассеяние и образование пар. В процессе фотоэлектрического поглощения гамма-квант теряет всю свою энергию в одном взаимодействии. Вероятность этого взаимодействия определяется энергией гамма-кванта и атомным номером Z . Данный процесс является наиболее важным при регистрации гамма-излучения, поскольку гамма-квант теряет всю свою энергию, и результирующий импульс попадает в пик полного поглощения, по которому как раз и определяется энергия и интенсивность излучения, а, соответственно, и радионуклид и его количественная характеристика – активность. Комптоновское рассеяние приводит к потере только части энергии гамма-квантом при одном взаимодействии, и вероятность этого процесса уже не так сильно зависит от энергии гамма-кванта и атомного номера Z . Гамма-спектр комптоновского рассеяния достаточно сложно соотносится с энергией попадающего в рабочий объем детектора гамма-кванта и больше является «мешающим» фактором при расшифровке и определении требуемых параметров гамма-излучения. Другим процессом, при котором гамма-квант может потерять всю свою энергию, является взаимодействие с образованием пар электрон-позитрон. Однако для настоящей работы этот процесс не являлся существенным и использовался только при корректировке расшифровки гамма-спектров амплитудного распределения энергий излучения.

Основными методами регистрации ИИ в настоящей работе являются альфа-, бета- и гамма-спектрометрический, альфа-, бета-радиометрический, эманационный (радиометрический). Общая характеристика радионуклидов, которые определялись указанными методами, приведена в таблице 3.1.

Спектрометр является устройством для регистрации и измерения энергетического спектра ИИ, классифицирующиеся по виду ИИ, принципу их действия и по конструктивным особенностям (Клайнкнехт, 1990). В работе использовались два метода измерений энергетических спектров ИИ – сцинтилляционный и полупроводниковый (твердотельный). Сцинтилляционный метод основан на измерении и анализе световых вспышек (сцинтилляций), возникающих в определенных веществах (сцинтилляторах) под воздействием ионизирующего излучения. Фотоны сцинтилляций после образования проходят через фотокатод, высвобождая электроны, которые далее ускоряются сильным электрическим полем фотоэлектронного умножителя. Усиленный зарядовый импульс

прибывает на выходной электрод (анод); таким образом образуется выходной сигнал, пропорциональный энергии, потерянной гамма-квантом в сцинтиллирующей среде. В твердотельных (полупроводниковых) детекторах схема регистрации излучения несколько сложнее (Акимов, 2014).

Таблица 3.1 – Основные характеристики рассматриваемых в работе радионуклидов

Радионуклид	Вид и энергия излучения (для β -излучения указана максимальная энергия), МэВ	Выход (интенсивность), отн.ед.	Период полураспада
^{90}Sr	$\beta - 0.546$	1.000	28.91 лет
^{137}Cs	$\beta - 0.514$ $\gamma - 0.662$ (для $^{137\text{m}}\text{Ba}$ -)	1.080 (с учетом конверсионных электронов) 0.852	30.08 лет
^{210}Pb	$\beta - 0.017$ $\gamma - 0.046$	1.000 0.0425	22.2 лет
^{222}Rn	$\alpha - 5.489$	0.999	3.82 дней
^{226}Ra	$\alpha - 4.784$ $\gamma - 0.186$	0.941 0.036	1600 лет
^{232}Th	$\alpha - 3.947$ $\alpha - 4.012$	0.217 0.782	1.4E+10 лет
^{40}K	$\beta - 1.311$ $\gamma - 1.461$	0.893 0.107	1.25E+09 лет
^{234}U	$\alpha - 4.722$ $\alpha - 4.775$	0.284 0.714	245700 лет
^{238}U	$\alpha - 4.151$ $\alpha - 4.198$	0.210 0.790	4.5E+09 лет
^{238}Pu	$\alpha - 5.499$ $\alpha - 5.456$	0.709 0.290	87.7 лет
$^{239+240}\text{Pu}$	$\alpha - 5.157$ $\alpha - 5.144$ $\alpha - 5.168$ $\alpha - 5.124$	0.7077 0.1711 0.728 0.271	24110 лет (для ^{239}Pu) 6564 лет (для ^{240}Pu)
^{241}Am	$\alpha - 5.443$ $\alpha - 5.486$ $\gamma - 0.060$	0.130 0.848 0.359	432.6 лет

Заряд, образованный при взаимодействии фотонов, собирается непосредственно в детекторе. Чувствительный объем представляет собой электронно-кондиционированную область в полупроводниковом материале, который характеризуется электрон-дырочной

проводимостью. Германий обладает наиболее идеальными электронными характеристиками в этом отношении и является наиболее широко используемым полупроводниковым материалом. По выходному сигналу спектрометр может определить интенсивность и энергетический спектр ИИ, по которому уже можно определить содержащийся в измеряемом объекте радионуклид. Задача же радиометрических приборов – это фиксация интенсивности радиационного воздействия или активности радионуклидов в сумме в источниках ИИ в текущий момент времени (Недобух и др., 2015). Они также могут классифицироваться по виду ИИ, по типу детектора и т.д. Радиохимические процедуры выделения радионуклидов и измерения выполнялись в лабораториях экологической радиологии ФИЦКИА УрО РАН (аттестат аккредитации № RA.RU.21HA54) и радиометрической лаборатории АО «Центр судоремонта «Звездочка» (аттестат аккредитации № RA.RU.21AD95).

3.2.1 Гамма-спектрометрический метод определения активностей гамма-излучающих радионуклидов

Определение радионуклидов ^{137}Cs , ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K и ^{241}Am проводилось с применением низкофоновых полупроводниковых гамма-спектрометров ORTEC (США) на основе коаксиальных детекторов GEM10, GMX25, GEM40 из особо чистого германия (HPGe) с цифровым анализатором и программным обеспечением (MAESTRO-32 и GAMMA-VISION-32, SpectralineGP) (Методика измерений..., 2022). Относительная эффективность детекторов составляет – 15%, 25% и 40% соответственно. Калибровка детекторов по энергии проводилась с применением объемных мер активности специального назначения (ОМАСН) разной плотности (кварцевый песок, ионно-обменная смола типа КУ-2-8, древесные опилки) с набором радионуклидов ^{241}Am , ^{109}Cd , ^{88}Y , ^{137}Cs , ^{152}Eu . Отдельные экспрессные измерения активности радионуклидов ^{137}Cs , ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K были проведены с применением гамма-спектрометра сцинтилляционного «Прогресс-гамма». Калибровка по энергии сцинтилляционного спектрометра проводилась с применением контрольного источника «Cs-K» в геометрии «Маринелли». В качестве геометрий измерения были выбраны: сосуд Маринелли объемом 1 литр, пластиковые стаканы объемами от 50 до 250 мл, подложки объемом 5 мл.

Измерение активности ^{226}Ra проводилось после герметизации счетных образцов и их выдержки в таком состоянии в течение 3-4 недель для достижения состояния равновесия членов радиоактивного ряда ^{238}U . Радионуклид ^{226}Ra определялся по дочерним продуктам его распада (ДПР) ^{214}Pb (351.93 кэВ с квантовым выходом – 35.60%), ^{214}Bi (609.32 кэВ с

квантовым выходом – 45.49%, 1120.29 кэВ с квантовым выходом 14.92%, 1764.49 кэВ с квантовым выходом – 15.3%). Значения удельной активности ^{226}Ra , определенной по его ДПР, и удельной активности ^{226}Ra , экспериментально определенной по его собственному гамма-излучению (186.21 кэВ), совпали в пределах не менее 90 %. Оба метода регистрации радионуклида ^{226}Ra (по собственному гамма-излучению и по гамма-излучению продуктов его распада) имеют свои достоинства и недостатки (Mauring, Gafvert, 2013). При экспериментальном определении удельной активности радионуклида ^{226}Ra по его гамма-излучению учитывалось наличие радионуклида ^{235}U с его энергией гамма-излучения 185.72 кэВ, удельную активность которого можно определить по линиям 63.29 кэВ и 92.80 кэВ (^{234}Th). Данный экспериментальный метод определения ^{226}Ra применим только для природных сред, практически всегда характеризующихся постоянным соотношением радионуклидов $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ и наличием радиоактивного равновесия между радионуклидами ^{238}U и ^{234}Th (Цапалов и др., 2013).

Радионуклид ^{232}Th и его активность определялись по его ДПР ^{212}Pb (238.63 кэВ с квантовым выходом 43.6%), ^{228}Ac (911.20 кэВ с квантовым выходом 25.8%), ^{208}Tl (583.19 кэВ с квантовым выходом 85.0 %, 2614.51 кэВ с квантовым выходом 99.75%). Радионуклид ^{137}Cs и его активность определялись по линии гамма-излучения 661.66 с квантовым выходом 89.90%, принадлежащей его дочернему радионуклиду – $^{137\text{m}}\text{Ba}$. Радионуклид ^{40}K и его активность определялись по линии 1460.82 кэВ с квантовым выходом 10.66%. Радионуклид ^{241}Am и его активность определялись по линии гамма-излучения 59.54 кэВ с квантовым выходом 35.90%.

Минимально-измеряемые активности при экспозиции $t = 18000$ с для геометрии «Маринелли» в низкофоновом исполнении для детектора GEM10 составили для ^{226}Ra – 0.3 Бк, ^{40}K – 15.0 Бк, ^{137}Cs – 0.1 Бк и ^{232}Th – 0.2 Бк.

Обработка результатов измерений проводилась по следующему алгоритму. Расчёт величины активности $A(E_i)$, Бк, для радионуклида с энергией испускаемого гамма-кванта равной E_i , кэВ, выполнялось программным обеспечением согласно выражению:

$$A(E_i) = \frac{S(E_i)}{\varepsilon(E_i) \cdot \gamma(E_i) \cdot T \cdot K_c}, \quad (3.2.1)$$

где $S(E_i)$ – число импульсов в ППП энергией E_i за вычетом фона, отн.ед.;

$\varepsilon(E_i)$ – эффективность регистрации спектрометра для энергии E_i в выбранной геометрии измерений, с⁻¹/фотон;

$\gamma(E_i)$ – вероятность испускания радионуклидом гамма-кванта с энергией E_i , фотон/Бк;

T – живое время измерения спектра, с;

K_c – поправка на распад радионуклида за время измерения T , определяемая по формуле

ниже.

$$K_c = \frac{1 - e^{-\ln(2) \cdot \frac{T}{T_{1/2}}}}{\ln(2) \cdot \frac{T}{T_{1/2}}}, \quad (3.2.2)$$

где $T_{1/2}$ – период полураспада радионуклида, с.

Для радионуклидов, распад которых сопровождается испусканием нескольких гамма-квантов различных энергий, активность A , Бк, вычислялась с учётом весов $W(E_i)$, отн.ед., всех имеющихся в рабочей библиотеке энергий радионуклида согласно выражению:

$$A = \frac{\sum_i (W(E_i) \cdot A(E_i))}{\sum_i W(E_i)}, \quad (3.2.3)$$

где $W(E_i) = \frac{1}{u_c^2}$, u_c – относительная суммарная стандартная неопределенность результата измерений активности по ППП с энергией E_i , отн.ед.

Относительная суммарная стандартная неопределенность результата измерений активности радионуклида в счетном образце u_c , %, в соответствии с бюджетом неопределенности, рассчитывалась по формуле:

$$u_c = \sqrt{u_s^2 + u_\varepsilon^2 + u_y^2}, \quad (3.2.4)$$

где u_s – относительная неопределенность числа импульсов в пике полного поглощения за вычетом фона; u_ε – относительная неопределенность эффективности регистрации гамма-квантов; u_y – относительная неопределенность квантового выхода.

В предположении, что корреляция между составляющими неопределённости отсутствует, рассчитывалась относительная расширенная неопределённость результата измерений активности для коэффициента охвата $k = 2$, U_c , %, по формуле:

$$U_c = 2 \cdot u_c, \quad (3.2.5)$$

Абсолютная расширенная неопределенность результата измерений активности для коэффициента охвата $k = 2$, $\tilde{U}_c$, Бк рассчитывалась по формуле:

$$\tilde{U}_c = 0.01 \cdot U_c \cdot A. \quad (3.2.6)$$

Результат измерений активности в настоящей работе представлен в виде:

$$(A \pm \tilde{U}_c) \text{ Бк, } (k = 2, p = 0.95) \quad (3.2.7)$$

где $\tilde{U}_c = 0.01 \cdot A \cdot u_c$ – значение абсолютной расширенной неопределенности ($k = 2$) результата измерений активности радионуклида.

3.2.2 Альфа-бета-радиометрический метод определения ^{210}Pb с радиохимической подготовкой

Применение гамма-спектрометрического метода при определении ^{210}Pb в пробах с незначительным содержанием радионуклида было затруднено в связи с крайне низким значением квантового выхода (4.05%). В этом случае до сих пор широко применяется альфа-бета-радиометрический метод с радиохимической подготовкой. Определение активности ^{210}Pb в пробах с применением данного метода проводилось по бета-активности его продукта распада ^{210}Bi (при условии их равновесия) (Бахур, 2009; Методика измерений..., 2013₁). Это существенно упрощало анализ, а также не требовало применения дорогостоящего полупроводникового гамма-спектрометра с детектором расширенного диапазона.

Данная методика радиохимической подготовки образцов (Методика измерений..., 2013₁) предполагает возможность одновременного определения в пробах удельной активности ^{210}Po . Поскольку этот радионуклид обладает высокой летучестью, то озоление образцов (в нашем случае торфа и почв) не проводили. Для этого использовался метод кислотного разложения образцов. Так, образец торфа или почвы массой 5 г помещали в стакан и добавляли 10 см³ концентрированной HNO_3 порциями по 1-2 см³ при перемешивании. Для разложения пробу нагревали на плитке 5-10 минут. Окончание этапа определяли по прекращению вспенивания раствора. После охлаждения пробы к ней приливали медленно 5 см³ H_2O_2 . Затем закрывали часовым стеклом и оставляли до момента, когда реакция перейдет в спокойную стадию. После часовое стекло снимали, обмывали дистиллированной водой и выпаривали до влажных солей, не допуская пересушивания осадка. После охлаждения проводили выщелачивание, влажные соли обрабатывали 25 см³ HCl (1:2), перемешивали, закрывали часовым стеклом и кипятили в течение 1 часа. После отстаивания выщелат отфильтровывали через фильтр «синяя лента» в стакан. После этого часовое стекло, стакан, и остаток на фильтре промывали 25 см³ горячей HCl (1:4). Затем остаток вместе с фильтром снова помещали в стакан для выщелачивания и повторяли обработку смесью 25 см³ HCl (1:2) и 1 см³ H_2O_2 в течение 30 минут. Процесс выщелачивания повторяли еще раз. После охлаждения и отстаивания выщелат снова отфильтровывали через фильтр «синяя лента» в стакан, где находился первый фильтрат. После окончания фильтрования часовое стекло и остаток на фильтре промывали горячей HCl (1:4) 5 раз по 10 см³. Далее в объединенный фильтрат прибавляли 10 см³ HClO_4 и выпаривали в открытом стакане до появления густых белых паров. Следующим шагом стакан закрывали часовым стеклом и продолжали выпаривание до

начала выпадения солей. Далее пробу охлаждали, снимали часовое стекло, обмывали его дистиллированной водой и выпаривали раствор до влажных солей. Растворение солей проводили при кипячении после добавления 5 см³ концентрированной HCl и 25 см³ дистиллированной воды. После растворения солей раствор разбавляли до 100 см³ дистиллированной водой и прибавляли аскорбиновую кислоту до обесцвечивания раствора. Выделение изотопа ²¹⁰Bi (находящегося в радиоактивном равновесии с ²¹⁰Pb) проводили из полученного раствора путём электрохимического осаждения на диски из нержавеющей стали. Для этого диск помещали в тefлоновую кассету и опускали в стакан с раствором. Закрытый стакан кипятили 2 часа. Подготовленный счётный образец измеряли на альфа-бета радиометре «Абелия». После осаждения счётный образец может содержать короткоживущие альфа-излучающие изотопы полония (²¹⁸Po, ²¹⁴Po, ²¹⁶Po и ²¹²Po) и короткоживущие бета-излучающие изотопы висмута. Поэтому измерения счётного образца проводили через 10 часов после его приготовления, когда они распадутся (после достижения равновесия). Также замеры счётного образца проводили не позднее, чем через 36 часов после его приготовления из-за низкой активности образца. Распад ²¹⁰Bi за это время учитывался введением поправочного коэффициента. Подготовленный таким образом счётный образец измерялся на альфа-бета-радиометре РКС-01 «Абелия». Активность ²¹⁰Pb в пробе и обработка результатов измерений проводились по следующему алгоритму.

Удельная активность ²¹⁰Pb в пробе A^{Pb} , Бк/кг, определялась по следующей формуле:

$$A^{Pb} = \frac{A_{обр}^{Bi}}{0.85 \cdot M} \cdot \varphi_{Bi}, \quad (3.2.8)$$

где φ_{Bi} – коэффициент, учитывающий распад ²¹⁰Bi за время от электрохимического осаждения до измерения; 0.85 – постоянный коэффициент (радиохимический выход ²¹⁰Bi); M (кг) – навеска пробы, отобранная для анализа.

Коэффициент φ_{Bi} определялся из выражения:

$$\varphi_{Bi} = \frac{1}{\exp(-\lambda_{Bi} \cdot t)}, \quad (3.2.9)$$

где λ_{Bi} – постоянная распада ²¹⁰Bi (с⁻¹); t – время от электрохимического осаждения до измерения счётного образца (с).

Активность ²¹⁰Bi в счётном образце $A_{обр}^{Bi}$ (Бк) определялась как:

$$A_{обр}^{Bi} = \frac{N_{обр}^{\beta} - N_{\phi}^{\beta}}{\varepsilon_{Bi}}, \quad (3.2.10)$$

где $N_{обр}^{\beta}$ – средняя скорость счёта от счётного образца по бета-каналу радиометра (с⁻¹); N_{ϕ}^{β} – средняя скорость счёта фона по бета-каналу радиометра (с⁻¹); ε_{Bi} – чувствительность радиометра к бета-излучению ²¹⁰Bi (Бк⁻¹·с⁻¹).

Чувствительность радиометра к бета-излучению определяется при проведении градуировки альфа-бета-радиометра с использованием эталонного источника (Методика измерений..., 2013₁).

Результат измерений в работе представлен в виде:

$$A^{Pb} \pm U_A^{Pb}, \quad (3.2.11)$$

где U_A^{Pb} – абсолютная неопределенность измерений ($P = 0.95$), которая рассчитывалась по следующей формуле:

$$U_A^{Pb} = u_A^{Pb} \cdot A^{Pb}, \quad (3.2.12)$$

где u_A^{Pb} – относительная неопределенность результат измерений, которая рассчитывалась по следующей формуле:

$$u_A = \sqrt{u_{st}^2 + \sum_j u_{\delta j}^2}, \quad (3.2.13)$$

где u_{st} – статистическая неопределенность измерения ($P = 0.95$); $u_{\delta j}$ – неопределенность, обусловленная погрешностями средства измерения и методики (флуктуации радиохимического выхода изотопа, отбор навески пробы, чувствительность радиометра по отношению к альфа- и бета-излучению).

Расчет статистической неопределенности измерений ($P = 0.95$) проводился в следующей последовательности. При многократных наблюдениях в неизменных условиях определялись стандартные отклонения результатов измерений счетного образца $S_{обр}$ и фона S_b в бета-канале радиометра по следующим формулам:

$$S_{обр} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n N_{обр,i}^2 - n \cdot N_{обр}^2}{n \cdot (n - 1)}}, \quad (3.2.14)$$

$$S_b = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n N_{b,i}^2 - n \cdot N_b^2}{n_b \cdot (n_b - 1)}} \quad (3.2.15)$$

где n – количество наблюдений счетного образца, n_b – количество наблюдений фона с чистой кюветой (подложкой) радиометра.

Статистические неопределенности измерений ($P = 0.95$) счетного образца и фона в бета-канале радиометра составляли соответственно:

$$U_s = 2 \cdot S_{обр}, \quad (3.2.16)$$

$$U_b = 2 \cdot S_b \quad (3.2.17)$$

Относительная статистическая неопределенность измерения ($P = 0.95$) определялась по формуле:

$$U_{\text{обр}} = \frac{\sqrt{U_{\text{обр}}^2 + U_b^2}}{N_{\text{обр}} - N_b} \quad (3.2.18)$$

3.2.3 Бета-радиометрический метод определения ^{90}Sr с радиохимической подготовкой

Определение радионуклида ^{90}Sr в пробах торфа и донных отложений проводили по его дочернему продукту распада – ^{90}Y . Радиохимическое выделение дочернего ^{90}Y заключалось в следующем (Методика измерений..., 2013₂). Измельченный образец торфа или донного осадка массой 20 г помещали в фарфоровую чашку и обжигали в муфельной печи при 500 °С в течение 2-х часов для полного выгорания органических веществ. Далее озоленную пробу переносили в тefлоновую чашку, смачивали дистиллированной водой и вносили 1 см³ раствора носителя стронция и 5 см³ раствора носителя иттрия. Затем приливали 20 см³ концентрированной HCl и 20 см³ концентрированной HF и осторожно нагревали содержимое чашки на плитке до прекращения бурной реакции. Далее чашку неплотно накрывали крышкой и выпаривали пробу до получения влажных солей. После охлаждения повторяли обработку смесью HCl и HF. Полученные влажные соли смачивали 10 см³ HCl, прибавляли 1 г борной кислоты, обмывали стенки чашки и крышку дистиллированной водой и осторожно выпаривали полученный раствор досуха. При этом контролировали температуру нагрева (не выше 200 °С), чтобы избежать деформации тefлоновой чашки. К сухому остатку добавляли 80 см³ 2М HCl и растворяли соли при кипячении под крышкой. После оттаивания пробу фильтровали через фильтр «синяя лента» диаметром 110 мм с трехкратной обработкой 60 см³ 2М HCl. Оставшийся на фильтре твердый остаток пробы отбрасывали. К полученному после фильтрования солянокислому раствору добавляли аммиак до pH = 4-5 (при этом выпадает осадок гидроксидов), 8 см³ концентрированной соляной кислоты и дистиллированную воду до объема 200 см³. Затем раствор нагревали до кипения и проводили осаждение оксалата иттрия. Далее к раствору добавляли 8 г щавелевой кислоты и перемешивали до выпадения осадка. Момент образования осадка фиксировали, так как с этого момента начинается отделение иттрия от стронция. Пробу нагревали на плитке до коагуляции осадка и оставляли на 1-1.5 часа. Отстоявшийся прозрачный раствор декантировали и отбрасывали. К оставшемуся осадку добавляли 2 г щавелевой кислоты и кипятили в течение 5 мин. После оттаивания раствор фильтровали через фильтр «синяя лента» диаметром 12.5 см. Далее осадок на фильтре растворяли кипящей 7М HNO₃, обрабатывая его 2 раза по 5 см³

кипящей кислоты. К полученному раствору добавляли 50 мг бромноватокислого калия и кипятили 3 минуты под часовым стеклом. Охлажденный раствор пропускали через колонку с анионообменной смолой АВ-17-8 со скоростью 1 см³/мин. Затем смолу промывали 10 см³ 7М HNO₃. Полученный фильтрат собирали в стакан объемом 250 см³. К содержимому стакана приливали несколько капель H₂O₂ и кипятили до обесцвечивания раствора. Затем доводили объем пробы до 80 см³ дистиллированной водой. После этого нейтрализовали раствор аммиаком до pH = 2-3, прибавляли 3.6 см³ концентрированной HNO₃ и доводили объем дистиллированной водой до 100 см³. Далее к нагретому до кипения раствору добавляли 2 г щавелевой кислоты, перемешивали и оставляли до полного осаждения. Затем прозрачную часть раствора декантировали и отбрасывали. Оставшуюся часть пробы отфильтровывали через фильтр «синяя лента» диаметром 12.5 см. Полученный осадок высушивали под лампой и переносили в измерительную кювету радиометра. Для равномерного распределения осадка на кювете прибавляли несколько капель этилового спирта. После повторного высушивания осадка под лампой готовый счетный образец отправляли на измерения.

Для подтверждения того, что выделен химически чистый ⁹⁰Y, счетный образец измерялся ежедневно в течение 1-2 недель и рассчитывался период полураспада радионуклида. В случае если данный период совпадает с периодом полураспада ⁹⁰Y, считается, что радиохимическое выделение прошло успешно. В случае отсутствия совпадения полученного периода полураспада с библиотечным значением для ⁹⁰Y радиохимическое выделение повторялось.

Расчет удельной активности ⁹⁰Sr после измерения радиохимически выделенного ⁹⁰Y проводился по следующей формуле:

$$Asr90 = \frac{Ns - Nb}{Eff \times M \times ChLos \times Kabs}, \quad (3.2.19)$$

где *Asr90* – удельная активность ⁹⁰Sr в пробе, Бк/кг;

Ns – скорость счета пробы на радиометрической установке, имп/с;

Nb – скорость счета фона на радиометрической установке, имп/с;

Eff – параметр эффективности радиометрической установки для энергии бета-излучения ⁹⁰Y (E = 2260 кэВ), %;

M – масса счетного образца, кг;

ChLos – химические потери носителя ⁹⁰Y, %;

Kabs – коэффициент поглощения бета-излучения, %.

После радиохимической подготовки, удельная активность ⁹⁰Sr была определена с применением альфа-бета радиометра РКС-01 «Абелия» (НТЦ Амплитуда, Россия) и 10-канального низкофоновый альфа-бета радиометра LB 770 (Berthold Technologies GmbH &

Co. KG, Germany).

Результат измерений в работе представлен в виде:

$$A \pm U_A,$$

где U_A – абсолютная неопределенность измерений ($P = 0.95$), рассчитанная по формуле:

$$U_A = u_A \cdot A, \quad (3.2.20)$$

где u_A – относительная неопределенность результата измерений, рассчитанная по формуле:

$$u_A = \sqrt{u_s^2 + \sum_j u_{\delta j}^2}, \quad (3.2.21)$$

где u_s – статистическая неопределенность измерений ($P=0.95$), u_{δ} – неопределенности, обусловленные погрешностями средств измерений и метода (погрешность отбора проб, подготовки проб, чувствительности радиометра и т.д.)

Статистическая неопределенность измерений ($P = 0.95$) рассчитывалась по результатам многократных наблюдений счетного образца и фона в следующей последовательности. Стандартное отклонение показаний радиометра при измерениях счетного образца и фона рассчитывалось по формулам:

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n N_{s_i}^2 - n \cdot N_s^2}{n \cdot (n - 1)}}, \quad (3.2.22)$$

$$S_b = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n N_{b_i}^2 - n \cdot N_b^2}{n_b \cdot (n_b - 1)}}, \quad (3.2.23)$$

где n – количество наблюдений счетного образца, n_b – количество наблюдений фона с чистой кюветой (подложкой) радиометра.

Абсолютные статистические неопределенности измерений ($P=0.95$) счетного образца и фона соответственно определялись по формулам:

$$U_s = 2 \cdot S, \quad (3.2.24)$$

$$U_b = 2 \cdot S_b. \quad (3.2.25)$$

Относительная статистическая неопределенность измерений ($P=0.95$) рассчитывалась по формуле:

$$U_s = \frac{\sqrt{U_s^2 + U_{s_b}^2}}{N_s - N_b}. \quad (3.2.26)$$

3.2.4 Альфа-спектрометрический метод определения изотопов плутония с радиохимической подготовкой

Сущность метода заключается в измерении активности счетного образца, содержащего изотопы плутония, селективно выделенные из пробы с использованием радиохимических процедур, и расчете их удельных активностей в пробе (Методика измерений..., 2013₃). Методика радиохимической подготовки проб для определения изотопов плутония заключалась в следующем. Образец (в нашем случае торф) массой 10 г помещали в фарфоровый тигель и обжигали при 500°C до полного удаления органических веществ. Далее озоленную пробу переносили в тefлоновую чашку и смачивали дистиллированной водой с добавлением раствора радиоизотопного индикатора РИК-242 (^{242}Pu). Затем к пробе прибавляли 20 см³ концентрированной HNO_3 и 10 см³ концентрированной HF . Содержимое чашки осторожно нагревали на плитке до прекращения бурной реакции, которая сопровождает начальный этап взаимодействия реактивов с пробой. Затем чашку накрывали крышкой и выпаривали до влажных солей. После охлаждения повторяли обработку пробы добавлением 10 см³ HNO_3 и 10 см³ HF . Полученные влажные соли обрабатывали 5 см³ HNO_3 с последующим добавлением 0.5 г H_3BO_3 . Затем обмывали края чашки и крышку дистиллированной водой и осторожно выпаривали досуха в открытой чашке. К полученному сухому остатку прибавляли 50 см³ 7М HNO_3 и 1 см³ H_2O_2 и кипятили под часовым стеклом до растворения солей. Нерастворимый остаток отфильтровывали через фильтр «синяя лента» диаметром 11 см. Стакан и фильтр промывали 3 раза путем прибавления 10 см³ горячей 7М HNO_3 . В полученный азотнокислый раствор для перевода плутония в 4-х валентное состояние добавляли 200 мг сухой соли NaNO_2 и перемешивали до прекращения выделения бурых паров окислов азота. После этого раствор переносили в делительную воронку, добавляли 30% раствор трибутилфосфата в толуоле и проводили экстракцию радионуклидов (плутония и других мешающих радионуклидов) в течение 5 мин. После разделения фаз в делительной воронке нижний водный слой сливали обратно в стакан, а органический слой (раствор трибутилфосфата в толуоле) промывали 2 раза 7М HNO_3 в течение 1 мин. Реэкстракцию плутония проводили раствором 0.04М HF в 0.25М HNO_3 в течение 5 мин. Полученный после реэкстракции раствор выпаривали досуха. Сухой остаток смачивали концентрированной HNO_3 и снова выпаривали досуха, повторяя эту операцию дважды. Затем к сухому остатку прибавляли 10 см³ HCl и растворяли остаток при нагревании с последующим добавлением 25 мг NaNO_2 . Полученный солянокислый раствор переносили на хроматографическую колонку, заполненную анионообменной смолой АВ-17. Скорость

пропускания раствора через колонку составляла 1 см³/мин. После пропускания раствора хроматографическую колонку промывали 20 см³ 10М HCl. Полученный фильтрат отбрасывали. Изотопы плутония вымывали (элюировали) из колонки раствором 20 см³ 10М соляной кислоты, насыщенной KI. К полученному солянокислому элюату добавляли 5 см³ концентрированной HNO₃ и выпаривали досуха. Затем этот сухой остаток еще три раза обрабатывали 1 см³ концентрированной HNO₃, каждый раз выпаривая досуха. Полученный сухой остаток растворяли в 10 см³ 1%-ного раствора трилона Б и добавляли по 1 см³ насыщенного раствора щавелекислого аммония и 25%-ного раствора хлористого аммония. Далее раствор доводили до pH = 3-4 путем добавления HNO₃. Затем проводили электролитическое осаждение изотопов плутония на диск из нержавеющей стали с использованием электролитической ячейки при постоянном токе 4 А в течении 30 мин. Полученный стальной диск с осажденными изотопами плутония представляет собой счетный образец для последующих измерений.

Удельная активность изотопов плутония в приготовленных счетных образцах была определена с применением спектрометра энергии альфа-излучения МКС-01А «МУЛЬТИРАД» (НТЦ Амплитуда, Россия).

Результат измерений в работе представлен в виде:

$$A \pm U_A, \quad (3.2.27)$$

Расчет абсолютной неопределенности измерений активности изотопов плутония проводился по алгоритму, изложенному в описании альфа-спектрометрического метода определения изотопов урана с радиохимической подготовкой.

3.2.5 Альфа-спектрометрический метод определения изотопов урана с радиохимической подготовкой

Сущность метода основана на том, что атомные ядра изотопов урана при радиоактивном распаде испускают альфа-частицы строго определенных (моноэнергетических) энергий (Методика измерений..., 2013₄). Измерение и анализ альфа-спектра счетного образца, содержащего выделенный из пробы уран, позволяют по энергии и интенсивности излучения идентифицировать его изотопы и определить активность, исходя из известной активности предварительно введенного в пробу изотопного трассера (²³²U, энергия 5.320 МэВ, выход 0.69, энергия 5.260 МэВ, выход 0.31). Методика предусматривает предварительную радиохимическую подготовку проб, которая включает концентрирование изотопов урана из водной пробы или переводение радионуклидов из навески твердой пробы в раствор, экстракционное отделение от

мешающих радионуклидов и железа, приготовление электролитическим способом препарата (счетного образца).

Методика пробоподготовки твердых проб (в нашем случае образцов горных пород) заключалась в следующем. Образец массой 5 г озоляли в муфельной печи при температуре 600 °С до полного выгорания органических веществ. Обоженную пробу переносили в тefлоновую чашу и смачивали дистиллированной водой. В качестве трассера добавляли к пробе 1 см³ раствора радиоизотопного индикатора РИК-232, содержащего ²³²U. Затем приливали к пробе концентрированные кислоты 20 см³ HCl и 10 см³ и нагревали до прекращения бурной реакции. Для уменьшения скорости реакции в смесь добавляли дистиллированную воду. После установления режима спокойного выпаривания чашу неплотно закрывали тefлоновой крышкой и выпаривали досуха. После охлаждения чаши к остатку прибавляли концентрированные кислоты 10 см HNO₃ и 10 см³ HF, закрывали чашу крышкой и выпаривали до влажных солей. После охлаждения пробы края чаши и крышку обмывали водой, прибавляли 10 см³ концентрированной HNO₃ и выпаривали раствор до влажных солей в открытой чашке. Эту операцию повторяли 2 раза. Далее раствор выпаривали досуха и соли растворяли при кипячении в 50 см³ 7М HNO₃. Радиохимическую очистку урана от соосажденных с ним радиоактивных элементов осуществляли методом экстракции трибутилфосфатом из азотнокислого раствора. Мешающими радионуклидами с близкими к изотопам урана энергиями альфа-частиц являются ²¹⁰Po, ²²⁶Ra и ²³⁰Th. При этом ²¹⁰Po и ²²⁶Ra имеют низкие коэффициенты распределения в трибутилфосфате и HNO₃ (0.01 для радия и полония вместо >100 для урана) и практически не экстрагируются трибутилфосфатом. Коэффициенты распределения урана и тория в 100%-ном трибутилфосфате практически одинаковы. При использовании раствора ТБФ низкой концентрации ~ 30% создаются условия для их разделения и происходит преимущественное извлечение урана. Окончательное отделение изотопов тория происходит на стадии реэкстракции элементов из органической фазы с помощью слабых растворов кислот с добавлением комплексообразователя (раствор 0.25М HNO₃ в 0.4 HF). После реэкстракции оставшийся раствор выпаривали досуха. Сухой остаток растворяли в 10 мл 2% раствора Na₂CO₃ и осуществляли электролиз. Электролиз урана осуществляли на диски из нержавеющей стали в течение 30 мин при постоянном токе 2А.

Методика пробоподготовки водных проб (в нашем случае поверхностных и подземных вод) заключалась в следующем (Методика измерений..., 2013₅). Пробу воды объемом 1 л подкисляли HCl до pH = 1. Затем к пробе добавляли 1 см³ раствора радиоизотопного индикатора РИК-232 (²³²U), перемешивали и выдерживали не менее 6

часов. Далее кипятили водную пробу в течение 20 минут под часовым стеклом для удаления углекислоты. В случае, если проба была окрашена (как правило, это поверхностные воды с большим содержанием органики), то перед кипячением прибавляли 1 см³ H₂O₂ для удаления ураноорганических соединений. После кипячения к пробе добавляли раствор хлорного железа из расчета 50 мг железа на 1 л пробы. Гидроксиды осаждали аммиаком (при pH = 8). Железистому осадку давали отстояться в течение 1-2 часов, затем декантировали прозрачный надосадочный раствор. Далее осадок отфильтровывали через фильтр «белая лента» диаметров 11 см. Фильтрат отбрасывали. Осадок на фильтре растворяли 50 см³ горячей 7М HNO₃, приливая азотную кислоту небольшими порциями для того, чтобы захватить весь осадок. После этого фильтр промывали еще два раза по 10 см³ горячей азотной кислоты. Полученный азотнокислый раствор переносили в делительную воронку для экстракции трибутилфосфатом урана и соосажденных с ним радионуклидов. Дальнейшие процедуры работы с азотнокислым раствором были аналогичны методике для твердых образцов (очистка, реэкстракция, электролитическое осаждение, подготовка счетного образца).

После радиохимической подготовки счетных образцов твердых и водных проб удельную активность изотопов урана определяли с применением спектрометра энергии альфа-излучения МКС-01А «МУЛЬТИРАД» (НТЦ Амплитуда, Россия).

Результат измерений в работе представлен в виде:

$$A \pm U_A, \quad (3.2.28)$$

где U_A – абсолютная неопределенность измерений ($P = 0.95$), рассчитанная по формуле:

$$U_A = u_A \cdot A, \quad (3.2.29)$$

где u_A – относительная неопределенность результата измерений, рассчитанная по формуле:

$$u_A = \sqrt{u_s^2 + \sum_j u_{\delta j}^2}, \quad (3.2.30)$$

где u_s – статистическая неопределенность измерений ($P=0.95$), u_{δ} – неопределенности, обусловленные погрешностями средств измерений и метода (погрешность отбора проб, подготовки проб, погрешность аттестации радиоизотопного индикатора, погрешность введения радиоизотопного индикатора, чувствительности радиометра и т.д.)

Статистическая неопределенность измерений ($P = 0.95$) рассчитывалась по формуле:

$$\delta_{st} = u_{st} = \sqrt{(\delta)^2 + (\delta^{\text{инд}})^2}, \quad (3.2.31)$$

где δ , $\delta^{\text{инд}}$ – статистические неопределенности измерения площадей пиков определяемого изотопа урана и радиоизотопного индикатора ^{232}U соответственно. В общем случае при равном времени измерения счетного образца и фона δ и $\delta^{\text{инд}}$ выражаются в следующем виде:

$$\delta = \frac{2\sqrt{S+S_b}}{S}, \quad (3.2.32)$$

$$\delta^{\text{инд}} = \frac{2\sqrt{S^{\text{инд}}+S_b^{\text{инд}}}}{S^{\text{инд}}}, \quad (3.2.33)$$

где S_b , $S_b^{\text{инд}}$ (имп.) – количество фоновых импульсов в областях соответствующих пиков за время измерения; S , $S^{\text{инд}}$ (имп.) – соответственно площади пиков i -го изотопа урана и радиоизотопного индикатора ^{232}U на спектре амплитудного распределения за вычетом фоновых импульсов.

3.2.6 Альфа-бета радиометрический метод определения суммарных удельных активностей

Параметры суммарной активности по альфа- и бета-излучению определялись с применением альфа-бета радиометра РКС-01 «Абелия» (НТЦ Амплитуда, Россия) и 10-канального низкофоновый альфа-бета радиометра LB 770 (Berthold Technologies GmbH & Co. KG, Germany).

В данной диссертационной работе понятие суммарной активности по альфа- или бета-излучениям включает в себя сумму активностей всех альфа- или бета-излучающих радионуклидов в пробе.

Для определения данных параметров готовились счетные образцы с массой не более 1 г для уменьшения коэффициента поглощения альфа-, бета-излучения в пробе. Количество счетных образцов было не менее 2 для каждой пробы. Расчет общей альфа-, бета-активности проводился по следующей формуле (Методика измерений..., 2003; Методика радиационного..., 2013):

$$A_{total_alpha\ (beta)} = \frac{Ns - Nb}{Eff \times M \times Kabs}, \quad (3.2.34)$$

где $A_{total_alpha\ (beta)}$ – суммарная активность альфа- (бета-) излучения в пробе, Бк/кг;

Ns – скорость альфа- (бета-) счета пробы на радиометре, имп/с;

Nb – скорость альфа- (бета-) счета фона на радиометре, имп/с;

Eff – параметр эффективности радиометрической установки для энергии альфа- (бета-) излучения в соответствии с техническими параметрами радиометра, %;

M – масса счетного образца, кг;

$Kabs$ – коэффициент поглощения альфа- (бета-) излучения, %.

Результаты измерений в работе представлен в виде:

$$A_{\alpha,\beta} \pm U_{\alpha,\beta}, \quad (3.2.35)$$

где $U_{\alpha,\beta}$ – абсолютная неопределенность измерений ($P = 0.95$), рассчитанная по формуле (расчеты для альфа-активности и для бета-активности проводились одинаково):

$$U_A = u_A \cdot A, \quad (3.2.36)$$

где u_A – относительная неопределенность результата измерений, рассчитанная по формуле:

$$u_A = \sqrt{u_s^2 + \sum_j u_{\delta_j}^2}, \quad (3.2.37)$$

где u_s – статистическая неопределенность измерений ($P=0.95$), u_{δ} – неопределенности, обусловленные погрешностями средств измерений и метода (погрешность отбора проб, подготовки проб, чувствительности радиометра и т.д.)

Статистическая неопределенность измерений ($P = 0.95$) рассчитывалась по результатам многократных наблюдений счетного образца и фона в следующей последовательности. Стандартное отклонение показаний радиометра при измерениях счетного образца и фона рассчитывалось по формулам:

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n N_{s,i}^2 - n \cdot N_s^2}{n \cdot (n-1)}}, \quad (3.2.38)$$

$$S_b = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n N_{b,i}^2 - n \cdot N_b^2}{n_b \cdot (n_b-1)}}, \quad (3.2.39)$$

где n – количество наблюдений счетного образца, n_b – количество наблюдений фона с чистой кюветой (подложкой) радиометра.

Абсолютные статистические неопределенности измерений ($P=0.95$) счетного образца и фона соответственно определялись по формулам:

$$U_s = 2 \cdot S, \quad (3.2.40)$$

$$U_{s_b} = 2 \cdot S_{b0}, \quad (3.2.41)$$

Относительная статистическая неопределенность измерений ($P=0.95$) рассчитывалась по формуле:

$$U_s = \frac{\sqrt{U_s^2 + U_{s_b}^2}}{N_s - N_b}, \quad (3.2.42)$$

В случае необходимости принятия решения о соответствии измеряемой активности

принятому контрольному уровню, К, Бк/кг, сравнивают с ним величину $A + U_A$, Бк/кг.

3.2.7 Радонометрический (эманационный) метод

Определение плотности потока радона и объемной активности радона проводилось с применением комплекса измерительный для мониторинга радона, торона и их дочерних продуктов «Альфарад плюс» (НПП «Доза», Россия). Измерения с применением данного средства измерения основано на электростатическом осаждении заряженных ионов ^{218}Po из отобранной пробы воздуха на поверхность полупроводникового детектора. Электрические импульсы, образующиеся под воздействием альфам частиц на детекторе, усиливаются зарядочувствительным предусилителем, поступают на вход аналого-цифрового преобразователя и далее обрабатываются встроенным одноплатным компьютером. Результаты измерений выводятся на цветной жидкокристаллический экран и сохраняются в энергонезависимой памяти. Плотность потока и объемная активность радона определяются по количеству зарегистрированных альфа-частиц при распаде атомов ^{218}Po , осевших на полупроводниковом детекторе (Руководство..., 2014). Отбор пробы радона проводился в камеру блока измерения в полевых условиях и с последующим измерением непосредственно на месте отбора проб. Такой способ измерения радона непосредственно в полевых условиях позволяет значительно сократить его потери.

Для выполнения измерений плотности потока радона предварительно готовили площадку для установки пробоотборника. Площадка выравнивалась, удалялись крупные камни, грунт слегка взрыхлялся. Пробоотборник устанавливался на площадку, его края вдавливались во взрыхленный грунт до ограничителя. Снаружи края пробоотборника дополнительно прикрывали грунтом для исключения контакта с атмосферой. В таком состоянии пробоотборник оставлялся на 30 минут для накопления радона. После этого проводилась прокачка воздуха через камеру радиометра в течение 20 минут. Измерение проводилось два раза по 20 минут. Перед вторым измерением снова выполнялась прокачка воздуха через камеру радиометра. Общее количество времени с момента установки пробоотборника до результата составляло около 2 часов. Значение плотности потока радона (ППР), $\text{мБк/м}^2 \cdot \text{с}$, рассчитывалось программным методом по формуле:

$$\text{ППР} = (Q - Q_{\phi}) \cdot \frac{V_1 + V_2}{T \cdot S}, \quad (3.2.43)$$

где Q – измеренное значение объемной активности радона, Бк/м^3 ;

Q_{ϕ} – измеренное значение фона, Бк/м^3 ;

V_1 – объем измерительной камеры, 0.94 л;

V_2 – свободный объем накопительной камеры и соединительных трубок, 0.563 л;

T – время работы автономной воздуходувки при отборе пробы из накопительной камеры в пробоотборник, 300 с;

S – площадь сбора радона с поверхности грунта накопительной камерой, 0.0163 м².

Для выполнения измерений объемной активности радона в почвенном воздухе выполняли следующие процедуры. В узловых точках бурили шпур диаметром до 5 см и глубиной от 0.7 до 1.0 м с помощью ручного мотобура Champion AG252 (Китай). В шпур на подвеске опускали пробоотборник, горловину шпура присыпали грунтом. Время экспозиции пробоотборника в шпуре, необходимое для выравнивания концентрации радона в почвенном воздухе и в объеме пробоотборника, составляло от 12 до 18 часов. После окончания экспозиции пробоотборник извлекали и выполняли измерение активности радона в пробоотборнике.

Объемная активность радона в почвенном воздухе, Бк/м³, рассчитывалась программным методом по формуле:

$$Q_{\text{п}} = \left(Q \cdot \left(1 + \frac{V_2}{V_1} \right) - Q_{\text{ф}} \cdot \frac{V_2}{V_1} \right) \cdot \exp(\lambda_{\text{Rn}} \cdot t), \quad (3.2.44)$$

где Q – измеренное значение объемной активности радона, Бк/м³;

$Q_{\text{ф}}$ – измеренное значение фона, Бк/м³;

V_1 – объем измерительной камеры, 0.94 л;

V_2 – объем пробы в пробоотборнике, 0.046 л;

t – время, прошедшее от окончания отбора пробы до начала измерений, мин;

λ_{Rn} – постоянная распада радона, $1.26 \cdot 10^{-4}$ мин⁻¹.

Измерение объемной активности радона в воде проводили в пробах подземных вод непосредственно во время отбора. Отбор проб на ²²²Rn осуществляли при помощи специального пробоотборника, позволяющего отбирать воду из источника не допуская образования пузырьков воздуха. Для последующей минимизации потерь радона перевод ²²²Rn из воды в измерительную камеру радиометра осуществлялся по схеме замкнутого цикла включающий в себя автономную воздуходувку и барботер.

Объемная активность радона в воде, Бк/м³, рассчитывалась программным методом по формуле:

$$Q_{\text{п}} = \left(Q \cdot \left(\alpha + \frac{V_2}{V_1} \right) - Q_{\text{ф}} \cdot \frac{V_2}{V_1} \right) \cdot \exp(\lambda_{\text{Rn}} \cdot t), \quad (3.2.45)$$

где Q – измеренное значение объемной активности радона, Бк/м³;

$Q_{\text{ф}}$ – измеренное значение фона, Бк/м³;

V_1 – объем измерительной камеры, 0.94 л;

V_2 – объем пробы в пробоотборнике, 0.046 л;

t – время, прошедшее от окончания отбора пробы до начала измерений, мин;

λ_{Rn} – постоянная распада радона, $1.26 \cdot 10^{-4}$ мин⁻¹;

α – коэффициент растворимости радона в воде, $\alpha=0.25$.

В условиях соблюдения требований, изложенных в методиках проведения измерений в составе руководства по эксплуатации, предел допускаемой относительной погрешности при измерениях плотности потока и объемной активности радона в почвенном воздухе и воде составлял не более 30 % при доверительной вероятности 0.95.

Кроме прибора «Альфарад плюс» для измерения плотности потока радона использовался комплекс измерительный для мониторинга радона КАМЕРА-01 (НТЦ «Нитон», Россия). Методика основана на деэманировании радона из пробы воды путем барботажа и переводе его в сорбционную колонку СК-13 с активированным углем и последующем измерении в лабораторных условиях активности радона, сорбированного в активированном угле. Измерение активности радона в угле выполнялось по гамма-бета излучению короткоживущих дочерних продуктов распада радона – ²¹⁴Pb и ²¹⁴Bi, находящихся в состоянии радиоактивного равновесия с радоном. Значение плотности потока радона, мБк/м²·с, определялось программным методом и по формуле:

$$\text{ППР} = \frac{\lambda \cdot A}{K \cdot \{1 - \exp(-\lambda \cdot t_{\text{экс}})\}}, \quad (3.2.46)$$

где A – активность радона в угле рабочего слоя по окончании пассивного пробоотбора, Бк;

λ – постоянная распада радона, $1.26 \cdot 10^{-4}$ мин⁻¹;

$t_{\text{экс}}$ – продолжительность пассивного пробоотбора, с;

K – градуировочный коэффициент, имеющий размерность (м²·с), значение которого в рамках настоящей методики определялся по соотношению:

$$K = 1.38 - 0.025 \cdot t_{\text{экс}} + 0.141 \cdot \exp(-0.774 \cdot t_{\text{экс}}). \quad (3.2.47)$$

В условиях соблюдения требований, изложенных в методике проведения измерений в составе руководства по эксплуатации, предел допускаемой основной относительной погрешности при измерении активности радона в угле составляет не более 25 % при доверительной вероятности 0.95.

Результат измерений плотности потока и объемной активности радона (A) в работе представлен в виде:

$$A \pm U_A, \quad (3.2.48)$$

где U_A – абсолютная неопределенность измерений ($P = 0.95$).

3.2.8 Расчетные методы для оценки коэффициента эманации и уровня (скорости) продуцирования радона

Коэффициент эманации, характеризующий пробу по содержанию радона в свободном состоянии, определяется двумя методами: гамма-спектрометрический и радиометрический (эманационный). В данной работе использовался гамма-спектрометрический метод, подробно описанный выше. Данный метод заключается в ежедневном измерении активности проб в загерметизированном контейнере в течение определенного времени. В данной работе в качестве измерительного контейнера использовался сосуд Маринелли объемом 1 литр. Счетные образцы измерялись ежедневно в течение 21 дня. По результатам измерений определялись следующие радиационные характеристики проб: удельная активность ^{226}Ra без учета накопления продуктов распада радона, удельная активность ^{226}Ra в равновесном состоянии с продуктами распада радона, коэффициент эманации проб.

Коэффициент эманации рассчитывался по следующей формуле:

$$K_{Rn} = \left(1 - \frac{A_{226Ra}(\text{неравновесная})}{A_{226Ra}(\text{равновесная})} \right) \times 100, \quad (3.2.49)$$

где A_{226Ra} (неравновесная) – удельная активность ^{226}Ra , определенная как среднее значение результатов первого и последнего измерений в условиях отсутствия герметизации (отсутствия равновесия с продуктами распада радона), Бк/кг;

A_{226Ra} (равновесная) – удельная активность ^{226}Ra , определенная как среднее значение результатов последних пяти измерений в условиях герметизации (равновесия с продуктами распада радона), Бк/кг.

Уровень (скорость) продуцирования радона рассчитывался по следующей формуле (IAEA, 2013, Pereira, 2017):

$$P = \lambda K_{Rn} A_{226Ra} \rho_b, \quad (3.2.50)$$

где K_{Rn} – коэффициент эманации радона, отн. ед.;

A_{226Ra} – удельная активность радия в условиях равновесия с продуктами распада радона, Бк/кг;

ρ_b – средняя плотность пробы, кг/м³;

λ – постоянная распада радона $2.1 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$.

3.2.9 Дозиметрический метод

Дозиметрический метод при определении мощности амбиентного эквивалента

дозы и уровня гамма-излучения применялся для оперативной оценки радиационной обстановки в условиях возможного повышенного уровня гамма-излучения. Для этого применялись дозиметр-радиометр МКС-АТ1117М, дозиметр ДРГ-01Т1, радиометр сцинтилляционный геологоразведочный СРП-88н.

Порядок выполнения измерений и обработки результатов представлен ниже:

Блок детектирования средства измерений размещался в точке, место расположения которой было определено задачами исследования. Блок детектирования располагался таким образом, чтобы направление регистрируемого излучения было перпендикулярно передней плоскости детектора средства измерения (в случае наличия метки на крышке или задней стенке средства измерения, обозначающей геометрический центр детектора, то направление регистрируемого излучения должно находиться на оси с меткой).

При использовании дозиметра ДРГ-01Т1 и радиометра сцинтилляционного геологоразведочного СРП-88н, в которых не реализован режим работы с элементами статистической обработки результатов измерений, выполняли не менее пяти измерений.

При использовании дозиметра-радиометра МКС-АТ1117, для которого реализован режим работы с элементами статистической обработки результатов измерений, измерения выполняли в непрерывном режиме, наблюдая за текущим значением величины, характеризующей статистический разброс показаний прибора, которая индицируется на табло прибора. Результат измерения считывался с экрана, когда значение этой величины станет меньше 20 %. В этом случае выполнялось не менее трех измерений.

За результат измерений мощности амбиентного эквивалента дозы или уровня гамма-излучения принималось среднее арифметическое значение результатов отдельных измерений $\dot{H}^*$, мкЗв/ч (имп./с), вычисленное по формуле:

$$\dot{H}^* = \frac{\sum_{i=1}^n \dot{H}_i^*}{n}, \quad (3.2.51)$$

где $\dot{H}^*$ – результат измерений, мкЗв/ч (имп./с);

$\dot{H}_j^*$ – значение, полученное в i -м измерении, мкЗв/ч (имп./с);

n – количество измерений.

Относительную стандартную неопределенность, обусловленную источниками неопределенности, имеющими случайный характер u_A , %, вычисляли по формуле:

$$u_A = \frac{100}{\dot{H}^*} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\dot{H}_i^* - \dot{H}^*)^2}{n(n-1)}}. \quad (3.2.52)$$

Относительную стандартную неопределенность по типу В (u_B), %, вычисляли по формуле:

$$u_B = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^m u_i^2}{3}}, \quad (3.2.53)$$

где u_1 – основная относительная погрешность прибора, %;

u_2 – погрешность измерений, обусловленная анизотропией, %. При отсутствии влияния анизотропии или упоминания об этой погрешности в руководстве по эксплуатации к прибору $u_2 = 0$;

u_3 – погрешность измерений, обусловленная энергетической зависимостью чувствительности, %. При отсутствии влияния энергетической зависимости чувствительности $u_3 = 0$;

u_4 – погрешность измерений, обусловленная отличием температуры воздуха от нормальных условий, но не выходящая за рамки рабочих условий. u_4 численно равна соответствующей дополнительной погрешности. Для нормальных условий эксплуатации и при отсутствии упоминания об этой погрешности в руководстве по эксплуатации к прибору $u_4 = 0$;

u_5 – погрешность измерений, связанная с отличием влажности воздуха от нормальных условий, но не выходящая за рамки рабочих условий. u_5 численно равна соответствующей дополнительной погрешности. Для нормальных условий эксплуатации и при отсутствии упоминания об этой погрешности в руководстве по эксплуатации к прибору $u_5 = 0$;

Суммарная стандартная неопределенность u_c , %, рассчитывалась по формуле:

$$u_c = \sqrt{u_A^2 + u_B^2}, \quad (3.2.54)$$

Расширенная неопределенность для коэффициента охвата 2 ($k=2$) вычислялась по формуле:

$$U_{0,95} = 2 \cdot u_c \quad (3.2.55)$$

Абсолютная расширенная неопределенность вычислялась по формуле:

$$\tilde{U}_{0,95} = 0,01 \cdot U_{0,95} \cdot \dot{H}^*. \quad (3.2.56)$$

Результат измерения в диссертационной работе представлен в виде:

$$\dot{H}^* \pm \tilde{U}_{0,95}. \quad (3.2.57)$$

3.2.10 Метод измерения плотности потока альфа-частиц с поверхности

В качестве дополнительного метода оперативной оценки радиационной обстановки применялся метод измерения плотности потока альфа-частиц с поверхности (для выявления участков с возможным загрязнением альфа-излучающими техногенными

радионуклидами). Измерения выполнялись с помощью дозиметра-радиометра МКС-АТ1117М с блоком детектирования альфа-частиц БДПА-1.

Блок детектирования с установленной защитной крышкой устанавливался на исследуемую поверхность. После этого выполнялось измерение фона в точке исследования в течение 10-15 мин. После фоновое измерение включали режим вычитания фона. Для непосредственного начала измерений снимали защитную крышку и устанавливали блок детектирования обратно на исследуемую поверхность. Поскольку измерения выполняли с использованием дозиметра-радиометра МКС-АТ1117, для которого реализован режим работы с элементами статистической обработки результатов измерений, измерения выполнялись в непрерывном режиме до достижения погрешности измерений потока альфа-частиц менее 20-30 %. Выполняли не менее трех измерений в точке исследований. За результат принималось среднее трех последовательных измерений. В ряде случаев, когда поток альфа-частиц был крайне низким, измерения останавливали при достижении погрешности 40 %, поскольку длительность измерений в этом случае превышала 60 мин и была неоправданно времязатратной.

За результат измерений плотности потока альфа-частиц принималось среднее арифметическое значение результатов отдельных измерений $ПП\alpha$, част/(мин·см²), вычисленное по формуле:

$$ПП\alpha = \frac{\sum_{i=1}^n ПП\alpha_i}{n}, \quad (3.2.58)$$

где $ПП\alpha$ – результат измерений, част/(мин·см²);

$ПП\alpha_i$ значение, полученное в i -м измерении, част/(мин·см²);

n – количество измерений.

Принципы оценки погрешности измерений, реализованные в дозиметре-радиометре МКС-АТ1117, изложены в подразделе выше.

3.2.11 Контроль качества измерений радиационных параметров

Контроль качества измерений в процессе настоящего исследования обеспечивался рядом процедур. Все применяемые средства измерения были поверенные в установленном порядке, а испытательное оборудование – аттестованное. Все используемые методики измерений и подготовки проб являются или стандартными методиками или аттестованными методиками в соответствии с законодательством Российской Федерации в области обеспечения единства измерений. Используемые реактивы, химическая посуда и вспомогательное оборудование проходят входной контроль на соответствие требованиям

применяемых методик.

Оперативный контроль качества выполнялся для каждой методики измерений в соответствии с алгоритмами, заложенными в ней. Одной из форм проведения оперативного контроля качества применялся контроль точности измерений. Образцами для оперативного контроля точности являлись пробы, близкие по составу к анализируемым, но с точно известной (или аттестованной) активностью исследуемых радионуклидов. Отдельные процедуры контроля точности проводились с применением образцовых радиоактивных растворов. Оперативный контроль точности с применением образцов для контроля состоит в определении разности между результатом контрольного измерения аттестованной характеристики в образце для контроля – A и его аттестованным значением A_0 . Точность контрольного измерения A , а также точность анализа рабочих проб, выполненных за период, в течение которого условия проведения анализа принимают стабильными и соответствующими условиями проведения контрольного измерения, признают удовлетворительными если выполняется следующее условие:

$$|A - A_0| < \sqrt{\delta A^2 + \delta A_0^2}, \quad (3.2.59)$$

где δA – абсолютная неопределенность результата измерений A ; δA_0 – абсолютная погрешность аттестации A_0 .

При неудовлетворительных результатах контроля точности устанавливали и устраняли причину расхождений (неправильная градуировка по энергии, изменение фона спектрометра, ошибка оператора и т.д.).

Другой формой проведения процедуры контроля качества было проведение оперативного контроля воспроизводимости с использованием рабочих проб. В процессе данного контроля оценивались результаты двух определений (первичного A_1 и повторного A_2) в одной и той же пробе, или в одной и той же точке проведения измерений (в случае полевых измерений). Воспроизводимость контрольных измерений, а также воспроизводимость результатов измерений рабочих проб, получаемых за период, в течение которого условия проведения анализа принимаются стабильными и соответствующими условиям проведения контрольных измерений, признают удовлетворительными, если выполняется следующее условие:

$$|A_1 - A_2| < \sqrt{\delta A_1^2 + \delta A_2^2}, \quad (3.2.60)$$

где $\delta A_{1,2}$ – абсолютные неопределенности результатов измерений A_1 и A_2 .

При превышении норматива оперативного контроля воспроизводимости эксперимент повторяли. При повторном превышении выясняли и устраняли причины, приводящие к неудовлетворительным результатам контроля.

В таблице 3.2 представлены результаты процедуры оперативного контроля воспроизводимости для исследуемых объектов (сред) по отдельным радиационным параметрам.

Таблица 3.2 – Результаты процедуры оперативного контроля воспроизводимости

№ п/п	Шифр пробы	Результат измерений A_1	Абсолютная неопределенность δA_1	Результат измерений A_2	Абсолютная неопределенность δA_2	Условие выполняется/не выполняется
Удельная активность ^{137}Cs в донных отложениях, Бк/кг						
1	ДЗ-2-19	6.5	0.6	6.3	0.7	Выполняется
2	Д7-6-19	4.8	0.7	5.0	0.8	Выполняется
3	Т-2	12.6	1.8	12.3	1.9	Выполняется
4	Т-66	6.4	1.7	6.1	1.6	Выполняется
5	СТ-27	3.5	0.7	3.2	0.6	Выполняется
6	СТ 2-6	1.4	0.5	1.3	0.4	Выполняется
Удельная активность ^{226}Ra в донных отложениях, Бк/кг						
7	ДЗ-2-19	29.9	3.2	30.8	3.3	Выполняется
8	Д7-6-19	30.6	3.4	31.2	3.6	Выполняется
9	Т-2	21.9	2.7	21.5	2.5	Выполняется
10	Т-66	36.1	3.4	36.7	3.6	Выполняется
11	СТ-27	24.3	2.5	23.6	2.3	Выполняется
12	СТ 2-6	20.9	2.2	20.4	2.0	Выполняется
Удельная активность ^{232}Th в донных отложениях, Бк/кг						
13	ДЗ-2-19	24.2	2.9	24.7	2.9	Выполняется
14	Д7-6-19	28.5	3.4	28.7	3.5	Выполняется
15	Т-2	24.4	2.5	25.1	2.8	Выполняется
16	Т-66	30.1	3.3	30.4	3.4	Выполняется
17	СТ-27	32.1	3.5	31.9	3.4	Выполняется
18	СТ 2-6	29.5	2.3	28.4	1.9	Выполняется
Удельная активность ^{40}K в донных отложениях, Бк/кг						
19	ДЗ-2-19	464	50.1	459	48.2	Выполняется
20	Д7-6-19	481	56	500	59	Выполняется
21	Т-2	390	44	405	51	Выполняется
22	Т-66	572	61	589	67	Выполняется
23	СТ-27	615	59	591	56	Выполняется
Удельная активность ^{90}Sr в донных отложениях, Бк/кг						
24	Т-2	5.7	2.3	4.8	2.0	Выполняется
25	Т-40	2.6	1.2	1.5	0.7	Выполняется
Удельная активность ^{137}Cs в пробах торфа и почв, Бк/кг						
26	ТБ-1 3-5	10.2	1.1	9.9	0.9	Выполняется
27	Мл-1 Cf	2.0	0.5	1.9	0.5	Выполняется
28	РГ-III Bg	64.3	5.5	63.8	5.0	Выполняется
29	КЛ-1 Т	79	5.1	75	5.7	Выполняется
30	Та-1 16-18	7.5	0.7	7.7	0.8	Выполняется
31	Та-2 4-6	101.1	10.6	102.9	12.8	Выполняется
32	Тн-1 27-29	1.3	0.3	1.4	0.3	Выполняется
33	Тн-2 11-13	5.7	1.1	5.3	1.0	Выполняется
34	Тм-1 12-14	43.1	3.7	40.9	3.2	Выполняется
35	ИСНО-1 13-15	20.1	4.0	19.5	3.4	Выполняется

Продолжение таблицы 3.2

Удельная активность ^{226}Ra в пробах почв, Бк/кг						
37	Мл-I Cf	6.9	1.3	6.4	1.2	Выполняется
38	РГ-III Bg	16.4	3.5	17.6	4.0	Выполняется
39	КЛ-I ВН	11.6	1.2	10.7	1.5	Выполняется
Удельная активность ^{232}Th в пробах почв, Бк/кг						
41	Мейбел-I Cf	10.8	1.7	9.3	1.4	Выполняется
42	РГ-III Bg	33.8	3.9	34.2	4.0	Выполняется
43	КЛ-I Т	6.5	1.4	6.1	1.7	Выполняется
Удельная активность ^{40}K в пробах торфа и почв, Бк/кг						
44	Тн-2 0-3	366	44	374	53	Выполняется
45	Мл-I Cf	236	37	224	32	Выполняется
46	РГ-III Bg	589	67	572	60	Выполняется
47	КЛ-I Т	137	39	144	33	Выполняется
Удельная активность ^{210}Pb в пробах торфа и почв, Бк/кг						
48	ТБ-1 3-5	62	9	57	8	Выполняется
49	Мл-I Cf	5.7	1.6	4.9	1.4	Выполняется
50	РГ-III Bg	95	17	108	21	Выполняется
51	КЛ-I Т	183	21	176	28	Выполняется
52	Та-1 16-18	124	20	137	23	Выполняется
53	Та-2 4-6	241	41	269	46	Выполняется
54	Тн-1 27-29	48	8	40	6	Выполняется
55	Тн-2 11-13	61	10	52	8	Выполняется
56	Тм-1 12-14	108	22	112	23	Выполняется
57	ИСНО-1 13-15	160	27	151	24	Выполняется
Удельная активность радионуклидов растительности, о. Мейбел, <i>Tomentypnum nitens</i> (Hedw.) Loeske, Бк/кг						
58	^{137}Cs	26	2	28	3	Выполняется
62	^{210}Pb	227	33	219	27	Выполняется
Удельная активность ^{226}Ra в горных породах, Бк/кг						
63	Arh-1	6.2	1.2	5.6	1.0	Выполняется
64	Arh-12	14.4	2.0	14.7	2.1	Выполняется
65	CA-9	32.0	4.7	31.2	4.4	Выполняется
Удельная активность ^{232}Th в горных породах, Бк/кг						
66	Arh-1	14.4	1.9	14.6	1.9	Выполняется
67	Arh-12	46.8	6.6	46.7	6.5	Выполняется
68	CA-9	20.5	1.8	19.9	1.6	Выполняется
Удельная активность ^{40}K в горных породах, Бк/кг						
69	Arh-1	215	15	203	14	Выполняется
70	Arh-12	303	30	297	29	Выполняется
71	CA-9	640	65	629	62	Выполняется
Объемная активность ^{222}Rn в почвенном воздухе, Бк/м ³						
72	Чд-1	709	129	672	105	Выполняется
73	Чд-10	1643	239	1588	263	Выполняется
74	Чд-25	975	138	953	166	Выполняется
75	Чд-37	4750	405	4541	452	Выполняется

Примечание: в шифре почвенных проб указаны место отбора, номер разреза и горизонт. Например, Мл-I Cf: Мл – остров Мейбел, I – первый разрез, Cf – горизонт почвообразующей породы с признаками ожелезнения. РГ-III Bg: РГ – Русская Гавань, III – третий разрез, Bg – минеральный оглеенный горизонт. КЛ-I Т: КЛ – остров Колгуев, I – первый разрез, Т – торфяной горизонт. В шифре торфяных проб указано название торфяного разреза и интервал отбора. Например, Тн-2 11-13: Тн-2 – шифр торфяного разреза, 11-13 – интервал отбора.

3.3. Методы изучения физико-химических параметров

3.3.1. Определение влажности, содержания водорастворимых солей, активной и обменной кислотности

Влажность проб донных осадков, почв и торфа с естественным влагосодержанием и высушенных до воздушно сухого состояния при комнатной температуре определяли гравиметрическим методом по стандартной методике ГОСТ 11305-2013 путем высушивания образцов до постоянной массы в сушильном шкафу при температуре 105 °С.

Массовая доля влаги в пробе W в процентах вычислялась по формуле:

$$W = \frac{m - m_1}{m} \cdot 100, \quad (3.3.1)$$

где m – масса навески пробы до сушки, г;

m_1 – масса навески пробы после сушки, г.

Определение массовой доли влаги проводили параллельно в двух определениях. За окончательный результат принималось среднее арифметическое результатов двух параллельных определений в пределах допускаемых расхождений (для частиц размером 3 мм – расхождение не более 0.5%, для частиц размером 0.28 мм – не более 0.2%).

Взвешивание проб при определении массовой доли влаги проводилось на аналитических весах с точностью до 0.2 мг. Допускалось для отдельных проб использовать ускоренный метод определения массовой доли влаги. В этом случае взвешивание проводилось с точностью не более 10 мг.

Извлечение водорастворимых солей проводили дистиллированной водой при гидромодуле 1:25 согласно ГОСТ 26423-85. К пробе массой 3 г приливали 75 мл дистиллированной воды и выдерживали в течение 5 часов с периодическим перемешиванием до полного смачивания. После отстаивания суспензии определение электропроводности и содержания водорастворимых солей водных вытяжек проводили на анализаторе жидкостей АНИОН 4100 (Инфраспак-Аналит, Россия) с использованием кондуктометрического датчика ДКВ-1.

Суммарная относительная погрешность составляет: 7.5 % – при определении удельной электропроводности до 0.3 мСм/см и 5 % – свыше 0.3 мСм/см.

Оценку активной и обменной кислотности образцов осуществляли согласно ГОСТ 11623-89 путем потенциометрического измерения величины рН в водной и хлоркалевой суспензии, соответственно. Суспензии готовили следующим образом. К навеске пробы массой 3 г приливали 75 мл прокипяченной дистиллированной воды (или

раствора хлористого калия с концентраций 1 моль/л и рН 5.5...6.0) и выдерживали в течение 5 часов с периодическим перемешиванием до полного смачивания. По истечении указанного времени в полученных суспензиях измеряли рН на анализаторе жидкостей Эксперт 001-3 (Эконикс, Россия) с применением комбинированного стеклянного электрода ЭСК-10603. В каждой пробе кислотность определялась в двух навесках. За результат анализа принималось среднее арифметическое результатов двух определений в пределах допускаемых расхождений. Допускаемое расхождение между результатами двух параллельных определений в одной пробе при доверительной вероятности $P = 0.95$ не должно превышать 0.1 рН. Значения кислотности фиксировались с точностью до 0.02 рН.

3.3.2. Определение зольности, органического вещества и массовой доли карбонатов

Навеску донных осадков, почв и торфа массой 2-3 г взвешивали на аналитических весах ($m_{\text{пробы}}$) и помещали в кварцевый тигель, предварительно доведенный до постоянной массы прокаливанием в муфельной печи при 900 °С. Далее последовательно прокаливали тигель с пробой при 525 °С и 900 °С до постоянной массы, которую фиксировали на аналитических весах. Расчет потерь при прокаливании ПП, % проводили по формуле:

$$\text{ПП} = \frac{(m_{525} - m_{900}) \cdot 100}{m_{\text{а.с.п.}}}, \quad (3.3.2)$$

где, m_{525} – масса тигля с пробой после прокаливании при 525 °С;

m_{900} – масса тигля с пробой после прокаливании при 900 °С;

$m_{\text{а.с.п.}}$ – масса абсолютно сухой пробы, рассчитанная по формуле:

$$m_{\text{а.с.п.}} = \frac{m_{\text{пробы}} \cdot (100 - W)}{100}, \quad (3.3.3)$$

где, W – влажность пробы в %, определенная по ГОСТ 11305–2013.

Определение содержания карбонатов $\omega(\text{CO}_3^{2-})$, % проводили согласно формуле:

$$\omega(\text{CO}_3^{2-}) = \text{ПП} \cdot 1.36, \quad (3.3.4)$$

где, ПП – потери при прокаливании в %;

1.36 – коэффициент пересчета, рассчитанный по формуле:

$$\text{Коэффициент пересчета} = \frac{M(\text{CO}_3^{2-})}{M(\text{CO}_2)} = \frac{60.01 \text{ г/моль}}{44.01 \text{ г/моль}} = 1.36. \quad (3.3.5)$$

Определение массовой доли органического вещества в пробах проводили весовым методом согласно ГОСТ 26213-91. Для этого предварительно в пробе оценивали содержание золы согласно ГОСТ 11306-2013. Массовую долю органического (X)

вещества в % вычисляли по формуле:

$$X = (100 - m), \quad (3.3.6)$$

где, m – массовая доля зольности, %.

Поскольку определение зольности, органического вещества и массовой доли карбонатов выполняли гравиметрическим методом, то измерение массовой доли этих компонентов проводили параллельно при двух последовательных прокаливаниях. За окончательный результат принималось среднее арифметическое результатов двух параллельных прокаливаний в пределах допускаемой разницы в массах (для частиц размером 3 мм – разность массы не более 5 мг %, для частиц размером 0.28 мм – не более 1 мг). Взвешивание проб проводилось на аналитических весах с точностью до 0.2 мг.

3.4. Методы исследования химического состава

Исследование химического состава выполняли в Центре коллективного пользования научным оборудованием «Арктика» Северного (Арктического) федерального университета (аттестат аккредитации № RU.0001.21АЛ65). Химический состав донных осадков и горных пород определяли рентгенофлуоресцентным методом (РФА) и методом атомно-абсорбционной спектрометрии (ААС). Определение химического состава водных проб (основных анионов и катионов) выполняли методом жидкостной хроматографии (ЖХ).

Рентгенофлуоресцентный анализ

Рентгенофлуоресцентный анализ проводили с применением энергодисперсионного рентгенофлуоресцентного спектрометра типа EDX (Shimadzu) по методике М-02-0203-09. С помощью данного метода выполняли определение основных оксидов в горных породах и донных осадках (мас. %). Исследования проводились на образцах, спрессованных в таблетки. Метод основан на зависимости интенсивности рентгеновской флуоресценции определяемого химического элемента, возбуждаемой с помощью рентгеновской трубки, от его содержания в пробе. Градуировка рентгенофлуоресцентного спектрометра проводилась по стандартным образцам. Влияние состава пробы на результаты анализа учитывалось с помощью нормирования интенсивности линии определяемого элемента на интенсивность линии когерентного рассеяния излучения родиевой трубки и с помощью программы коррекции матрицы, входящей в состав программного обеспечения.

Результат измерений массовой доли элементов в настоящей работе представлен в виде C :

где C – среднее значение массовой доли элементов в пробе, %.

В таблицах фактического материала результаты измерений массовой доли элементов представлены без указания погрешностей.

Границы относительной погрешности при доверительной вероятности $P = 0.95$ для различных диапазонов измерений массовой доли элементов представлены в таблице 3.3.

Таблица 3.3 – Границы относительной погрешности измерений массовой доли элементов ($\pm\delta$, %)

Элемент	Диапазон измерений массовой доли элемента, %	$\pm \delta$, %*
SiO ₂	6.8 – 10	22
	10 – 32	15
TiO ₂	0.30 – 0.45	20
	0.45 – 0.60	14
	0.60 – 1.2	11
Al ₂ O ₃	2.8 – 5.0	32
	5.0 – 8.8	20
Fe ₂ O ₃	2.7 – 3.4	20
	3.4 – 4.8	17
	4.8 – 8.3	12
MnO	0.06 – 0.20	40
	0.20 – 0.80	20
	0.80 – 1.4	10
MgO	0.62 – 0.98	44
	0.98 – 1.9	28
	1.9 – 3.6	14
CaO	0.30 – 0.80	35
	0.80 – 1.2	22
	1.2 – 2.0	16
	2.0 – 6.6	11
Na ₂ O	0.42 – 0.79	42
	0.79 – 3.0	30

Примечание: *соответствуют расширенной неопределенности при коэффициенте охвата $k=2$.

Атомно-абсорбционная спектроскопия

Методом атомно-адсорбционной спектроскопии определяли содержания микроэлементов в пробах донных осадков и горных пород. Пробы для атомно-абсорбционной спектроскопии готовили путем кислотного разложения в системе автоклавной микроволновой подготовки проб «ТОРwave» (AnalytikJena). Анализ проводили на атомно-абсорбционном спектрометре AA-7000 (Shimadzu) согласно методикам М-02-1109-15 и М-МВИ-80-2008. Метод атомно-абсорбционного анализа

основан на свойстве атомов поглощать свет определенной (резонансной) длины волны. Атомный пар получают нагревом пробы до высокой температуры при распылении в пламя или в графитовой печи, после чего измеряется величина поглощения излучения резонансной длины волны атомным паром определяемого элемента.

Массовая доля определяемого элемента (w , мг/кг) в пробе рассчитывалась автоматически. Для этого в программу вводились необходимые данные: величина навески (WF), конечный объем разбавления (VF), коэффициент разбавления (DF ; если дополнительное разбавление раствора не проводилось, то $DF=1$) и коэффициент пересчета, учитывающий влажность пробы (CF).

В конечном итоге расчет массовой доли определяемого элемента (w , мг/кг) проводился по следующей формуле:

$$w = C \cdot VF \cdot DF \cdot \frac{CF}{WF}, \quad (3.3.7)$$

где C – массовая концентрация элемента в анализируемом растворе, мг/кг.

Для каждой пробы проводилось по 2 параллельных определений. За результат измерения концентрации элемента в донных осадках и горных породах принималось среднее арифметическое значение двух определений.

Результат измерений в настоящей работе представлен в виде $\bar{w}$:

где $\bar{w}$ – среднее значение концентрации элемента в пробе, мг/кг.

В таблицах фактического материала результаты измерений концентраций микроэлементов представлены без указания погрешностей.

Границы относительной погрешности измерений массовой концентрации микроэлементов при доверительной вероятности $P = 0.95$ для различных диапазонов концентраций представлены в таблице 3.4.

Таблица 3.4 – Границы относительной погрешности измерений массовой концентрации микроэлементов ($\pm \delta$, %)

Элемент	Способ атомизации	Диапазон измерений, мг/кг	$\pm \delta$, %*
V	печь	$5.0 - 5.0 \cdot 10^4$	30
	пламя	$5.0 - 5.0 \cdot 10^4$	30
Cr	печь	$0.040 - 40$	30
	пламя	$2.0 - 4000$	25

Продолжение таблицы 3.4

Co	печь	0.10 – 50	30
	пламя	4.0 – 4000	25
Ni	печь	0.040 – 40	30
	пламя	4.0 – 4000	25
Cu	печь	0.020 – 400	30
	пламя	2.0 – 4000	25
Zn	пламя	1.0 – 1000	25
Mo	печь	1.0 – 1000	30
	пламя	1.0 – 5000	30
Cd	печь	0.010 – 10	30
	пламя	1.0 – 1000	25
Ba	пламя	5.0 – 5000	30
Pb	печь	0.10 – 200	30
	пламя	4.0 – 8000	25

Примечание: * соответствуют расширенной неопределенности при коэффициенте охвата k=2.

Жидкостная хроматография

Определение химического состава водных проб (основных анионов и катионов) выполнялось на жидкостном хроматографе LC-20 Prominence (Shimadzu) согласно методикам М-02-1805-09 и ФР.1.31.2002.00598. Метод определения основных анионов основан на разделении анионов на ионообменной колонке и их регистрации с помощью кондуктометрического детектора. Для повышения чувствительности детектора в систему включен химический супрессор, который удаляет катионы натрия из подвижной фазы, таким образом снижая ее фоновую электропроводность. Для каждой пробы проводилось по 2 параллельных определений. За результат измерения концентрации аниона в воде принималось среднее арифметическое значение двух определений. Массовая концентрация каждого аниона X , мг/дм³, вычислялась по формуле:

$$X = C \cdot n, \quad (3.3.8)$$

где C – массовая концентрация аниона, полученная по градуировочной характеристике, мг/дм³;

n – степень разбавления хроматографируемой пробы подвижной фазой, которая рассчитывалась по следующей формуле:

$$n = \frac{V_2}{V_1}, \quad (3.3.9)$$

где V_1 – объем анализируемой пробы перед разбавлением, см³;

V_1 – объем разбавленной пробы, см³.

В настоящей работе результаты измерений массовой концентрации анализируемых анионов в воде представлены в виде X :

где X – среднее значение массовой концентрации аниона в пробе, мг/дм³.

В таблицах фактического материала результаты измерений массовой концентрации анионов представлены без указания погрешностей.

Границы относительной погрешности измерений массовой концентрации анионов при доверительной вероятности $P = 0.95$ для различных диапазонов концентраций представлены в таблице 3.5.

Метод определения основных катионов основан на ионообменных процессах разделения катионов 1-ой группы (калия, натрия) и катионов 2-й группы (магния, кальция) на различных хроматографических колонках, заполненных ионообменником соответствующего типа.

Обработка результатов измерений проб и расчет массовой концентрации катионов выполнялось системой сбора и обработки данных (в программном интерфейсе прибора). За окончательный результат измерений принималось среднее арифметическое из результатов двух параллельных измерений.

Таблица 3.5 – Границы относительной погрешности измерений массовой концентрации анионов ($\pm \delta$, %)

Анализируемый ион	Диапазон измерения массовой концентрации, мг/дм ³	$\pm \delta$, %
*HCO ₃ ⁻	6-30	21
	30-610	12
	> 610	8
SO ₄ ²⁻	0.1-5.0	20
	> 5.0	15
Cl ⁻	0.02-1.0	20
	>1.0	15

Примечание: *измерение массовой концентрации гидрокарбонат иона выполнялось непосредственно после отбора проб воды методом титрования согласно ГОСТ 31957-2012.

В настоящей работе результаты измерений массовой концентрации анализируемых катионов в воде представлены в виде X :

где X – среднее значение массовой концентрации катиона в пробе, мг/дм³.

В таблицах фактического материала результаты измерений массовой концентрации катионов представлены без указания погрешностей.

Границы относительной погрешности измерений массовой концентрации катионов при доверительной вероятности $P = 0.95$ для различных диапазонов концентраций представлены в таблице 3.6.

Таблица 3.6 – Границы относительной погрешности измерений массовой концентрации катионов ($\pm \delta$, %)

Анализируемый катион	Диапазон измерения массовой концентрации, мг/дм ³	$\pm \delta$, %
K^+	0.1-5.0	20
	> 5.0	15
Na^+	0.1-1.0	20
	> 20.0	15
Ca^{2+}	> 1.0	10
Mg^{2+}	1.0-4.0	25
	> 4.0	10

3.5 Методы экспериментального моделирования

3.5.1 Оценка распределения ^{210}Pb в системе «твердая фаза торфа – взвесь – торфяная поровая вода»

Для получения представлений о подвижности ^{210}Pb в торфяной залежи необходимо оценить отношение его активностей в жидкой (болотная вода) и твердой фазе (непосредственно торф), приходящихся на единицу массы торфа естественной влажности. Таким образом, здесь и далее торф в естественном состоянии будет рассматриваться как условная система «твердая фаза торфа – взвесь – торфяная поровая вода», где каждая компонента вносит свой вклад в общую активность ^{210}Pb . Для этих целей из верхней 50 см части торфяной залежи, где по полученным данным сосредоточена основная часть ^{210}Pb , был выполнен послойный (0-10 см, 10-20 см, 20-30 см, 30-40 см, 40-50 см) отбор проб торфа массой ~ 2.5 кг. В полученных образцах торфа гравиметрическим методом предварительно оценивали естественное влагосодержание согласно ГОСТ 11305-2013. Далее пробы торфа высушивали до воздушно сухого состояния в сушильном шкафу при 105 °С, измельчали до фракции < 2 мм и проводили в них измерение активности ^{210}Pb альфа-бета-радиометрическим методом по методике, изложенной выше. Полученный

результат представляет собой валовую активность ^{210}Pb в торфе, которую принимали за 100 % при дальнейшем расчете распределения ^{210}Pb в системе «твердая фаза торфа – взвесь – торфяная поровая вода».

Отдельно оценивали активности ^{210}Pb в торфяной поровой воде, а также во фракции взвешенных частиц с диаметром менее 0.1 мм, выделенной из этой воды. Эта фракция состоит в основном из органического вещества торфа, подвергшегося глубокой биогеохимической трансформации (Лиштван и др., 1989), она достаточно мобильна и может служить носителем ^{210}Pb . Для этого проводили послойный отбор поровых вод (0-10 см, 10-20 см и т.д.), которые отжимали из торфа соответствующих горизонтов залежи с помощью ручного гидравлического пресса. При этом объем пробы воды составил приблизительно 15-20 л для каждого 10 см слоя залежи. Далее образцы болотных вод предварительно очищали от крупных фрагментов неразложившихся растительных остатков, которые отделяли фильтрованием через сито из нержавеющей стали с диаметром отверстий 0.1 мм. Затем производили дальнейшее разделение проб воды центрифугированием при 11000 об/мин с использованием центрифуги лабораторной ЦЛН-16 (Россия) в течение 10 минут. Надосадочную жидкость концентрировали до объема 50 мл путем упаривания. При упаривании к пробам болотных вод добавляли по 5 мл концентрированной HNO_3 и 10 мл H_2O_2 из расчета на каждые 5 л воды. В полученном концентрате проводили измерение активности ^{210}Pb альфа-бета-радиометрическим методом, которую затем пересчитывали на активность ^{210}Pb в болотных водах с учетом концентрирования при упаривании. Долю ^{210}Pb , приходящуюся на поровую воду $\omega_{\text{пв}}$ в системе «твердая фаза торфа – взвесь – торфяная поровая вода», рассчитывали по формуле:

$$\omega_{\text{пв}} = A_{\text{пв}} \cdot W_{\text{вл}} / A_{\text{т+вз+пв}}, \quad (3.3.10)$$

где $A_{\text{пв}}$ – удельная активность ^{210}Pb в болотной поровой воде, Бк/кг;

$W_{\text{вл}}$ – естественное содержание влаги в торфе по ГОСТ 11305-2013, %;

$A_{\text{т+вз+пв}}$ – удельная активность ^{210}Pb в системе «твердая фаза торфа – взвесь – торфяная поровая вода», Бк/кг.

Отцентрифугированные осадки высушивали при 105 °С и также оценивали в них активности ^{210}Pb . Долю ^{210}Pb , приходящуюся на фракцию взвешенных частиц $\omega_{\text{вз}}$ в системе «твердая фаза торфа – взвесь – торфяная поровая вода», рассчитывали по формуле:

$$\omega_{\text{вз}} = A_{\text{вз}} \cdot W_{\text{вз}} / A_{\text{т+вз+пв}}, \quad (3.3.11)$$

где $A_{\text{вз}}$ – удельная активность ^{210}Pb в осадке, Бк/кг;

$W_{\text{вз}}$ – массовая доля взвешенных частиц в системе «твердая фаза торфа – взвесь –

торфяная поровая вода», %;

$A_{T+VЗ+ПВ}$ – удельная активность ^{210}Pb в системе «твердая фаза торфа – взвесь – торфяная поровая вода», Бк/кг.

Долю ^{210}Pb приходящуюся на твердую фазу торфа, за вычетом взвешенной фракции и торфяной поровой воды, ω_T рассчитывали по формуле:

$$\omega_T = 100\% - \omega_{VЗ} - \omega_{ПВ}, \quad (3.3.12)$$

где $\omega_{VЗ}$ – доля ^{210}Pb , приходящаяся на фракцию взвешенных частиц, %,

$\omega_{ПВ}$ – доля ^{210}Pb , приходящаяся на поровую воду, %.

3.5.2. Оценка связывания ^{210}Pb торфом с учетом влияния параметра pH

Оценку связывания (сорбции) свинца торфом с учетом влияния параметра pH проводили на примере радиоактивного свинца ^{210}Pb в области ультрамалых концентраций, а также стабильного свинца в области низких и области экстремально высоких концентраций. Экспериментальные исследования проводились в статических условиях. Для этого аликвоты предварительно приготовленных рабочих растворов нитрата свинца объемом 25 мл добавляли к заранее приготовленной рабочей суспензии торфа (0.4 г абсолютно сухого торфа в 15 мл дистиллированной воды). Содержание радиоактивного свинца ^{210}Pb в аликвоте ультрамалых концентраций составляло 20 Бк $\sim 7.08 \cdot 10^{-8}$ мг, в аликвоте низких концентраций – 0.2 мг, а в аликвоте экстремально высоких – 200 мг, соответственно. При этом концентрация сухого вещества торфа – C_T в полученных смесях была постоянной и составляла 10 г/л и рассчитывалась согласно следующей формуле:

$$C_T = m_T / (V_{TC} + V_{Аликв}) = 0.4 \text{ г} / (0.015 \text{ л} + 0.025 \text{ л}) = 10 \text{ г/л}, \quad (3.3.13)$$

где m_T – навеска абсолютно сухого торфа, г;

V_{TC} – объем рабочей торфяной суспензии, л;

$V_{Аликв}$ – объем аликвоты рабочего раствора Pb, л,

что соответствует влажности торфа 99.0 % и сопоставимо с естественной влажностью верховых торфов для ненарушенных верховых торфяников (Косов и др., 2007).

Концентрация свинца C_{Pb} в полученной смеси раствора нитрата свинца и торфяной суспензии для ультрамалых концентраций составила $1.77 \cdot 10^{-6}$ мг/л ($1.77 \cdot 10^{-7}$ мг на 1 г торфа, что эквивалентно активности ^{210}Pb в 500 Бк/кг) и рассчитывалась по формуле:

$$C_{Pb} = m_{Pb} / (V_{Аликв} + V_{TC}) = 7.08 \cdot 10^{-8} \text{ мг} / (0.015 \text{ л} + 0.025 \text{ л}) = 1.77 \cdot 10^{-6} \text{ мг/л}, \quad (3.3.14)$$

где m_{Pb} – содержание свинца в аликвоте рабочего раствора, мг;

$V_{Аликв}$ – объем аликвоты рабочего раствора Pb, л;

V_{TC} – объем рабочей торфяной суспензии, л.

Концентрация свинца C_{Pb} в полученной смеси раствора нитрата свинца и торфяной суспензии для низких концентраций составляла 5 мг/л (0.5 мг свинца на 1 г торфа) и рассчитывалась по формуле:

$$C_{Pb} = m_{Pb} / (V_{Аликв} + V_{TC}) = 0.2 \text{ мг} / (0.015 \text{ л} + 0.025 \text{ л}) = 5 \text{ мг/л}. \quad (3.3.15)$$

Концентрация свинца C_{Pb} в полученной смеси раствора нитрата свинца и торфяной суспензии для экстремально высоких концентраций составляла 5 г/л (0.5 г свинца на 1 г торфа) и рассчитывалась по формуле:

$$C_{Pb} = m_{Pb} / (V_{Аликв} + V_{TC}) = 200 \text{ мг} / (0.015 \text{ л} + 0.025 \text{ л}) = 5000 \text{ мг/л}. \quad (3.3.16)$$

После добавления рабочего раствора свинца к рабочей суспензии торфа измеряли начальный pH ($pH_{нач.}$) в полученной смеси с помощью анализатора Эксперт-001 (Эконикс, Россия) в комплекте с комбинированным стеклянным электродом ЭСК-10603. Поскольку эксперимент по сорбции свинца торфом проводили при трех разных заданных значениях pH: 2.00, 4.00, 6.00, то величину данного параметра регулировали добавлением к полученной смеси небольших количеств разбавленных растворов HNO_3 или $NaOH$. Пробирки со смесью торфяной суспензии и раствора соли свинца с заданной концентрацией и pH выдерживали 72 часа с периодическим перемешиванием с помощью лабораторного шейкера. После этого измеряли равновесный pH ($pH_{равн.}$) суспензии и разделяли ее на жидкую и твердую фазы путем центрифугирования при 11000 об/мин на лабораторной центрифуге ЦЛн-16 (Россия) в течение 10 минут. Затем в надосадочном растворе определяли остаточную активность ^{210}Pb альфа-бета радиометрическим методом и остаточное содержание стабильного свинца методом атомно-абсорбционной спектроскопии.

Степень связывания (сорбции) свинца торфом – $f_{св}$ рассчитывали по формуле:

$$f_{св} = (C_{Pb}^1 - C_{Pb}^2) \cdot 100\% / C_{Pb}^1, \quad (3.3.17)$$

где C_{Pb}^1 – заданная концентрация свинца в растворе, мг/л;

C_{Pb}^2 – концентрация свинца, измеренная в надосадочной жидкости в конце эксперимента, мг/л.

3.5.3. Оценка десорбции ^{137}Cs и ^{210}Pb из торфа под влиянием минерализованных дренажных вод

Экспериментальные исследования по оценке десорбции ^{137}Cs и ^{210}Pb из торфа под воздействием минерализованных дренажных вод проводили в статических условиях. Исследования выполнялись с использованием гомогенизированного образца верхового

торфа с известным содержанием ^{137}Cs и ^{210}Pb , отобранного из верхней части торфяной залежи 0-50 см. Содержание в образце торфа ^{137}Cs составляло 22.4 Бк/кг, ^{210}Pb – 180.0 Бк/кг. В качестве модельных растворов дренажных вод использовались подземные воды, непосредственно откачиваемые при водопонижении карьеров на месторождении им. М.В. Ломоносова. Это подземные воды падунского водоносного горизонта (V_{2pd}) с минерализацией 147.5 мг/л и подземные воды нижележащего мезенского слабоводоносного горизонта (V_{2mz}) с минерализацией 7950 мг/л. Данные подземные воды не содержат ^{137}Cs и характеризуются крайне низким содержанием ^{210}Pb < 0.001 Бк/л. Необходимо отметить, что состав итоговой смеси подземных вод, которые и являются дренажными, не известен. Поэтому экспериментальные исследования по оценке взаимодействия дренажных вод с торфом выполнялись отдельно для двух крайних членов смешения – подземных вод падунского и мезенского водоносных горизонтов, которые в работе условно обозначены как низкоминерализованные и высокоминерализованные воды. Суть лабораторного эксперимента заключалась в следующем.

В лабораторный стакан объемом 3 л помещали навеску воздушно сухого торфа массой 50.0 г и приливали 2 л исследуемой воды (низкоминерализованной или высокоминерализованной) до полного смачивания торфа. Полученная смесь торфа и воды (1:40 по массе) соответствует влажности торфа 97.6 %, что сопоставимо с естественной влажностью верховых торфов (Косов и др., 2007). Водно-торфяную суспензию выдерживали в течение 72 часов с периодическим перемешиванием с помощью лабораторного шейкера. После этого полученную суспензию разделяли на жидкую (надосадочная жидкость) и твердую (торф) фазы. Разделение фаз осуществлялось методом центрифугирования при 11000 об/мин с использованием центрифуги лабораторной (ЦЛн-16, Россия) в течение 10 минут. Затем в надосадочной жидкости и торфе определяли активности ^{137}Cs и ^{210}Pb . Далее оценивали распределение данных радионуклидов между жидкой и твердой фазами в % от их валового содержания в изучаемой системе. Валовое содержание ^{137}Cs в системе составляло 1.12 Бк ($22.4 \text{ Бк/кг} \cdot 0.05 \text{ кг} = 1.12 \text{ Бк}$). Валовое содержание ^{210}Pb составляло 9.0 Бк ($180.0 \text{ Бк/кг} \cdot 0.05 \text{ кг} = 9.0 \text{ Бк}$).

Долю радионуклида, перешедшего в жидкую фазу $\omega_{жф}$ (в %) определяли согласно следующей формуле:

$$\omega_{жф} = (A_{жф} \cdot V \cdot 100\%) / A_{тф+жф}, \quad (3.3.18)$$

где $A_{жф}$ – измеренная удельная активность радионуклида в жидкой фазе, Бк/л;

V – объем жидкой фазы, л;

$A_{тф+жф}$ – валовое содержание (активность) радионуклида в системе торф – вода, Бк;

Долю радионуклида, оставшегося в твердой фазе $\omega_{тф}$ (в %) определяли согласно

следующей формуле:

$$\omega_{\text{тф}} = (A_{\text{тф}} \cdot m \cdot 100\%) / A_{\text{тф+жф}}, \quad (3.3.19)$$

где $A_{\text{тф}}$ – измеренная удельная активность радионуклида в твердой фазе, Бк/кг

m – масса твердой фазы (торфа), кг;

$A_{\text{тф+жф}}$ – валовое содержание (активность) радионуклида в системе торф – вода, Бк;

При этом доля радионуклида, перешедшего в жидкую фазу $\omega_{\text{жф}}$, и показывает его степень десорбции из торфа в условиях настоящего эксперимента. За окончательный результат принимали среднее значение, полученное в ходе 3 параллельных опытов.

3.6 Вспомогательные методы исследований

3.6.1 Методика исследования состава стабильных изотопов в воде ^2H - ^{18}O

Изучение состава стабильных изотопов воды ^2H - ^{18}O проводили в Ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета. Измерения выполняли при помощи лазерного спектрометра Picarro L-2120i (США). Калибровка прибора проводилась с использованием международных стандартов с известными значениями ^2H и ^{18}O , таких как VSMOW-2, SLAP, GISP, USGS45 и USGS46. Измерение стандартных образцов проводилась как в начале измерительной сессии, так и через каждые 5-10 проб. Перед загрузкой пробы в прибор вода дополнительно отфильтровывалась через мембранный фильтр с размером пор 0.45 мкм во избежание загрязнения детектора. Результаты измерений выражались в виде δ , ‰ согласно следующей формуле (Екайкин, 2016):

$$\delta, \text{‰} = \frac{R_{\text{обр}} - R_{\text{ст}}}{R_{\text{ст}}} \cdot 1000, \quad (3.3.20)$$

где $R_{\text{обр}}$ – отношение $^2\text{H}/\text{H}$ или $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в образце;

$R_{\text{ст}}$ – отношение $^2\text{H}/\text{H}$ или $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в стандарте.

Погрешность определения стабильных изотопов воды на лазерном спектрометре Picarro L-2120i составляла ± 0.02 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и ± 0.1 ‰ для $\delta^2\text{H}$.

3.6.2 Методика георадарной съемки

Георадарная съемка в данной работе использовалась для изучения строения верхней толщи геологического разреза в районах распространения многолетнемерзлых горных

пород. Основной целью георадарных исследований являлось картирование границы сезонно-талого слоя. Отражение сигнала на георадарограмме обеспечивает контрастность диэлектрических свойств между талыми грунтами и мерзлыми грунтами, связанную с наличием льда. Чем больше льда, тем ниже значение диэлектрической проницаемости и выше скорость электромагнитных волн. Возможность картирования таких границ показана в ряде работ (Владов, Старовойтов, 2004; Каверин и др., 2018; Du et al., 2020). В опубликованных работах для определения глубины сезонно-талого слоя рекомендуется использовать антенну с частотой 400 МГц.

Для выполнения георадарных исследований использовался георадар SIR-3000 (США), оборудованный высокочастотной антенной 5103 с частотой 400 МГц и глубиной до 5 м. Для антенны применялся вариант непрерывного зондирования в прямом и обратном направлении с записью сигнала до 100 наносекунд при максимальном значении параметра разрешения 512 выборок на сканированную трассу. Горизонтальная плотность записи на антенне была задана равной 16 точкам зондирования на метр. Для вычисления глубины проникновения электромагнитного сигнала значение диэлектрической проницаемости грунтов выставлялось на 12. Георадарная съемка выполнялась по линиям профилей. Обработка данных проводилась с использованием программного комплекса RADAN 6.5, позволяющего преобразовывать георадиолокационные данные в разрез. На разрезах выделялись аномальные области, характерные для локальных неоднородностей в грунте, контрастные границы талого и мерзлого слоев. Постобработка данных выполнялась методом преобразования Гильберта. В результате чего были построены георадиолокационные разрезы, визуализирующие как литологические границы, так и границы между мерзлыми и талыми породами.

3.7 Методы обработки данных

Обработка полученных в работе материалов выполнялась с использованием стандартных приемов работы с данными. Обобщение результатов измерений проводилось с использованием программного пакета Microsoft Excel, являющегося наиболее удобным инструментом для сбора и первичной обработки данных.

Статистический анализ полученных данных выполнялся с помощью программного пакета Origin Pro 10.0.0.154, Version 2023. Для выявления связей между параметрами использовался парный корреляционный анализ. Перед проведением корреляционного анализа проводилась проверка выборки на распределение по критериям Шапиро-Уилка и Колмогорова-Смирнова. В случае если распределение не являлось нормальным, для

оценки связи между параметрами использовался коэффициент ранговой корреляции Спирмена. В случае, когда распределение значений всех переменных являлось нормальным, то оценка тесноты связи между параметрами выполнялась с использованием коэффициента корреляции Пирсона. Результаты парного корреляционного анализа представлены в работе в виде корреляционных матриц, в которых также приведены уровни значимости p -value для каждого значения коэффициента корреляции. Построение таблиц, графиков и схем выполнялось как в Microsoft Excel, так и в Origin Pro. Обработка некоторых данных проводилась в программе Matlab.

Визуализация полученных данных в виде карт распределения исследуемых параметров (создание карт изолиний) проводилась в ГИС-программе Surfer 13.0.383, Version 2025. В качестве метода геостатистической интерполяции данных при построении карт изолиний использовался метод кригинг. Создание картографического материала также выполнялась с использованием ГИС-программы Q-GIS 3.34.

Оценка скоростей накопления торфяных отложений выполнялась с использованием модели постоянного потока Constant Rate of Supply – CRS, которая подразумевает, что атмосферный поток ^{210}Pb на поверхность болота не изменяется в зависимости от изменения скорости накопления торфа (Appleby, 2008; Cordoba et al., 2017).

Расчет траекторий движения воздушных масс для оценки источников радиационного загрязнения выполнялся с помощью модели HYSPLIT (<https://psl.noaa.gov/>). В качестве базы данных архивных метеорологических параметров использовалась БД «REANALYSIS (global, 1948-present)» (<https://psl.noaa.gov/data/reanalysis/reanalysis.shtml>). В качестве типа траектории использовался «ensemble», который позволяет запустить несколько вероятных траекторий движения воздушных масс из первоначального местоположения за счет применения коэффициентов смещения для архивных метеорологических данных.

Для обработки данных георадарной съемки использовался метод преобразования Гильберта, который позволяет преобразовать каждую запись сигнала (трассу), в комплексный сигнал с выделением огибающей, мгновенной амплитуды и фазы. Этот метод хорошо подходит для визуализации и анализа участков со слабо выраженными или плохо прослеживаемыми отражающими границами, таких, как зоны с повышенной влажностью грунтов и неоднородные слои (Рязанцев, Родионов, 2015). Метод значительно упрощает интерпретацию данных и улучшает обнаружение сигналов, что помогает выделить особенности строения исследуемого разреза, которые трудно заметить в исходных записях.

При построении карты радиогеоэкологического районирования территории использовался метод экспертных оценок (Грязнов и др., 2017; Ружникова, 2021). Метод

закljučается в балльной оценке экологической роли факторов для конкретного участка на карте (квадрата). Каждому учитываемому фактору присваивается балльная оценка на основе шкалы, характеризующей степень негативного воздействия фактора на природную среду. Получившаяся шкала через равные интервалы была разделена на 5 классов геоэкологического состояния (риска или экологической напряженности): I – благоприятное (низкий риск), II – удовлетворительное (умеренный риск), III – напряженное (удовлетворительный риск), IV – неблагоприятное (высокий риск), V – чрезвычайное (очень высокий риск).

ГЛАВА IV

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОСНОВНЫХ ДЕПОНИРУЮЩИХ СРЕДАХ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

Со второй половины XX века Российская Арктика подверглась значительному техногенному радиационному воздействию (Айбулатов, 2000; Сыч, Дубинко, 2005; Сивинцев и др., 2005; Саркисов и др., 2012; Матишов и др., 2014; Лаверов и др., 2016). В силу географических и экономических особенностей основное техногенное радиационное воздействие испытал на себе Западный сектор Российской Арктики, где оказалось сосредоточено основное количество различных техногенных радиационных объектов СССР/России, представляющих как потенциальную, так и реальную радиоэкологическую угрозу (Величкин и др., 2013; Саркисов и др., 2015). Источники техногенного радиационного загрязнения территорий и акваторий Западного сектора Российской Арктики подробно рассмотрены в главе 1, здесь в качестве резюме лишь кратко перечислим основные из них.

Основными источниками исторических поступлений антропогенных радионуклидов в экосистемы Западного сектора Российской Арктики являлись: глобальные (стратосферные) выпадения от атмосферных испытаний атомного оружия, перенос течениями жидких радиоактивных отходов от западноевропейских радиохимических заводов, выпадения от аварии на Чернобыльской АЭС, захоронение и слив радиоактивных отходов, локальные (тропосферные) выпадения от испытаний на Новой Земле (Матишов и др., 1994; Кваша и др., 2001; Сивинцев и др., 2005; Никитин, 2009; Саркисов, 2019). В настоящее время риски техногенного радиационного загрязнения рассматриваемого региона в первую очередь связаны с береговой инфраструктурой гражданского и военного атомного флота, пунктами переработки и хранения радиоактивных отходов, объектами «ядерного наследия», проведением ядерных взрывов в мирных целях, высвобождением техногенных радионуклидов из ледникового покрова Новой Земли в связи с глобальным потеплением (Кобылянский и др., 2012; Саркисов, 2019; Miroshnikov et al., 2021). Основные потенциальные и реальные источники техногенного радиационного загрязнения Западного сектора Российской Арктики представлены на рис. 4.1.

Несмотря на многократное снижение эмиссии техногенной радиоактивности после прекращения атмосферных испытаний и выбросов в морскую среду радиохимических заводов Западной Европы и прекращение захоронения радиоактивных отходов в морской среде, многообразие источников, значительные объемы исторических поступлений

радионуклидов и вызовы, связанные с глобальным потеплением, определяют необходимость радиоэкологических исследований природной среды Арктики с целью оценки распределения, уровней накопления и миграции радионуклидов в различных компонентах экосистем, определения соотношения источников, прогноза изменения радиационной обстановки под воздействием различных факторов и другие вопросы.



Рисунок 4.1 – Схема радиационно-опасных объектов Западного сектора Российской Арктики в границах Арктической зоны Российской Федерации (составлена с использованием данных Саркисов и др., 2015; Матишов и др., 2019).

- 1 - места испытаний атомного оружия на Новой Земле: губа Черная, южный берег пролива Маточкин Шар, район полуострова Сухой Нос; 2 – места захоронения ТРО: Новоземельская впадина, заливы Новой Земли - Седова, Ога, Цивольки, Степового, Абросимова, Благополучия и Течений; 3 – места слива ЖРО в акватории Баренцева моря; 4 – базы военного и гражданского атомного флота, пункты хранения радиоактивных отходов, объекты атомного судостроения и судоремонта: район г. Мурманска, объекты Кольского залива, губа Андреева, губа Ура, Гремиха, район г. Северодвинска; 5 – ядерные взрывы в мирных целях: Днепр-1, Днепр-2, Агат, Пирит, Горизонт-1, Глобус-4; 6 – Кольская АЭС; 7 – затонувшие АПЛ с ЯЭУ: К-278 «Комсомолец», К-159, К-27 (затоплена); 8 – граница Арктической зоны Российской Федерации (согласно Указа Президента РФ от 27.06.2017 №287)

Очевидно, что это крайне сложная задача, требующая колоссальных исследовательских усилий с учетом многообразия объектов исследования. Однако общие оценки могут быть сделаны на основе исследования наиболее представительных индикаторных объектов, которые накапливают значимую часть радиоактивности, поступившей в окружающую среду. В этом плане наиболее информативными объектами, отражающими текущую радиоэкологическую обстановку и динамику исторических радиационных воздействий, являются депонирующие природные среды, обладающие повышенной аккумулярующей способностью по отношению к различным загрязнителям, в том числе к радионуклидам. В пределах островных арктических территорий выпавшая на поверхность земли радиоактивность в основном накапливается фрагментарным слабо развитым почвенно-растительным покровом, отражая радиационное состояние наземных ландшафтов высокоширотной Арктики. В морской среде Западного сектора Российской Арктики основным депонирующим объектом, очевидно, можно рассматривать морские донные отложения. В континентальной части основной представительной депонирующей средой являются торфяные отложения, занимающие в прибрежных районах значительные площади и представленные верховыми сфагновыми болотами с преимущественным атмосферным питанием. Таким образом, рассмотрение вопросов, связанных с оценкой радиоэкологического состояния природной среды Западного сектора Российской Арктики, будет выполняться на примере основных депонирующих сред: почвенно-растительного покрова островной Арктики, морских донных осадков Баренцева моря и торфяников прибрежных территорий.

4.1. Радиоактивные элементы в почвах и растительности островных территорий Западного сектора Российской Арктики

Ландшафты высокой Арктики, формируемые в суровых климатических условиях островных территорий, характеризуются слабым развитием почвенно-растительного покрова, распространение которого лимитирует очень короткий вегетационный период, развитие сплошной мерзлоты и покровного оледенения. Очевидно, что ландшафты высокой Арктики, в отличие от расположенных южнее тундровых ландшафтов, характеризуются слабым потенциалом к аккумуляции загрязняющих веществ, в том числе радионуклидов. Тем не менее, они важны для характеристики радиационного загрязнения наземных экосистем высокоширотной Арктики. При этом сведений о содержании радионуклидов в ландшафтах арктических архипелагов практически нет. В связи с этим было выполнено исследование распределения радиоактивных элементов в почвенно-

растительном покрове островных арктических территорий на примере трех ключевых участков, расположенных на архипелагах Земля Франца Иосифа и Новая Земля, а также острове Колгуев (рис. 4.2). Всего в пределах изученных ключевых участков было заложено 11 почвенных разрезов, из которых отобрано 33 пробы по генетическим горизонтам. Кроме этого, отобрано 10 видов наиболее представительной растительности. Также в пределах ключевых участков выполнено измерение радиационного фона по гамма-излучению, определение потока альфа-частиц с поверхности и плотности потока радона в 150, 43 и 12 точках соответственно.



Рисунок 4.2 – Местоположение ключевых участков исследований почвенно-растительного покрова островных арктических территорий

4.1.1 Архипелаг Земля Франца Иосифа (остров Мейбел)

Первый ключевой участок расположен в пределах острова Мейбел, который относится к южной группе островов архипелага Земля Франца Иосифа. Большая часть острова Мейбел представляет собой базальтовое плато мелового возраста высотой до 342 м, покрытое ледниковым куполом, снежниками и фирновыми полями. Согласно почвенно-географическому районированию остров расположен в зоне высокоарктических тундропустошей. Участок исследований находится в южной части острова и представляет собой низкую морскую террасу свободную ото льда, сложенную песками и глинами юрского возраста (Государственная геологическая..., 1956), которые перекрыты валунно-галечным материалом (рис. 4.3). Почвенный покров фрагментарный, сформированный под куртинами мохово-лишайниковой растительности, представлен слабо развитыми почвами ствола первичного почвообразования.

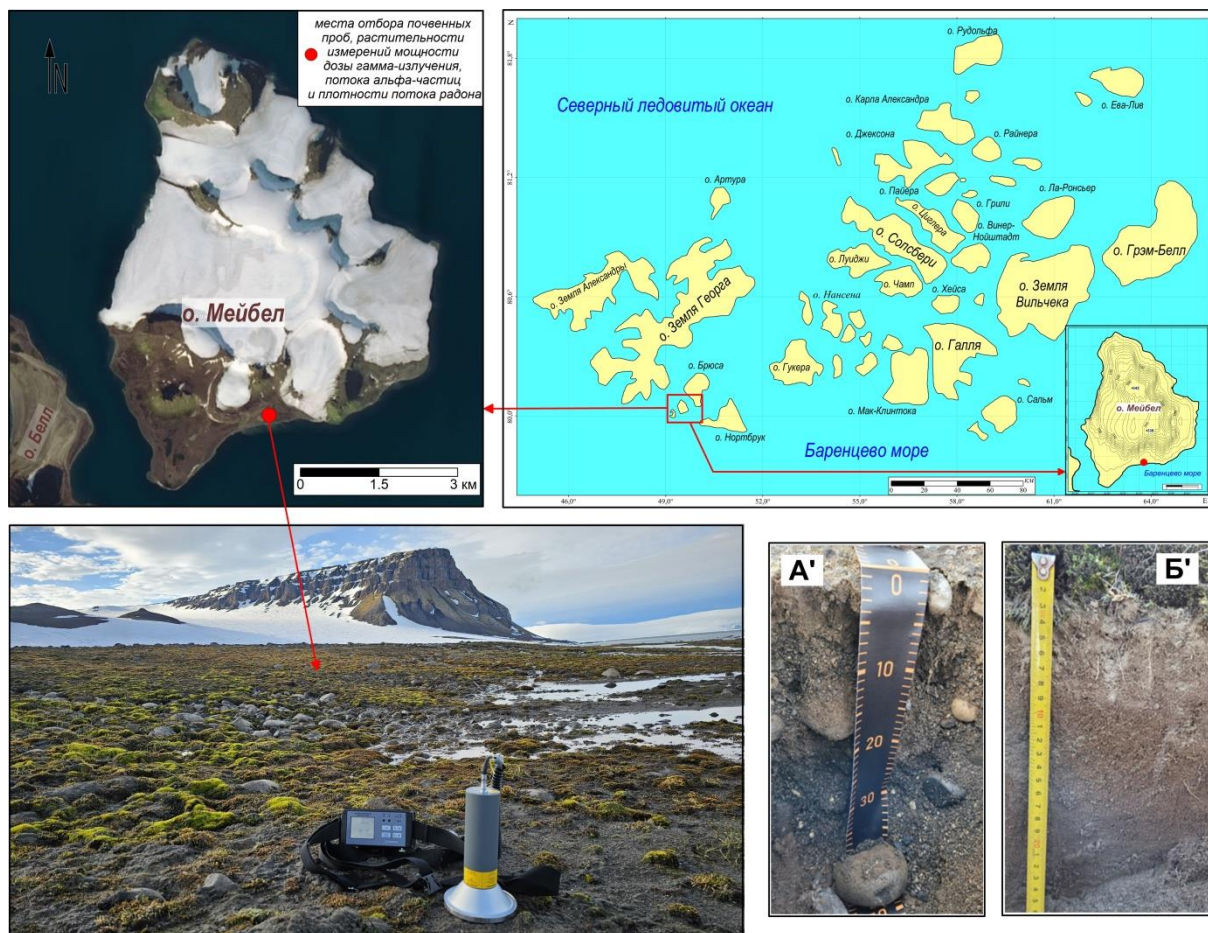


Рисунок 4.3 – Район отбора проб почв и растительности, а также полевых измерений радиационных параметров в южной части острова Мейбел (южная группа островов архипелага Земля Франца Иосифа). На фотографии показан участок исследований (фото Яковлев Е.Ю.). А'-Б' – фотографии типичных почвенных разрезов района исследований (фото Каверин Д.А.): А' – псаммозем темногопрофильный, Б' – псаммозем ожелезненный

На данном участке отобрано 13 проб почв из генетических горизонтов четырех почвенных разрезов, заложенных по трансекте от песчаного пляжа вглубь острова. Расстояние между профилями составляло около 100 метров. Отобранные почвы участка представлены псаммоземами двух подтипов: псаммоземы темнопрофильные, развитые в прибрежной зоне на границе песчаного пляжа и псаммоземамы ожелезненные, которые сменяют псаммоземы темнопрофильные по мере удаления от береговой линии. Почвенные разрезы выделяются значительным содержанием в минеральных горизонтах валунно-галечникового материала (до 50 %). Пробы растительности, отобранной в местах заложения почвенных разрезов, были представлены тремя типичными видами: *Tomentypnum nitens* (Hedw.) Loeske, *Cerastium regelii* Ostenf. и *Ptychostomum cryophilum* (Mårtensson) J.R.Spence.

Радиационный фон по гамма-излучению в южной части острова Мейбел, измеренный в 51 точке варьирует от 0.02 ± 0.01 до 0.07 ± 0.03 мкЗв/ч при среднем значении мощности дозы 0.03 ± 0.01 мкЗв/ч (табл. А1, Приложение А). Средние значения мощности дозы гамма-излучения, зафиксированные в южной части острова Мейбел, являются минимальным среди данных со станций мониторинга радиационной обстановки на территории Российской Федерации (<https://egasmro.ru/ru/>). Крайне низкие значения мощности дозы, очевидно, связаны с низким содержанием естественных радиоактивных элементов в почвах острова, сформированных из продуктов выветривания базальтов. Поток альфа-частиц с поверхности по данным измерений в 15 точках изменяется в диапазоне 0.02 ± 0.01 – 0.06 ± 0.02 част/(мин·см²), среднее значение составляет 0.04 ± 0.01 част/(мин·см²), что соответствует крайне низкому уровню поверхностного загрязнения территории альфа-излучающими радионуклидами. Плотность потока радона, измеренная в 4 точках, также демонстрирует крайне низкий уровень и изменяется от <1 до 3 ± 1 мБк/м², что свидетельствует о низком потенциале радоноопасности острова Мейбел.

Распределение физико-химических параметров по генетическим горизонтам почвенных разрезов острова Мейбел представлено на рис. 4.4. В табличном виде данные представлены в Приложении Б (табл. Б1). Так, для основных физико-химических параметров почвенных разрезов острова Мейбел явных отличий по мере удаления от береговой линии не прослеживается. Изученные физико-химические показатели изменяются в достаточно узких интервалах. Можно отметить относительно низкое содержание органического вещества, что является характерным для псаммоземов и обусловлено геоклиматическими условиями ключевого участка. Доля органического вещества варьирует от 2.7 до 5.6 % при среднем содержании 4.0 %.

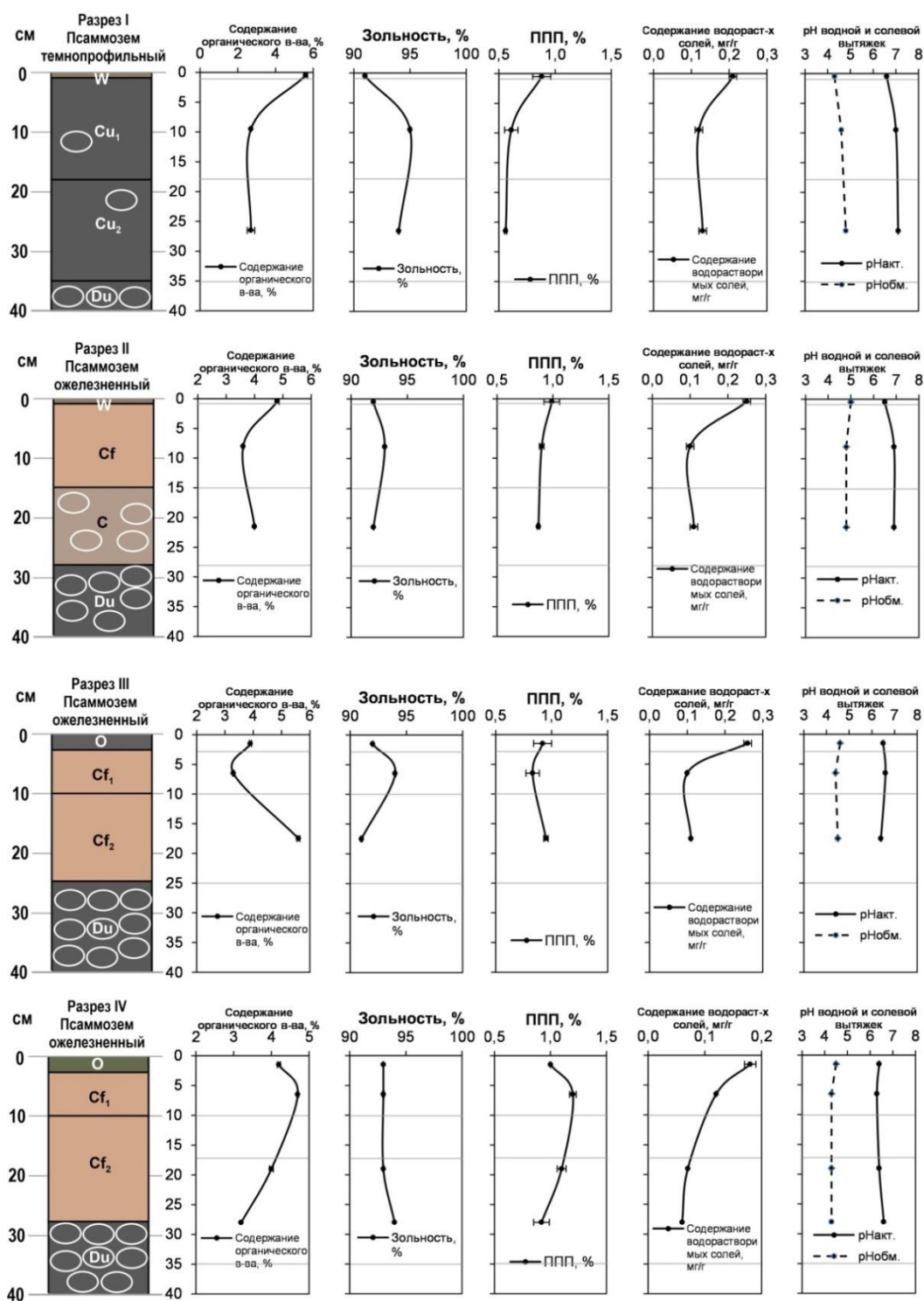


Рисунок 4.4 – Распределение физико-химических параметров в генетических горизонтах почв, отобранных в южной части острова Мейбел. Обозначения генетических почвенных горизонтов: W – слаборазвитый гумусовый горизонт, Cu – почвообразующая порода темноцветная, Du – подстилаящая рыхлая порода темноцветная, О – маломощная слаборазложившееся подстилка, С – почвообразующая порода, Cf – почвообразующая порода с признаками ожелезнения, овальные значки – значительное содержание валунно-галечникового материала диаметром 0.1-0.3 м. Цифрами после индексов (Cf₁, Cf₂) показана последовательность схожих горизонтов

Наибольшее содержание органики закономерно приурочено к верхним органогенным горизонтам W и O с наблюдаемым снижением с глубиной. Исключение составляет разрез III, в котором пик содержания органики смещен вглубь разреза и наблюдается во втором горизонте почвообразующей породы Cf₂, что указывает на внутрипрофильную миграцию органического вещества. Доля летучих соединений в зольном остатке (ППП) также минимальна и составляет от 0.6 до 1.2 % при среднем значении 0.9 %. Содержание водорастворимых солей (электролитов) изменяется в пределах от 0.06 до 0.26 мг/г при средней концентрации 0.14 мг/г с наблюдаемым отчетливым снижением вниз по разрезу. Таким образом, можно отметить, что почвы острова Мейбел крайне бедны как органическим веществом, так и растворимыми минеральными соединениями. Активная кислотность $pH_{\text{акт.}}$ варьирует в интервале от 6.3 до 7.1, что позволяет отнести их практически к нейтральным (Шишов, 2002). При этом pH относительно стабилен по глубине почвенных разрезов.

Распределение радиационных параметров по генетическим горизонтам почвенных разрезов острова Мейбел представлено на рис. 4.5. Данные по активностям радионуклидов в каждом горизонте показаны в таблице и Б2 Приложения Б.

Суммарная удельная альфа-активность A_α в почвенных горизонтах острова Мейбел варьирует в диапазоне от 130 до 310 Бк/кг при среднем значении 204 Бк/кг. Как видно на графиках вертикального распределения, в большинстве почвенных профилей основная альфа-активность сосредоточена в верхних гумусово-слаборазвитом и подстилочно-торфяном горизонтах.

Суммарная удельная бета-активность A_β изменяется в пределах 165 – 490 Бк/кг, среднее значение составляет 349 Бк/кг. Максимальные значения параметра A_β также в основном приурочены к верхним горизонтам. Характер внутрипрофильного распределения параметров A_α и A_β в основном отражает вклад различных естественных долгоживущих альфа- (^{210}Po , ^{226}Ra , изотопы тория и урана) и бета-излучающих (^{228}Ra , ^{210}Pb , ^{40}K и др.) радионуклидов в суммарные альфа- и бета-активности почвенных горизонтов. Среди техногенных радионуклидов наибольший вклад в суммарную бета-активность A_β вносит ^{137}Cs . Вклад техногенных альфа-излучающих изотопов в A_α в почвах острова Мейбел, вероятно, является незначительным, учитывая крайне низкий поток альфа-частиц с поверхности.

Активности естественных радиоактивных элементов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в почвенных горизонтах южной части острова Мейбел варьируют в диапазонах 3.5 – 9.6, 3.1 – 18 и 96 – 330 Бк/кг. Средние активности ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K составляют 7.1, 10.3 и 225 Бк/кг, соответственно, что значительно ниже значений, характерных в среднем для почв

Российской Федерации. Согласно (UNSCEAR, 2000) среднее содержание ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в почвах России составляет 19, 30 и 520 Бк/кг, соответственно.

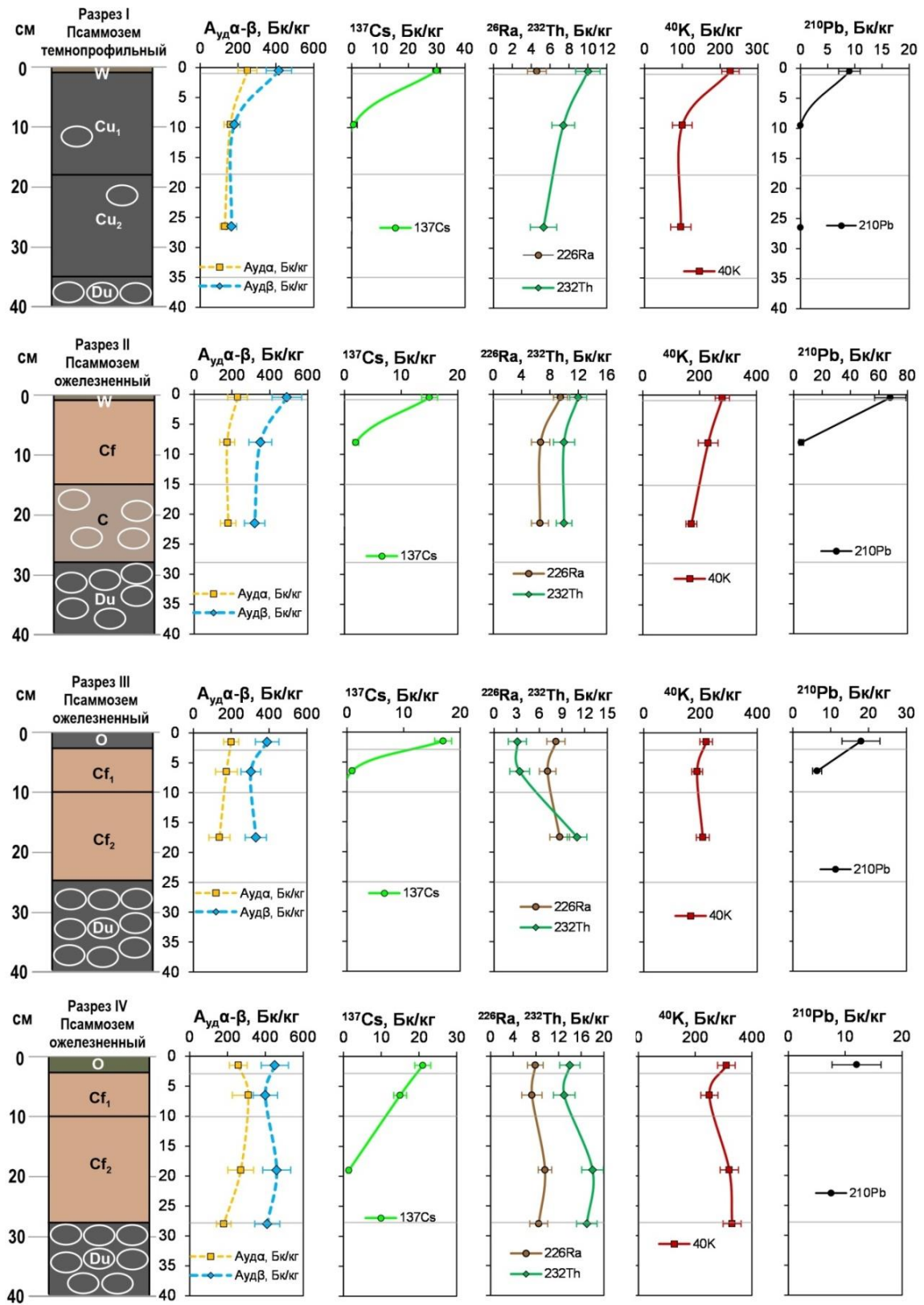


Рисунок 4.5 – Распределение радиоактивных элементов в генетических горизонтах почв, отобранных в южной части острова Мейбел. Обозначения генетических почвенных горизонтов показаны на рис. 4.4

В то же время, средние активности ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в почвах острова Мейбел хорошо соответствуют их средним содержаниям в базальтах, которые в ряду изверженных пород характеризуются сравнительно низкими содержаниями естественных радионуклидов: ^{226}Ra – 8.8 Бк/кг (~ 0.7 г/т), ^{232}Th – 9.4 Бк/кг (~ 2.3 г/т) и ^{40}K – 200 Бк/кг ($\sim 0.7\%$ K_2O) (Смыслов, 1974; Григорьев, 2002). Очевидно, что радионуклидный состав изученных почвенных разрезов является следствием формирования почв в результате выветривания базальтов острова Мейбел.

Характер внутрипрофильного распределения ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K имеет выраженные различия между группами изученных разрезов. Так, в разрезах I и II, расположенных в прибрежной зоне, распределение естественных радиоактивных элементов отвечает аккумулятивно-элювиально-иллювиальному типу, когда повышенные активности радионуклидов также фиксируются в верхнем слабо развитом гумусовом горизонте W мощностью 0-1 см. Такое распределение радионуклидов в разрезах I и II может быть связано как с их удержанием органическим веществом, так с обогащением горизонта W мелкодисперсными фракциями (Чевычелов, Собакин, 2020). В разрезах III и IV максимальные активности ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K смещены вниз по профилям и наблюдаются в нижних ожелезненных горизонтах почвообразующих пород Cf_2 . Такое элювиально-иллювиальное распределение естественных радионуклидов в разрезах III и IV, вероятно, связано с тем, что по мере удаления от берега уменьшается каменистость верхних почвенных горизонтов (рис. 4.4), соответственно увеличивается доля песчаных фракций в составе почвообразующей породы (фото А' на рис. 4.3). Преимущественно песчаный состав почвообразующей породы, вероятно, способствует выносу подвижных форм радионуклидов вниз по профилю.

Активность ^{210}Pb в изученных почвенных разрезах варьирует от 5.3 до 68 Бк/кг, средняя активность составляет 14.8 Бк/кг. Максимальная активность ^{210}Pb закономерно сосредоточена в самых верхних органогенных горизонтах, что соответствует поверхностно-аккумулятивному распределению и отражает преимущественное атмосферное поступление ^{210}Pb (Vaaramaa et al., 2010). Для нижележащих горизонтов характерны пороговые значения ^{210}Pb , поскольку крайне низкие активности материнского ^{226}Ra (в среднем 7.1 Бк/кг) не могут обеспечить поддерживаемую за счет распада ^{226}Ra часть активности ^{210}Pb . В целом полученные для острова Мейбел данные по активности ^{210}Pb являются крайне низкими для почв. Так, например, в подстилочном горизонте почв материковой части Норвегии средние активности ^{210}Pb составляют 99.4 Бк/кг при максимальных значениях 363 Бк/кг (Brown et al., 2011). По всем видимости, наблюдаемые активности ^{210}Pb связаны как с низким поступлением ^{210}Pb из атмосферы из-за низкого

содержания пыли в атмосфере высоких широт (Baskaran et al., 2011), так и со слабым развитием органогенных горизонтов, которые способны фиксировать избыточную активность ^{210}Pb (Gustafsson et al., 2011).

Удельная активность техногенного ^{137}Cs в изученных почвенных горизонтах острова Мейбел варьирует от 0.7 до 30 Бк/кг. Средняя активность ^{137}Cs составляет 9.4 Бк/кг. Обращает на себя внимание то, что практически весь ^{137}Cs сосредоточен в самых верхних органогенных горизонтах – маломощных гумусово-слаборазвитом и подстильно-торфяном горизонтах до глубин 1-3 см. Характер распределения ^{137}Cs имеет выраженный поверхностно-аккумулятивный характер. Это указывает на то, что практически весь выпавший радиоцезий надежно фиксируется в верхних почвенных горизонтах, выступающих в качестве биогеохимического барьера за счет обогащения органикой, и сорбционного – за счет присутствия включений глинистых минералов (Щеглов, 2000). Исключением является разрез IV, где в ожелезненном горизонте почвообразующих пород Cf_1 (3-10 см) обнаруживается значимая активность ^{137}Cs , составляющая 15 Бк/кг. По всей видимости, смещение ^{137}Cs вниз по разрезу обусловлено высокой порозностью верхней части почвенного разреза IV, сложенного песком, что способствует повышенной миграционной способности радиоцезия в разрезе, с последующей его иммобилизацией железистыми соединениями. Другие техногенные радионуклиды, такие как ^{241}Am не обнаружены ни в одной пробе почв.

Запасы ^{137}Cs в органогенных горизонтах W и O почв острова Мейбел (0-3 см) в среднем для четырех разрезов составляют 84 Бк/м², варьируясь от 32 до 133 Бк/м². В разрезах I и II, расположенных в прибрежной зоне острова Мейбел, запасы радиоцезия в органогенном слое значительно меньше 32-64 Бк/м², чем в разрезах III и IV более удаленных от побережья 108-133 Бк/м². Вариабельность запасов ^{137}Cs связана с различной мощностью органогенных горизонтов в почвенных разрезах I-II (~ 1 см) и III-IV (~ 3 см). Сильная каменистость минеральных горизонтов, затрудняющих определение плотности почв, не позволила рассчитать запас радиоцезия для слоя 25 см. Однако в целом, полученные данные позволяют получить общее представление о запасах ^{137}Cs в органогенных горизонтах почв островов архипелага Земля Франца Иосифа.

Удельная активность ^{137}Cs в пробах растительности острова Мейбел варьирует от 10.2 до 26.9 Бк/кг (табл. Б7, приложение Б). Минимальная активность ^{137}Cs характерна для травянистой растительности, представленной видом *Cerastium regelii* Ostenf. Мхи, представленные видами *Tomentypnum nitens* (Hedw.) Loeske и *Ptychostomum cryophilum* (Mårtensson) J.R.Spence, имеют практически одинаковые активности радиоцезия – 26.9 и 25.5 Бк/кг соответственно. Более высокие активности ^{137}Cs во мхах острова Мейбел,

очевидно, связаны с особенностями их морфологического строения и питания. Тем не менее, средняя активность ^{137}Cs в растительности (~ 21 Бк/кг) практически равна средней активности ^{137}Cs в верхнем органогенном почв слое 0-3 см (20.8 Бк/кг). Таким образом, коэффициент накопления K_n , варьирующий от 0.49 до 1.29, означает отсутствие или крайне слабый переход радиоцезия из почв в растительность острова Мейбел.

Для оценки связи между радиационными и физико-химическими параметрами выполнен корреляционный анализ набора данных, результаты которого представлены в таблице 4.1. Поскольку распределение некоторых значений анализируемых параметров не является нормальным (по критерию Шапиро-Уилка) и в связи со сравнительно небольшой выборкой ($n = 13$) для оценки связи между параметрами использовался коэффициент ранговой корреляции Спирмена. Уровни значимости p -value для каждого значения коэффициента корреляции также представлены в таблице 4.1.

Таблица 4.1 – Корреляционная матрица для набора данных по радиационным и физико-химическим параметрам почв, отобранных на острове Мейбел

		Ауд α	Ауд β	^{137}Cs	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K	^{210}Pb	$\text{pH}_{\text{акт.}}$	$\text{pH}_{\text{обм.}}$	Зольн.	ППП	ВРС	ОВ
Ауд α	Spear.	1												
	p-value	--												
Ауд β	Spear.	0.810	1											
	p-value	8E-04	--											
^{137}Cs	Spear.	0.504	0.519	1										
	p-value	0.166	0.152	--										
^{226}Ra	Spear.	0.416	0.687	0.159	1									
	p-value	0.157	0.010	0.683	--									
^{232}Th	Spear.	0.571	0.713	0.168	0.602	1								
	p-value	0.042	0.006	0.666	0.029	--								
^{40}K	Spear.	0.705	0.885	0.326	0.714	0.823	1							
	p-value	0.007	6E-05	0.391	0.006	0.001	--							
^{210}Pb	Spear.	0.796	0.898	0.607	0.922	0.277	0.707	1						
	p-value	0.018	0.002	0.148	0.001	0.506	0.050	--						
$\text{pH}_{\text{акт.}}$	Spear.	-0.687	-0.652	-0.394	-0.747	-0.577	-0.621	-0.909	1					
	p-value	0.009	0.016	0.294	0.003	0.039	0.023	0.002	--					
$\text{pH}_{\text{обм.}}$	Spear.	-0.472	-0.303	-0.145	-0.219	-0.432	-0.452	0.012	0.491	1				
	p-value	0.103	0.314	0.709	0.472	0.140	0.121	0.977	0.088	--				
Зольн.	Spear.	-0.284	-0.406	-0.825	-0.325	-0.074	-0.107	-0.762	0.411	-0.062	1			
	p-value	0.346	0.168	0.006	0.279	0.811	0.727	0.028	0.163	0.840	--			
ППП	Spear.	0.757	0.787	0.343	0.784	0.755	0.795	0.850	-0.925	-0.374	-0.353	1		
	p-value	0.003	0.001	0.366	0.002	0.003	0.001	0.007	0.000	0.208	0.236	--		
ВРС	Spear.	0.181	0.154	0.679	-0.154	-0.361	-0.207	0.747	-0.078	0.357	-0.407	0.008	1	
	p-value	0.554	0.614	0.044	0.614	0.226	0.498	0.033	0.799	0.231	0.168	0.979	--	
ОВ	Spear.	0.519	0.596	0.778	0.425	0.383	0.331	0.807	-0.681	-0.192	-0.863	0.613	0.331	1
	p-value	0.069	0.032	0.014	0.148	0.197	0.269	0.015	0.010	0.530	0.000	0.026	0.269	--

Примечание: цифры, выделенные красным цветом, обозначают значимые корреляционные связи на уровне 0.05 ($n = 13$), ВРС – содержание водорастворимых солей, ОВ – содержание органического вещества

Суммарные удельные альфа- и бета-активности почвенных проб имеют

положительные корреляционные связи с естественными радиоактивными элементами ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K ($r_s \geq 0.7$), что указывает на их преимущественное участие в формировании параметров A_α и A_β в почвах острова Мейбел. Суммарные альфа- и бета-активности почв имеют сильную корреляционную связь с ППП ($r_s > 0.7$). Суммарная бета-активность умеренно коррелирует с содержанием органики ($r_s = 0.6$).

Естественные радионуклиды литогенного происхождения ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K характеризуются наличием положительных связей как между собой ($r_s \sim 0.6-0.8$), так и с параметром ППП ($r_s > 0.7$), что указывает на возможное их накопление в виде карбонатов, учитывая практически нейтральную среду данных почв. При этом ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K отрицательно коррелируют с $\text{pH}_{\text{акт}}$. Не смотря преимущественную фиксацию ^{137}Cs и ^{210}Pb в верхних горизонтах почв, достоверной статистической связи между ними не обнаруживается, что связано с низкими активностями ^{210}Pb . Тем не менее, наличие положительных корреляций ^{137}Cs и ^{210}Pb ($r_s > 0.5$) с содержанием водорастворимых солей и органики указывает на их поступление из атмосферы преимущественно в растворимой форме и связывание с почвенным органическим веществом по ионообменному механизму.

Таким образом, корреляционный анализ в целом подтверждает выявленные из анализа вертикального распределения радиационных и физико-химических параметров закономерности.

4.1.2 Архипелаг Новая Земля (остров Северный, залив Русская Гавань)

Второй ключевой участок расположен в прибрежной части залива Русская Гавань в северо-западной оконечности острова Северный Архипелага Новая Земля. В геолого-геоморфологическом отношении участок исследований представляет собой абразионно-аккумулятивную морскую террасу сложенную глинистыми сланцами верхнего девона (Геологическая карта..., 1967). Почвы участка развиты фрагментарно. Согласно классификации (Шишов и др., 2004) отобранные в районе исследований почвы представляют собой литоземы перегнойно-гумусовые глееватые и литоземы грубогумусовые глееватые. Отбор почвенных образцов проводился из пяти почвенных разрезов по генетическим горизонтам. Разрезы I, II и III отобраны по трансекте непосредственно в прибрежной части залива Русская Гавань, а разрезы IV и V в ~ 2 км от побережья вглубь острова в пределах террасы небольшого безымянного озера (рис. 4.6). Необходимо отметить, что все отобранные почвенные профили характеризуются сильной каменистостью.

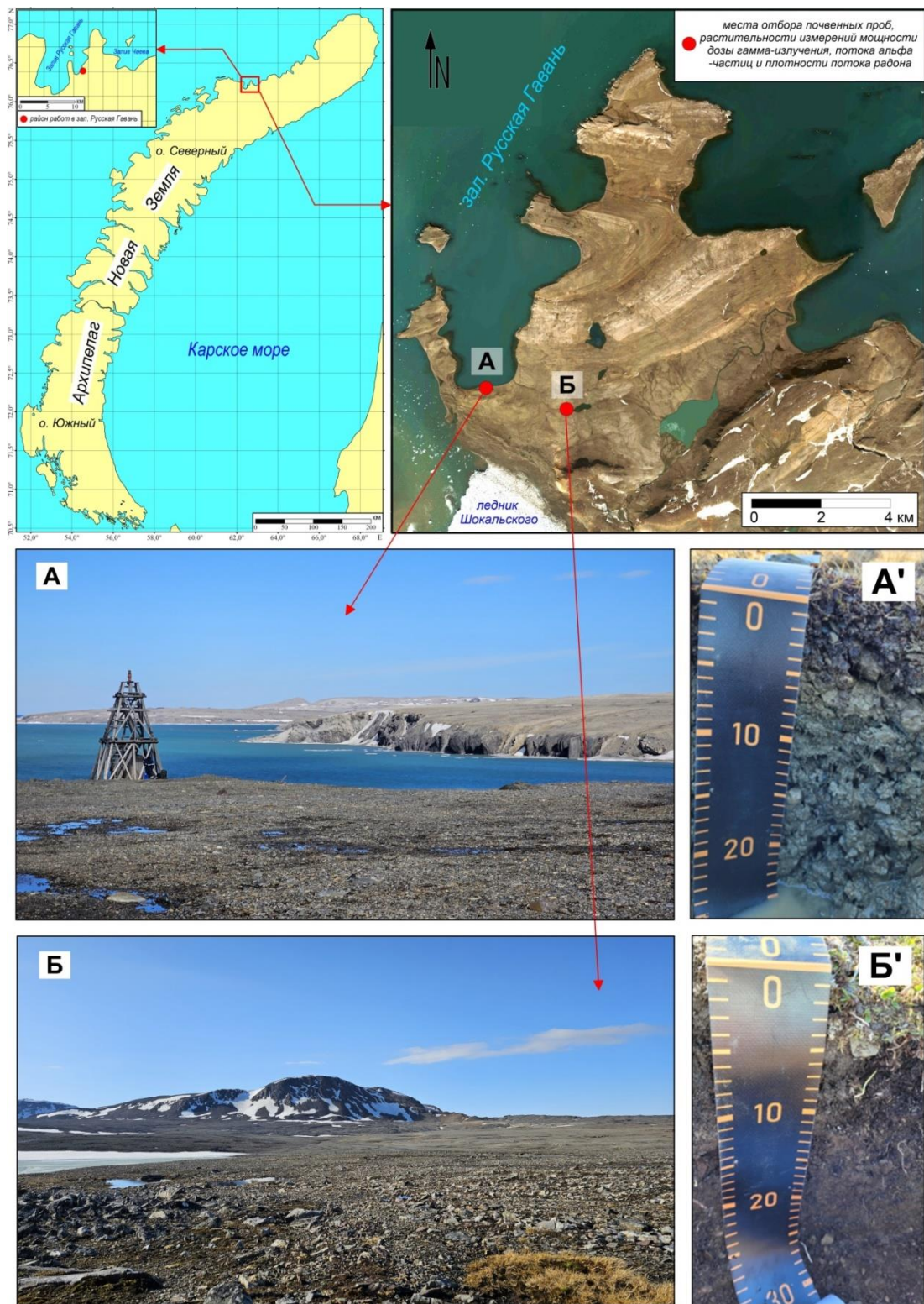


Рисунок 4.6 – Район отбора проб почв и растительности, а также полевых измерений радиационных параметров в районе залива Русская Гавань (Северный остров архипелага Новая Земля). А-Б – места отбора почвенных разрезов (фото Яковлев Е.Ю.): А – разрезы I, II и III в прибрежной зоне залива Русская Гавань; Б – разрезы IV и V в районе безымянного озера покрытого льдом. А'-Б' – фотографии типичных почвенных разрезов района исследований (фото Каверин Д.А.): А' – литозем грубогумусовый глеевый, Б' – литозем перегнойно-гумусовый глееватый

Однако, в отличие от почв острова Мейбел, здесь наблюдаются более выраженные признаки почвообразования с формированием глеевых горизонтов (рис. 4.6), не смотря на расположения района в зоне высокоарктических тундропустошей. В местах заложения почвенных разрезов были отобраны четыре вида мохово-лишайниковой и травянистой растительности: *Phippsia algida* (Soland.) R. Br., *Saxifraga* sp., *Sanionia uncinata* (Hedw.) Loeske и *Stereocaulon* sp.

Радиационный фон по гамма-излучению в прибрежной части залива Русская Гавань, измеренный в 81 точке варьирует от 0.05 ± 0.01 до 0.14 ± 0.04 мкЗв/ч при среднем значении мощности дозы 0.08 ± 0.01 мкЗв/ч (табл. А1, Приложение А). Согласно Единой государственной автоматизированной системе мониторинга радиационной обстановки на территории Российской Федерации (<https://egasmro.ru/ru/>), средние значения гамма-излучения в районе залива Русская Гавань соответствуют мощности дозы характерной для станций наблюдения в г. Архангельске ($0.08-0.09$ мкЗв/ч), а максимальные значения близки к данным по станциям северной части Кольского полуострова ($0.13 - 0.15$ мкЗв/ч). Мощность дозы гамма-излучения является максимальной в зонах выходов на поверхность красноцветных разностей сланцев, что указывает на формирование радиационного фона территории преимущественно за счет природных источников радиации – подстилающих горных пород. Поток альфа-частиц с поверхности по данным измерений 21 точки изменяется в диапазоне $0.03 \pm 0.01 - 0.25 \pm 0.07$ част/(мин·см²) (табл. А2, Приложение А). Среднее значение составляет 0.10 ± 0.03 част/(мин·см²), что соответствует крайне низкому уровню поверхностного загрязнения территории исследований альфа-излучающими радионуклидами, отвечающему естественным флуктуациям. Плотность потока радона, измеренная в 7 точках, изменяется в диапазоне от <1 до 13 ± 3 мБк/м²·с (табл. А3, Приложение А). Среднее значение составляет 5 ± 2 мБк/м²·с, что соответствует низкому уровню радоноопасности согласно (ОСПОРБ 99/2010, 2010), что, вероятно, связано как с развитием сплошной мерзлоты, так и с низкой эманулирующей способностью подстилающих коренных пород.

Распределение физико-химических параметров почв, отобранных в районе залива Русская Гавань, показано на рис. 4.7. Данные в табличном виде представлены в таблице Б4 Приложения Б.

Несмотря на то, что наряду с островом Мейбел ключевой участок района Русской Гавани находится в зоне арктических пустошей, почвы района характеризуются гораздо более интенсивным продуцированием и накоплением органического вещества. Так, доля органического вещества в почвах Русской Гавани варьирует от 5.2 до 54.0 % при среднем содержании 16.6 %. Видно, что среднее содержание органики здесь более чем в 4 раза

выше, чем в почвах острова Мейбел (4.0%).

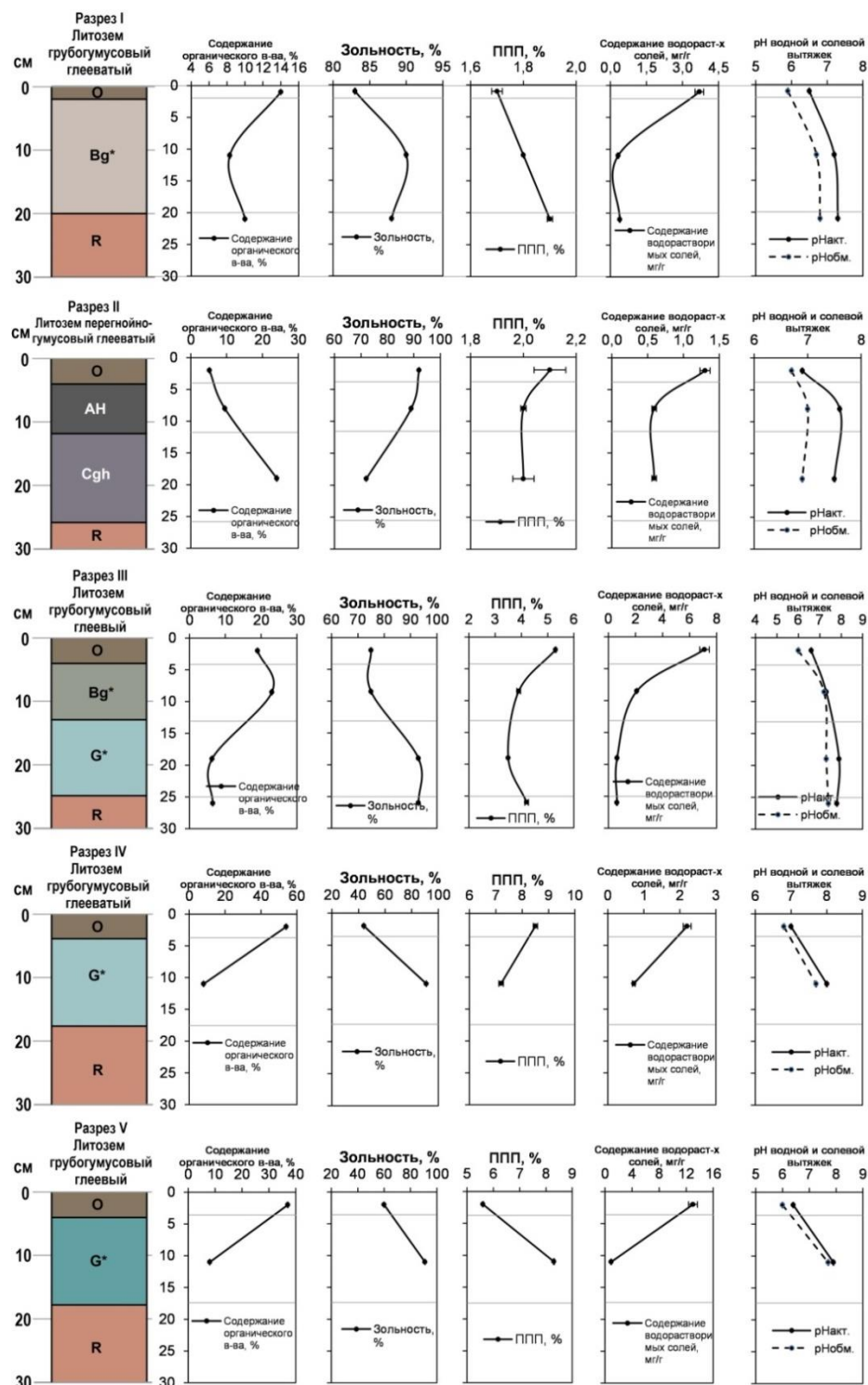


Рисунок 4.7 – Распределение радиоактивных элементов в генетических горизонтах почв, отобранных в районе залива Русская Гавань. Обозначения генетических почвенных горизонтов: О – маломощная слаборазложившееся подстилка (подстильно-торфяной), Bg – минеральный оглеенный, G – глеевый, АН – перегнойно-темногумусовый, Cgh – почвообразующая порода с признаками оглеения g и накопления гумуса h, R – плотные подстилающие горные породы. * – содержание в профиле каменистого материала фракций до 0.1 м более 50 %

При этом наблюдается увеличение среднего содержания органики с 13.0 до 26.8 % при движении от прибрежной зоны (разрезы I, II и III) вглубь острова (разрезы IV и V). Также для разрезов IV и V, отобранных вдали от береговой зоны и имеющих развитый подстильно-торфяной горизонт, отмечается выраженная тенденция снижения доли органики по глубине почвенного профиля.

Содержание летучих соединений в зольном остатке (ППП) почв Русской Гавани варьирует от 1.7 до 8.5 %. Среднее значение параметра PPP составляет 4.1 %, что более чем в 4 раза выше, чем в почвах острова Мейбел (0.9 %). При движении от побережья (разрезы I, II и III) вглубь острова (разрезы IV и V) наблюдается увеличение среднего содержания летучих соединений с 3.0 до 7.4 %. Доля водорастворимых солей изменяется достаточно в широких пределах - от 0.32 до 13.01 мг/г при средней концентрации 2.44 мг/г. Активная кислотность $pH_{акт.}$ варьирует в интервале от 6.4 до 8.0 ед. pH, что позволяет отнести их к нейтральным почвам (Шишов, 2002). При этом для всех почвенных разрезов характерно увеличение pH по глубине. Таким образом, на основе полученных данных можно отметить, что для района Русской Гавани характерна гораздо более выраженная проявленность почвообразовательного процесса, чем для острова Мейбел, что отражается в контрастном изменении физико-химических характеристик.

Распределение радиационных параметров по генетическим горизонтам почвенных разрезов, отобранных в районе залива Русская Гавань, представлено на рис. 4.8. Данные по активностям радионуклидов в каждом горизонте показаны в таблице Б3 (Приложение Б).

Суммарная удельная альфа-активность A_α в почвенных горизонтах в районе залива Русская Гавань варьирует в диапазоне от 345 до 870 Бк/кг при среднем значении 491 Бк/кг. Суммарная удельная бета-активность A_β в изученных почвах изменяется от 810 до 1060 Бк/кг, среднее значение составляет 970 Бк/кг.

Диапазон содержания естественных радиоактивных элементов в различных почвенных горизонтах прибрежной части залива Русская Гавань изменяется в диапазоне для ^{226}Ra 15-28 Бк/кг, для ^{232}Th 28-45 Бк/кг и для ^{40}K 480-810 Бк/кг. Средние содержания ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K составляют 22, 36 и 662 Бк/кг соответственно, что несколько выше значений, характерных в среднем для почв Российской Федерации (^{226}Ra – 19, ^{232}Th – 30 и ^{40}K – 520, UNSCEAR, 2000). Повышенные активности естественных радионуклидов в почвах района исследований обусловлены уровнями их содержаний, характерных для почвообразующих пород – глинистых сланцев – радиационные параметры которых приведены в таблице 4.2.

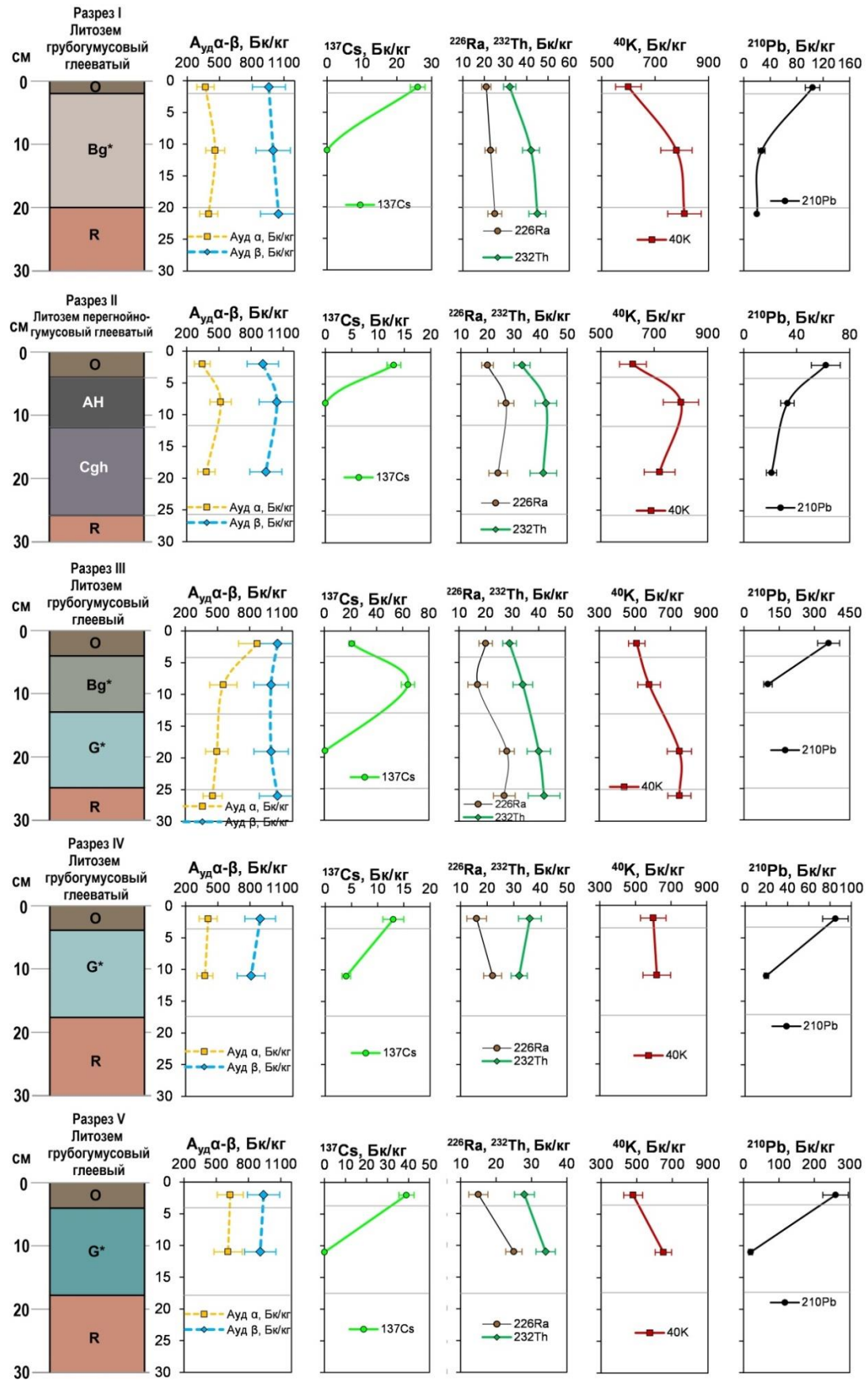


Рисунок 4.8 – Распределение радиоактивных элементов в генетических горизонтах почв, отобранных в районе залива Русская Гавань. Обозначения генетических почвенных горизонтов показаны на рис. 4.7

Таблица 4.2 – Радиационные параметры коренных пород – глинистых сланцев
верхнего девона в районе залива Русская Гавань

Порода	A α	A β	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K
Красноцветный сланец	380 $\pm$ 35	1200 $\pm$ 16	26 $\pm$ 4	51 $\pm$ 12	1070 $\pm$ 13
Темно-серый сланец	400 $\pm$ 35	1080 $\pm$ 16	23 $\pm$ 3	45 $\pm$ 9	880 $\pm$ 10
Глинистые сланцы (Evaluation.... 1999)	-	-	46	49	716

Как видно из таблицы 4.2, глинистые сланцы прибрежной части залива Русская Гавань обогащены ^{40}K до 1070 Бк/кг ($\sim 4.0\%$ K_2O) относительно его среднего содержания в глинистых сланцах 720 Бк/кг ($\sim 2.7\%$ K_2O) согласно (Evaluation.... 1999, табл. Н2, Приложение Н). Заметно также, что отобранные коренные породы значимо обеднены ^{226}Ra до 23-26 Бк/кг ($\sim 1.8\text{-}2.0$ г/т) относительно средних содержаний, характерных для глинистых сланцев 46 Бк/кг (~ 3.7 г/т U) согласно оценкам из работы (Evaluation.... 1999). При этом содержание ^{232}Th в изученных породах 45-51 Бк/кг ($\sim 11.0\text{-}12.5$ г/т) сопоставимо со средними для глинистых сланцев значениями 49 Бк/кг (12 г/т) (Evaluation.... 1999). Радиогеохимические особенности изученных в районе залива Русская Гавань пород, вероятно, отражают процессы литогенеза отложений северной части Новой Земли, обсуждение которых, однако, выходит за рамки настоящей работы. Важным является то, что почвы наследуют от коренных пород естественные радионуклиды, что отчетливо видно из представленных данных. Внутрипрофильное распределение ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K во всех изученных разрезах отвечает элювиально-иллювиальному типу распределения, поскольку максимумы активностей радионуклидов сосредоточены в основном в срединных горизонтах (рис. 4.8).

Активность ^{210}Pb в изученных почвенных горизонтах варьирует в диапазоне от 20 до 360 Бк/кг при средней активности 92 Бк/кг. Для ^{210}Pb характерно исключительно поверхностно-аккумулятивное распределение во всех почвенных разрезах, что указывает на его поступление в составе атмосферных выпадений и надежную фиксацию маломощными органогенными подстильно-торфяными горизонтами. Можно заметить, что средняя активность ^{210}Pb в почвах прибрежной части залива Русская Гавань в несколько раз выше, чем в почвах острова Мейбел архипелага Земля Франца Иосифа (~ 15 Бк/кг). Такое значительное различие в активностях ^{210}Pb объясняется как глобальными, так и региональными особенностями его распределения в атмосфере. Глобальные особенности распределения ^{210}Pb заключаются в возрастании содержания ^{210}Pb в приземном слое атмосферы при движении от высоких широт к низким за счет увеличения

содержания материнского ^{222}Rn (Preiss et al., 1996). Региональные особенности, вероятно, связаны с большим содержанием радионуклидов уранового ряда в глинистых сланцах района залива Русская Гавань, по сравнению с базальтами Земли Франца Иосифа, которые и являются дополнительным источником ^{222}Rn в атмосфере. Кроме этого, необходимо отметить, что в районе залива Русская Гавань площадь распространения свободных ото льда коренных пород значимо больше, чем на архипелаге Земля Франца Иосифа, острова которого практически полностью покрыты ледниками. Таким образом, наличие открытых территорий создает условия для большего поступления в приземный слой атмосферы пылеватых фракций, содержащих естественные радиоактивные элементы.

Активность техногенного ^{137}Cs в почвах прибрежной части залива Русская Гавань изменяется в диапазоне от 0.6 до 64 Бк/кг, а средняя активность ^{137}Cs составляет 15 Бк/кг. Характер внутрипрофильного распределения ^{137}Cs практически во всех почвенных разрезах близок к поверхностно-аккумулятивному типу. Такой тип распределения является доминирующим для тундровых органогенных почв (Усачева, 2020), что обуславливается поступлением радиоцезия преимущественно с атмосферными осадками и прочной его фиксацией на сорбционном и биогеохимическом барьере в верхней части почвенных профилей. Однако в разрезе III, представленном литоземом грубогумусовым глееватым, заметно нарушение поверхностно-аккумулятивного распределения ^{137}Cs с формированием максимума активности в минеральном горизонте Bg с признаками оглеения (4-13 см). Для этого горизонта характерна максимальная активность радиоцезия, обнаруженная в районе залива Русская Гавань – 64 Бк/кг. Ранее для мерзлотных почв Якутии было установлено влияние водного режима на скорость вертикальной миграции ^{137}Cs (Собакин, Перк, 2013), что связано с мобилизирующим воздействием повышенной влажности на миграционную способность ^{137}Cs (Караваева, 2002). Необходимо отметить, что некоторые почвенные разрезы в районе залива Русская Гавань также сильно увлажнены, что отчетливо видно на рис. 5 (фото А'). Формированию застойного водного режима, приводящего к развитию процессов оглеения в почвах района исследований, вероятно, способствует подстиление почв плотными сланцевыми породами, выступающими водоупором. Вероятнее всего, отмеченная сильная увлажненность почвенного разреза III приводит к нисходящей миграции радиоцезия и накоплению его на геохимическом барьере в горизонте Bg, который выделяется по возрастанию обменной кислотности и увеличению доли органического вещества (рис. 4.7).

Обращается на себя внимание, что средняя активность ^{137}Cs в изученных почвах района Русской Гавани несколько выше, чем в почвенных разрезах острова Мейбел (~9 Бк/кг), что, вероятно, связано как с особенностями глобальных выпадений радиоцезия, так

и с более развитыми подстильно-торфяными (до 4 см) горизонтами в почвенных разрезах района Русской Гавани. Большая мощность органогенных горизонтов соответственно способствует большему удержанию ^{137}Cs , по сравнению с гумусово-слаборазвитыми горизонтами почвенных разрезов острова Мейбел (мощность до 3 см).

Запасы радиоцезия в верхних органогенных горизонтах почв района Русской Гавани (0-4 см) в среднем для пяти разрезов составляют 168 Бк/м², варьируясь от 110 до 330 Бк/м². При этом в разрезах I-III, расположенных в прибрежной части залива запасы ^{137}Cs варьируют менее значительно (110 – 178 Бк/м²) по сравнению с разрезами IV – V, расположенными на удалении от берега в пределах террасы небольшого безымянного озера (110 – 330 Бк/м²). Такая вариабельность запасов радиоцезия между почвенными разрезами в пределах локальной площадки, вероятно, обусловлена ландшафтным положением точек опробования, что способствует литеральной миграции ^{137}Cs . Запас радиоцезия в нижележащих горизонтах не определялся в связи с сильной каменистостью почвенных разрезов, затрудняющих определение плотности почв. Тем не менее, запасы ^{137}Cs в верхних органогенных горизонтах почв района залива Русская Гавань значительно выше, чем в органогенных горизонтах острова Мейбел (в среднем 84 Бк/м²), что говорит о различных уровнях атмосферных выпадений радиоцезия на Новой Земле и Земле Франца Иосифа.

Удельная активность ^{137}Cs в пробах растительности, отобранной в районе залива Русская Гавань, изменяется в диапазоне от 7.1 до 31.7 Бк/кг (табл. Б7, приложение Б). Здесь также отчетливо заметна разница в активностях ^{137}Cs между травянистой и мохово-лишайниковой растительностью. Так, для видов травянистой растительности *Phippisia algida* (Soland.) R. Br. и *Saxifraga* sp. содержание ^{137}Cs составляет 7.1-9.5 Бк/кг. В мохово-лишайниковой *Sanionia uncinata* (Hedw.) Loeske и *Stereocaulon* sp. активность радиоцезия возрастает до 14.9-31.7 Бк/кг. При этом лишайники *Stereocaulon* sp. содержат в два раза больше ^{137}Cs , чем мхи *Sanionia uncinata* (Hedw.). Коэффициенты накопления Кн радиоцезия растительностью, оцененные исходя из средней активности ^{137}Cs в верхнем слое почв в районе залива Русская Гавань (16.3 Бк/кг), изменяются в пределах от 0.44 до 1.95, что отражает отсутствие или слабую аккумуляцию ^{137}Cs растительностью из почв. В целом, выявленное распределение ^{137}Cs в системе «почва-растительность» для мхов и лишайников является закономерным, учитывая их биологические особенности, обуславливающие ограничение возможности минерального питания из почв (Бязров, 2005).

Для оценки связи между радиационными и физико-химическими параметрами выполнен корреляционный анализ набора данных, результаты которого представлены в

таблице 4.3. Для оценки связи между параметрами использовался коэффициент ранговой корреляции Спирмена. Уровни значимости p -value для каждого значения коэффициента корреляции также представлены в таблице 4.3. Так, обращает на себя внимание, что параметры суммарных удельных альфа- и бета-активностей почвенных проб не имеют значимых корреляционных связей ни с одним из радионуклидов. Это связано с тем, что параметры A_α и A_β включают в себя активности ряда других альфа- и бета-излучающих радионуклидов из цепочек распада U и Th, которые в данной работе не изучались. К таким радионуклидам, например, относится альфа-излучающий ^{210}Po , который в ряде случаев по активности сопоставим с бета-излучающим ^{210}Pb в почвах (Бахур и др., 2009). При этом практически вся весьма высокая активность ^{210}Pb в почвах района Русской Гавани (до 360 Бк/кг) обеспечивается его поступлением из атмосферы и, соответственно, не связана с литогенной составляющей бета-излучения, формируемой в почве за счет вклада ^{40}K . То же самое, вероятно, справедливо и для альфа-излучающего ^{210}Po , вклад которого в суммарную альфа-активность почв выше, чем у литогенных ^{226}Ra и ^{232}Th , однако источник ^{210}Po совершенно иной. Отсюда закономерным является и отсутствие связей между суммарными удельными A_α и A_β и физико-химическими параметрами, поскольку очевидно, что радионуклиды, формирующие суммарные альфа- и бета-активности имеют различные геохимические свойства и различные источники поступления. В целом корреляционный анализ подтверждает выводы, сделанные выше на основе анализа внутривертикального распределения радионуклидов в почвенных разрезах. Так, естественные радионуклиды ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K характеризуются наличием сильной положительной связи ($r_s \geq 0.7$) между собой, что отражает их литогенное происхождение. Техногенный ^{137}Cs и ^{210}Pb , тесно связанные друг с другом ($r_s = 0.81$) закономерно имеют с ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K сильные отрицательные корреляции, что указывает на преимущественное поступление радиоцезия и свинца-210 в составе атмосферных выпадений. Среди физико-химических параметров ^{137}Cs и ^{210}Pb положительно коррелируют лишь с содержанием водорастворимых солей ($r_s \geq 0.8$), а отрицательно только с актуальной и обменной кислотностью ($r_s \geq 0.6$), что связано с тем, что эти радионуклиды присутствуют в почвах Русской Гавани преимущественно в растворимой обменной форме. Радионуклиды ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K наоборот имеют отрицательные корреляции (от умеренной до сильной) с водорастворимыми солями и $\text{pH}_{\text{акт.}}$ и $\text{pH}_{\text{обм.}}$. С параметром зольности связано только содержание литогенного ^{226}Ra , характеризующееся наличием умеренной положительной корреляции ($r_s = 0.68$). Обращает на себя внимание отсутствие значимых корреляционных связей между атмосферными радионуклидами ^{137}Cs и ^{210}Pb и содержанием органики, что указывает на избыточную емкость связывания

данных радионуклидов органическим веществом почв. Таким образом, содержание радионуклидов для исследуемых территорий Русской Гавани определяется в первую очередь особенностями их поступления, а влияние физико-химических параметров: pH, органического вещества, содержания летучих соединений и электролитов, носит опосредованный характер.

Таблица 4.3 – Корреляционная матрица для набора данных по радиационным и физико-химическим параметрам почв, отобранных в районе залива Русская Гавань

		Ауд α	Ауд β	^{137}Cs	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K	^{210}Pb	pH _{акт.}	pH _{обм.}	Зольн.	ППП	ВРС	ОВ
Ауд α	Spear.	1												
	p-value	--												
Ауд β	Spear.	0.400	1											
	p-value	0.156	--											
^{137}Cs	Spear.	0.128	0.061	1										
	p-value	0.691	0.850	--										
^{226}Ra	Spear.	-0.053	0.386	-0.813	1									
	p-value	0.857	0.173	0.001	--									
^{232}Th	Spear.	-0.157	0.398	-0.737	0.680	1								
	p-value	0.592	0.159	0.006	0.007	--								
^{40}K	Spear.	-0.245	0.313	-0.898	0.845	0.899	1							
	p-value	0.399	0.276	0.000	0.000	0.000	--							
^{210}Pb	Spear.	0.345	0.307	0.811	-0.731	-0.595	-0.802	1						
	p-value	0.272	0.331	0.002	0.007	0.041	0.002	--						
pH _{акт.}	Spear.	-0.040	-0.079	-0.638	0.725	0.430	0.554	-0.829	1					
	p-value	0.893	0.789	0.026	0.003	0.125	0.040	0.001	--					
pH _{обм.}	Spear.	0.051	-0.150	-0.457	0.552	0.329	0.373	-0.699	0.951	1				
	p-value	0.863	0.609	0.135	0.041	0.251	0.189	0.012	0.000	--				
Зольн.	Spear.	-0.205	0.137	-0.392	0.683	0.276	0.528	-0.548	0.6	0.515	1			
	p-value	0.482	0.642	0.208	0.007	0.339	0.052	0.065	0.023	0.060	--			
ППП	Spear.	0.385	-0.401	0.182	-0.315	-0.427	-0.490	0.014	0.205	0.404	-0.113	1		
	p-value	0.174	0.155	0.571	0.273	0.127	0.075	0.965	0.482	0.152	0.702	--		
ВРС	Spear.	0.257	-0.244	0.857	-0.733	-0.886	-0.943	0.818	-0.569	-0.400	-0.430	0.489	1	
	p-value	0.374	0.401	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.034	0.156	0.124	0.076	--	
ОВ	Spear.	0.255	-0.068	0.384	-0.610	-0.210	-0.489	0.536	-0.524	-0.433	-0.985	0.130	0.390	1
	p-value	0.379	0.819	0.218	0.020	0.470	0.076	0.072	0.055	0.122	0.000	0.658	0.168	--

Примечание: цифры, выделенные красным цветом, обозначают значимые корреляционные связи на уровне 0.05 (n = 14), ВРС – содержание водорастворимых солей, ОВ – содержание органического вещества

4.1.3 Остров Колгуев

Третий ключевой участок расположен в южной части острова Колгуев (рис. 4.9). В геолого-геоморфологическом отношении район опробования представляет собой морскую террасовидную равнину на абсолютных отметках 22-40 м поздне-неоплейстоцен-голоценового возраста (Государственная геологическая..., 2014).

Значительно более южное, по сравнению с другими ключевыми участками, нахождение острова Колгуев определило широкое развитие здесь автоморфных и

гидроморфных почв, типичных для тундровой зоны (Шматова, 2019). Отбор почвенных образцов проводился из двух почвенных разрезов, заложенных по трансекте, пересекающей краевую зону олиготрофного полигонального болота.

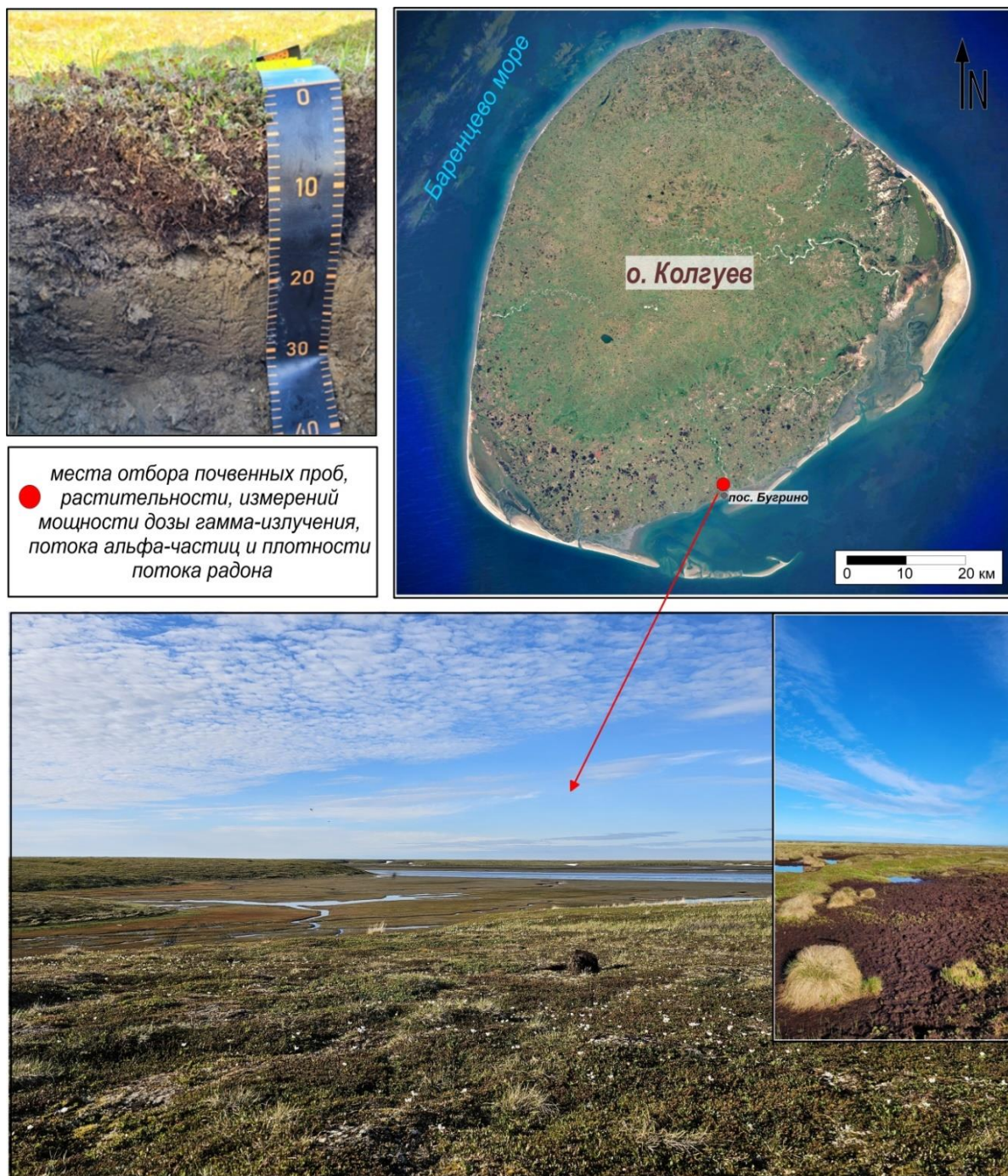


Рисунок 4.9 – Район отбора проб почв и растительности, а также полевых измерений радиационных параметров в южной части острова Колгуев. На фотографиях показаны участки исследований (фото Яковлев Е.Ю.), а также почвенный профиль торфяно-глеезема мерзлотного (фото Каверин Д.А.). На врезке к основному фото показано оголенное торфяное пятно на периферии полигонального болота, где был отобран разрез II представленный торфяной олиготрофной деструктивной мерзлотной почвой (фото Липкина А.Е.)

Разрез I, представляющий собой торфяно-глеезем мерзлотный, отобран за пределами болота в прилегающем тундровом массиве. Разрез II, представленный торфяной олиготрофной деструктивной мерзлотной почвой, отобран на периферии полигонального болота. Участки, где развиты торфяные деструктивные почвы, представляют собой оголенные торфяные пятна с отсутствующим верхним грубогумусовым горизонтом (рис. 4.9), формирование которых связано с проявлением криогенных процессов (Национальный атлас..., 2011). В районе исследований были отобраны три вида мохово-лишайниковой растительности: *Sphagnum russowii* Warnst., *Aulacomnium turgidum* (Wahlenb.) Schwägr. и *Cladonia* sp.

Радиационный фон по гамма-излучению в южной части острова Колгуев, измеренный в 18 точках, варьирует от 0.008 ± 0.005 до 0.05 ± 0.01 мкЗв/ч при среднем значении мощности дозы 0.02 ± 0.01 мкЗв/ч (табл. А1, Приложение А). Необходимо отметить, что измеренная мощность дозы гамма-излучения является минимальной среди других изученных ключевых участков. Крайне низкий радиационный фон связан с развитием на острове болотно-тундровых ландшафтов, характеризующихся, как правило, крайне низкими содержаниями естественных гамма-излучающих элементов. Олиготрофные болотные массивы, характеризующиеся низкой зольностью и сильной обводненностью, обычно оконтуриваются значением мощности дозы до 0.04 мкЗв/ч (Siemon et al., 2020). Закономерными также являются и крайне низкие значения потока альфа-частиц с поверхности, которые по данным измерений в 7 точках не превышают 0.03 ± 0.01 част/(мин·см²) (табл. А2, Приложение А). Плотность потока радона, измеренная в 1 точке в пределах полигонального болота, составила <1 мБк/м²·с (табл. А3, Приложение А), что вполне ожидаемо, учитывая обводненность верхней части разреза торфяных почв.

Результаты исследования физико-химических параметров почв острова Колгуев представлены в таблице Б6 Приложения Б. В графическом виде внутрипрофильное распределение физико-химических параметров представлено на рис. 4.10. В целом изученные параметры соответствуют типам почв, отобраным на острове Колгуев: торфяно-глеезему мерзлотному (разрез I) и торфяной олиготрофной деструктивно-мерзлотной почве (разрез II). Содержание органического вещества в генетических горизонтах разреза I варьирует в диапазоне от 3.0 до 62.0 % при среднем значении 23.1 %. В генетических горизонтах почвенного разреза II содержание органики значительно выше и изменяется в пределах 86.0 – 90.0 % при среднем значении 88.0 %. Наибольшее содержание органики в разрезе I закономерно приурочено к верхнему торфяному T горизонту. Вниз по разрезу наблюдается резкое снижение доли органического вещества

(рис. 4.10), что позволяет охарактеризовать изученную площадку, как участок, находящийся на раннем этапе болотообразовательного процесса. Разрез II, напротив, обладает однородностью содержания органического вещества по вертикальной проекции почвенного профиля.

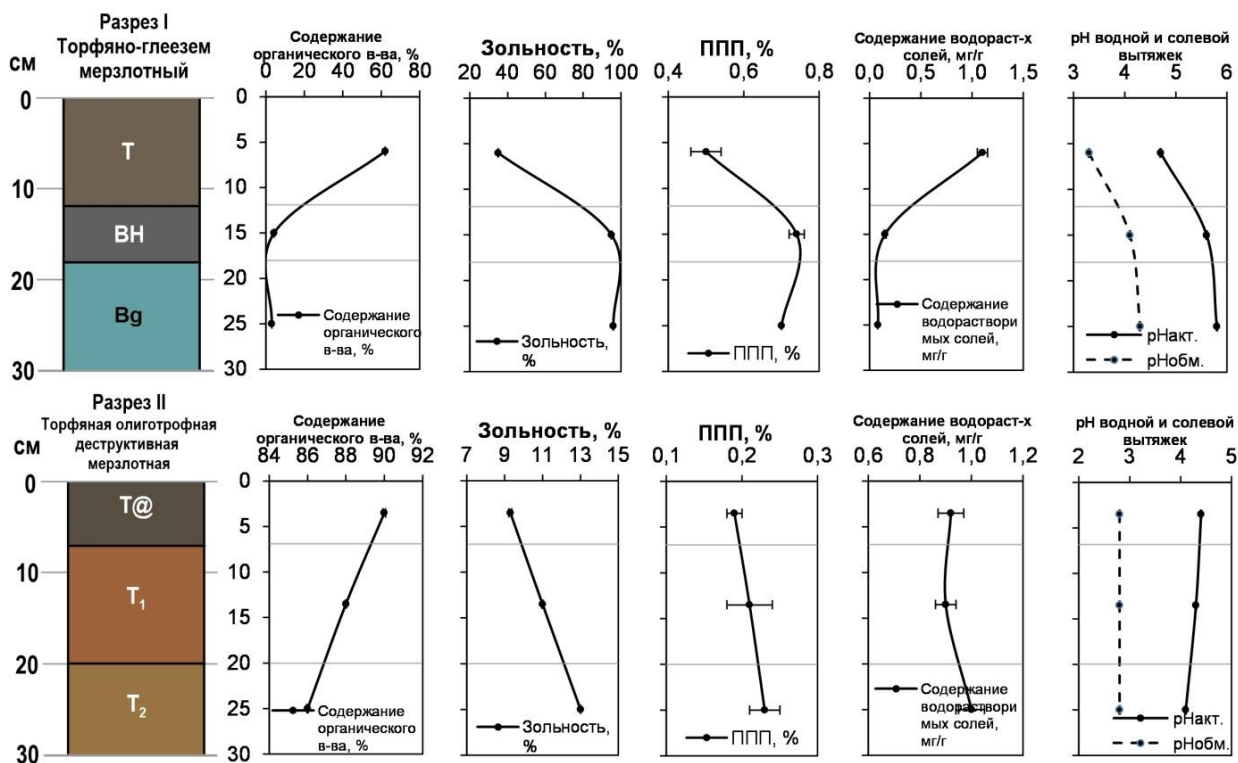


Рисунок 4.10 – Распределение физико-химических параметров в генетических горизонтах почв, отобранных в южной части острова Колгуев. Обозначения генетических почвенных горизонтов: Т – торфяной, ВН – иллювиально-гумусовый, Вg – срединный горизонт В с признаками оглеения g, Т@ – торфяной криотурбированный. Цифрами после индексов (Т₁, Т₂) показана последовательность схожих горизонтов

Судя по содержанию органики, разрез II, расположенный на периферии полигонального болота, является частью полноценной торфяной залежи, ограниченной областью проявления криогенных процессов (криодеструкции). Доля летучих соединений в зольном остатке (ППП) исследуемых разрезов варьирует от 0.2 до 0.7 % при среднем значении 0.4 %. С глубиной доля PPP возрастает. Содержание водорастворимых солей в изученных почвенных разрезах изменяется в пределах от 0.10 до 1.10 мг/г при средней концентрации 0.70 мг/г. При этом в разрезе I отчетливо наблюдается снижение содержания водорастворимых солей вниз по профилю. Активная кислотность $pH_{акт.}$ в разрезе I варьирует в интервале от 4.7 до 5.8, а в разрезе II от 4.1 до 4.4, что позволяет отнести их к кислой фации торфяно-болотных почв (Шишов и др., 2002).

Распределение радиационных параметров по генетическим горизонтам почвенных

разрезов, отобранных в южной части острова Колгуев, представлено на рис. 4.11. Данные по активностям радионуклидов в каждом горизонте почвенных разрезов показаны в таблице Б5 (Приложение Б).

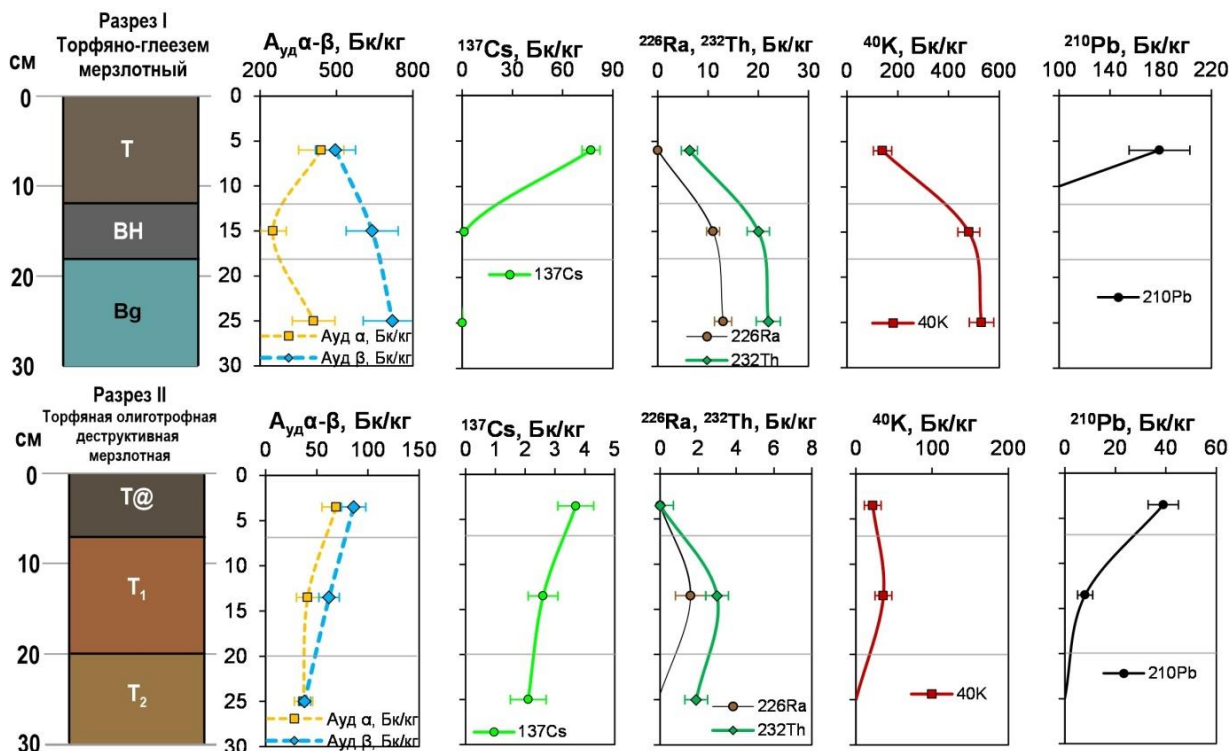


Рисунок 4.11 – Распределение радиоактивных элементов в генетических горизонтах почв, отобранных в южной части острова Колгуев. Обозначения генетических почвенных горизонтов показаны на рис. 4.10

Суммарная удельная альфа-активность A_{α} в почвенных горизонтах в южной части острова Колгуев варьирует в диапазоне от 37 до 440 Бк/кг при среднем значении 208 Бк/кг. Суммарная удельная бета-активность A_{β} в изученных почвах изменяется от 38 до 720 Бк/кг, среднее значение составляет 242 Бк/кг. Между изученными разрезами наблюдаются резкие различия в параметрах A_{α} и A_{β} , обусловленные различным строением почвенных профилей. Так, средняя суммарная альфа-активность в разрезе I, представленном торфяно-глееземом мерзлотным составляет 367 Бк/кг, в то время как в разрезе II, представленном торфяной олиготрофной деструктивной мерзлотной почвой, средняя альфа-активность не достигает и 50 Бк/кг. То же самое относится и к суммарной бета-активности, когда в разрезе I она составляет 619 Бк/кг, а в разрезе II практически в 10 раз меньше (62 Бк/кг). Аналогично высокой также является и разница между разрезами I и II в активностях естественных радиоактивных элементов, которые вносят вклад в параметры A_{α} и A_{β} . Так, средние активности ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в разрезе I составляют 12, 16 и 383 Бк/кг, соответственно. В разрезе II их средние активности составляют 1,6, 2,5 и

29 Бк/кг, соответственно. Очевидно, что контрастные различия в активностях естественных радионуклидов определяются различием в содержании минеральных компонентов в изученных разрезах, что отчетливо видно в данных по зольности. Разрез II, расположенный на периферии болотного массива характеризуется низкой зольностью, связанной с получением минерального питания в основном из атмосферы, что определяет крайне низкие активности естественных радиоактивных элементов. Показательным является внутрипрофильное распределение ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в изученных почвенных разрезах. Так, наименьшие активности данных радионуклидов в обоих почвенных разрезах наблюдаются в верхних сравнительно мощных горизонтах Т и Т@ до глубин 7-12 см, что отражает атмосферное минеральное питание торфяных горизонтов. С ростом содержания зольных компонентов и параметра ППП в срединных горизонтах (ВН и Вg) разреза I наблюдаются максимумы активностей ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K . В разрезе II наблюдается рост активностей ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в горизонте Т₁. При переходе к нижележащему горизонту Т₂ активности естественных радионуклидов начинают снижаться. При этом данное распределение радионуклидов не согласовано с изменением с глубиной зольности и ППП, что, вероятно, связано с мерзлотной деструкцией почвенного разреза II.

Активность ^{210}Pb в почвенных разрезах острова Колгуев варьирует от 8 до 179 Бк/кг. В то время как максимальные активности ^{210}Pb сосредоточены в самых верхних торфяных горизонтах Т и Т@, в его распределении между разрезами наблюдается ряд характерных особенностей. Наибольшая активность ^{210}Pb характерна для верхнего торфяного горизонта разреза I – 179 Бк/кг. Однако в верхнем горизонте разреза II максимальная активность ^{210}Pb составляет всего 39 Бк/кг. Внутрипрофильное распределение ^{210}Pb в разрезе I является исключительно поверхностно-аккумулятивным, отражая его преимущественное атмосферное поступление и надежную фиксацию в торфяном горизонте (Vaaramaa et al., 2010). В нижележащих горизонтах разреза I ^{210}Pb не обнаруживается. В разрезе II внутрипрофильное распределение ^{210}Pb является аккумулятивно-элювиально-иллювиальным, поскольку избыточная активность на уровне 8 Бк/кг обнаруживается в нижележащем горизонте Т₁ (7-20 см). Учитывая очевидно низкий прирост торфяных горизонтов трудно ожидать обнаружение избыточного атмосферного ^{210}Pb в глубоких горизонтах. Вероятной причиной нисходящей миграции ^{210}Pb является механическое перемешивание торфяной массы в результате криогенной деструкции, наблюдаемой в почвенном разрезе II. Вероятно, также имеет место и литеральная миграция ^{210}Pb , приводящая к резкому снижению его активности в верхних горизонтах разреза II.

Активность техногенного ^{137}Cs в изученных почвенных горизонтах острова Колгуев

достигает 77 Бк/кг, что является максимальным значением среди почв изученных ключевых участков (о. Мейбел, Русская Гавань), что вероятно, связано с большей аккумулирующей способностью торфяно-болотных почв тундровой зоны. Проявленность криогенной деструкции в разрезе II также обуславливает резкую контрастность как внутрипрофильного распределения, так и средних активностей радиоцезия между разрезами. Так, в разрезе I распределение ^{137}Cs является поверхностно-аккумулятивным (77 Бк/кг в верхнем горизонте), что в целом типично для гидроморфных почв тундровой зоны не подверженных процессам криотурбации (Усачева, 2020). В разрезе II распределение радиоцезия отвечает аккумулятивно-элювиально-иллювиальному типу. При крайне низких активностях радиоцезия в этом разрезе (2.1 – 3.7 Бк/кг) техногенный ^{137}Cs обнаруживается, в том числе, и в самом нижнем горизонте T_2 (20-30 см). Очевидно, что помимо механического перемещения ^{137}Cs в результате криотурбаций, на его миграцию оказывают влияние низкие значения pH почвенного разреза ($\text{pH}_{\text{акт.}}$ 4.1-4.4), поскольку кислая среда усиливает миграционную способность радиоцезия в почвах (Щеглов, 2000; Кузьменкова, 2010). Это способствует более глубокому проникновению ^{137}Cs по сравнению с ^{210}Pb , подвижность которого в разрезе обеспечивается в основном механическим путем при слабом влиянии pH среды. Можно отметить, что в торфяном горизонте разреза I впервые для изученных ключевых участков (о. Мейбел, Русская Гавань) обнаружен трансурановый элемент ^{241}Am с активностью 1.6 Бк/кг, что говорит о важной роли торфяно-болотных ландшафтов тундровой зоны Арктики в накоплении техногенных радионуклидов.

Максимум запаса ^{137}Cs в торфяно-глееземе мерзлотном (разрез I) острова Коглуев сосредоточен в верхнем торфяном горизонте T и составляет 1959 Бк/м², что является наибольшим значением среди изученных почв других ключевых участков и отражает высокий потенциал к аккумуляции техногенной радиоактивности тундрово-болотными ландшафтами (рис. 4.12).

Суммарный запас ^{137}Cs в разрезе I составляет 2088 Бк/м². В торфяной олиготрофной деструктивной мерзлотной почве (разрез II) максимум запаса радиоцезия равный 72 Бк/м² сосредоточен в горизонте T_1 на глубине 7-20 см. Суммарный запас для всего разреза составляет 171 Бк/м². Более чем десятикратная разница в запасах радиоцезия между почвенными разрезами свидетельствует о существенном влиянии процессов криотурбации на накопление ^{137}Cs торфяными горизонтами почв. Резкое снижение запасов ^{137}Cs в деструктивной мерзлотной почве обусловлено механическим перемешиванием почвенного материала с разной активностью, в результате которого происходит разубоживание горизонтов. Второй причиной снижения запасов ^{137}Cs

являются физико-химические условия почвенного разреза, характеризующиеся формированием кислой среды способствующей миграции, в том числе литеральной, радиоцезия.

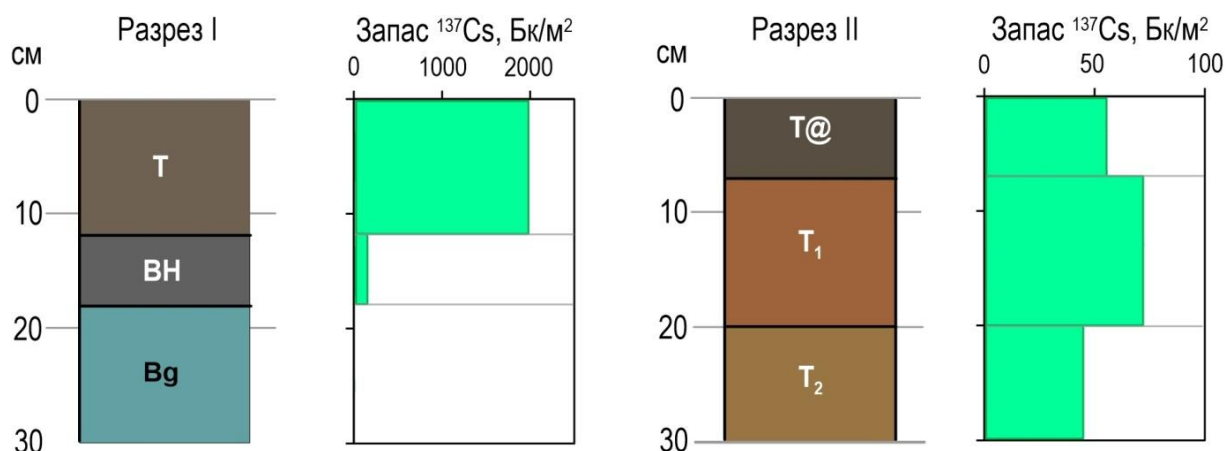


Рисунок 4.12 – Вертикальное распределение запасов ^{137}Cs в почвенных разрезах острова Колгуев

Удельные активности ^{137}Cs в отобранных пробах мохово-лишайниковой растительности острова Колгуев варьируют от 7.6 до 16.4 Бк/кг (табл. Б7, Приложение Б). Обращает на себя внимание крайне низкая активность ^{137}Cs во мхе *Aulacomnium turgidum* (Wahlenb.), составляющая 7.6 Бк/кг. Низкая активность радиоцезия отмечается также и в сфагновом мхе *Sphagnum russowii* Warnst. (11.1 Бк/кг), который является широко распространенным видом болотной растительности острова Колгуев. Максимальных значений 16.4 Бк/кг активность радиоцезия достигает в лишайнике *Cladonia* sp., что в целом характерно для этого вида (Бязров, 2005). Учитывая высокое содержание ^{137}Cs в торфяных горизонтах почв острова Колгуев (77 Бк/кг), обнаруженные низкие активности ^{137}Cs во мхах выглядят нетипично. Как правило, для гидроморфных почв болотных ландшафтов характерны высокие коэффициенты накопления ^{137}Cs растительностью ($K_n > 1$), что связано с более высокой биологической доступностью радиоцезия для растений в кислых увлажненных ландшафтах (Усачева, 2020; Мезина, 2024).

В связи с ограниченностью выборки выполнение корреляционного анализа для выявления связей между физико-химическими и радиационными параметрами для изученных почв острова Колгуев не имеет смысла. Основные закономерности накопления и миграции радионуклидов в изученных почвенных разрезах хорошо видны из анализа графиков вертикального распределения радиоактивных элементов и физико-химических параметров, которые были описаны выше.

4.2 Донные осадки Баренцева моря

Опробование поверхностного слоя донных отложений (0-3 см) в акватории Баренцева моря проводилось автором работы в ходе морских экспедиционных исследований в 2019-2024 гг. Морские исследования проводились в ходе трех рейсов на научно-исследовательских судах «Михаил Сомов», «Дальние Зеленцы» и «Профессор Молчанов» в рамках научных программ «Трансарктика» и «Арктический плавучий университет». Радиоэкологическая характеристика выполнена по материалам исследования 244 проб морских отложений. Данные по физико-химическим параметрам и активностям радионуклидов представлены в таблицах В1-В6 Приложения В. Схема опробования представлена на рис. 4.13, которая включала в себя отбор проб донных отложений Баренцева моря, как в прибрежной зоне Кольского полуострова (врезка на рис. 4.13), так и в пределах баренцевоморской акватории в целом.

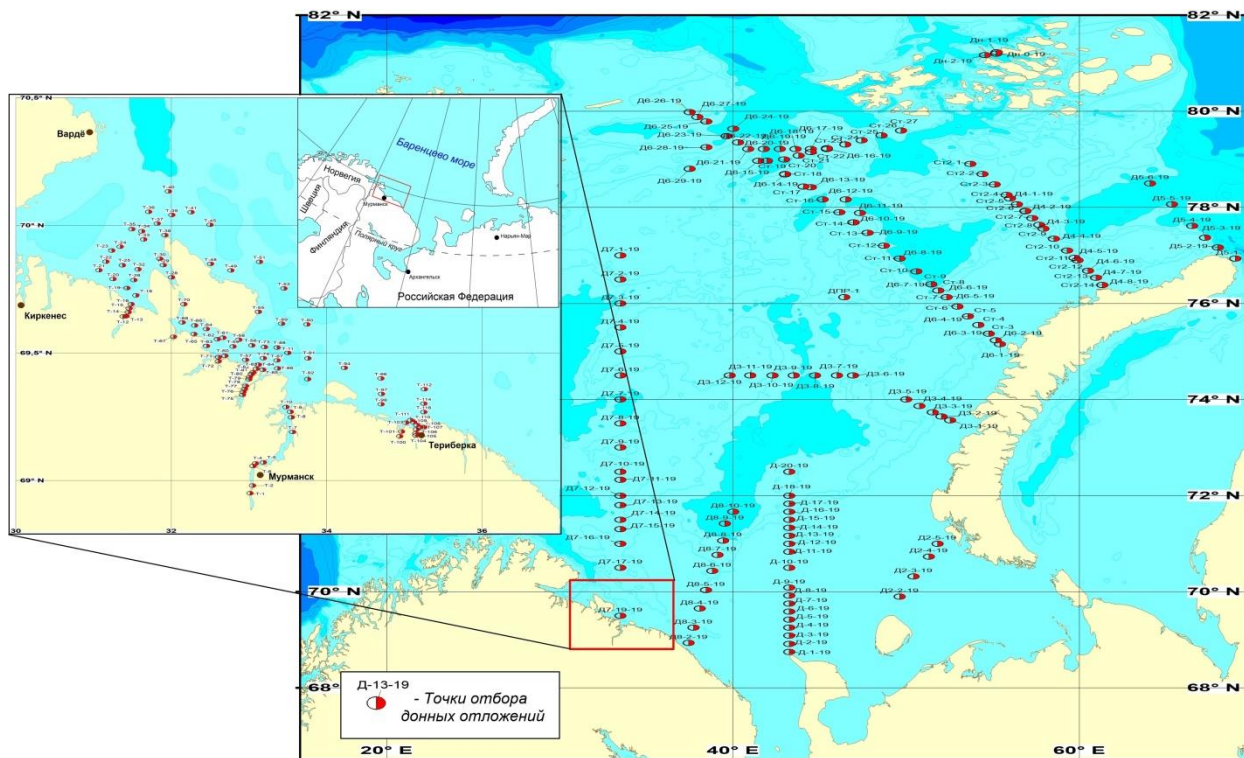


Рисунок 4.13 – Схема отбора проб поверхностного слоя донных отложений в Баренцевом море

4.2.1 Гранулометрический состав и физико-химические параметры донных отложений

Исследованию гранулометрического и вещественного состава донных отложений, источников обломочного материала в Баренцевом море посвящено множество работ

(Лисицын, 1994; Процессы седиментации...2000; Айбулатов, 2000; Алексеева и др., 2020; Система Баренцева, 2021). Здесь краткое описание грансостава приведено лишь для конкретных отобранных в рамках настоящего исследования проб, и исключительно для характеристики закономерностей распределения и накопления радионуклидов.

Так, распределение гранулометрического состава верхнего слоя донных осадков Баренцева моря, отобранных в рамках данного исследования в пределах Кольского побережья, согласно шкале Вентворта (Valentine, 2019) распределен следующим образом: доля самых мелких фракции осадка размерностей от тонкой глины до среднезернистого ила (пелиты по российской классификации) составляет 6.2 %. Крупнозернистый ил (по российской классификации алевритовый ил (Мясникова, Потахин, 2021)) занимает 28.2 %. Фракции мелко- и среднезернистого песка занимают 42.6 и 6.6 % соответственно. На долю крупно- и грубозернистого песка приходится 4 и 4.4%, соответственно. В совокупности около 11% приходится на крупные частицы различной размерности (валунно-галечно-гравийный материал). Также в составе изученных донных отложений встречались целые раковины моллюсков. Отмечается преобладание в составе донных осадков песков от мелко- до грубозернистой фракции (0.1 – 2 мм), занимающих с средним по массе более 57 %. Закономерно отмечается связь размеров частиц осадков и глубины моря в точках отбора. Так, с увеличением глубины имеется тенденция возрастания доли алевролитового ила и пелитов, в то время как доля крупнообломочного материала наоборот уменьшается. В то же время достаточно низкие коэффициенты корреляции между размером частиц и глубиной бассейна в прибрежной зоне Кольского полуострова указывают на некоторый хаотичный характер распределения фракций осадков по изученной акватории. Такая смешанная структура донных осадков со значительной примесью крупнообломочного материала, вероятно, связана с влиянием различных геоморфологических процессов, определяющих накопление морских осадков в береговой зоне Кольского полуострова, таких как абразия берегов, ледниковая экзарация, эрозия дна (Алексеева и др., 2020). В центральной части Баренцева моря в пределах глубоководных впадин и желобов распространены в основном мелкодисперсные осадки пелитовой фракции (Yakovlev, Puchkov, 2020; Алексеева и др., 2020).

Величина показателя зольности для донных осадков прибрежной зоны в районе Кольского полуострова находится в интервале 88.4 – 99.6 %. Обратный показатель – доля органического вещества – находится в диапазоне от 0.44 до 11.65 %, при среднем значении 4.11%, что несколько выше значений, характерных для поверхностного слоя донных осадков открытых частей Баренцева моря (Система Баренцева., 2021), что, вероятно, обусловлено выносом органического вещества и накоплением в прибрежной

зоне Кольского полуострова. Содержание карбонатов в донных осадках изученного района находится в интервале 0.54 – 25.04 %, среднее значение составляет 2.52 %. Как правило, площади с высоким содержанием карбонатов в морских осадках ассоциированы с участками накопления раковинного материала, пониженным содержанием органики и мелкодисперсных частиц (Овсяный, Гуров, 2016).

4.2.2 Распределение естественных радионуклидов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в донных отложениях

Удельная активность ^{226}Ra в морских осадках в районе Кольского побережья варьирует от 9.3 до 37.8 Бк/кг (рис. 4.14) (табл. В1-В6 Приложение В).

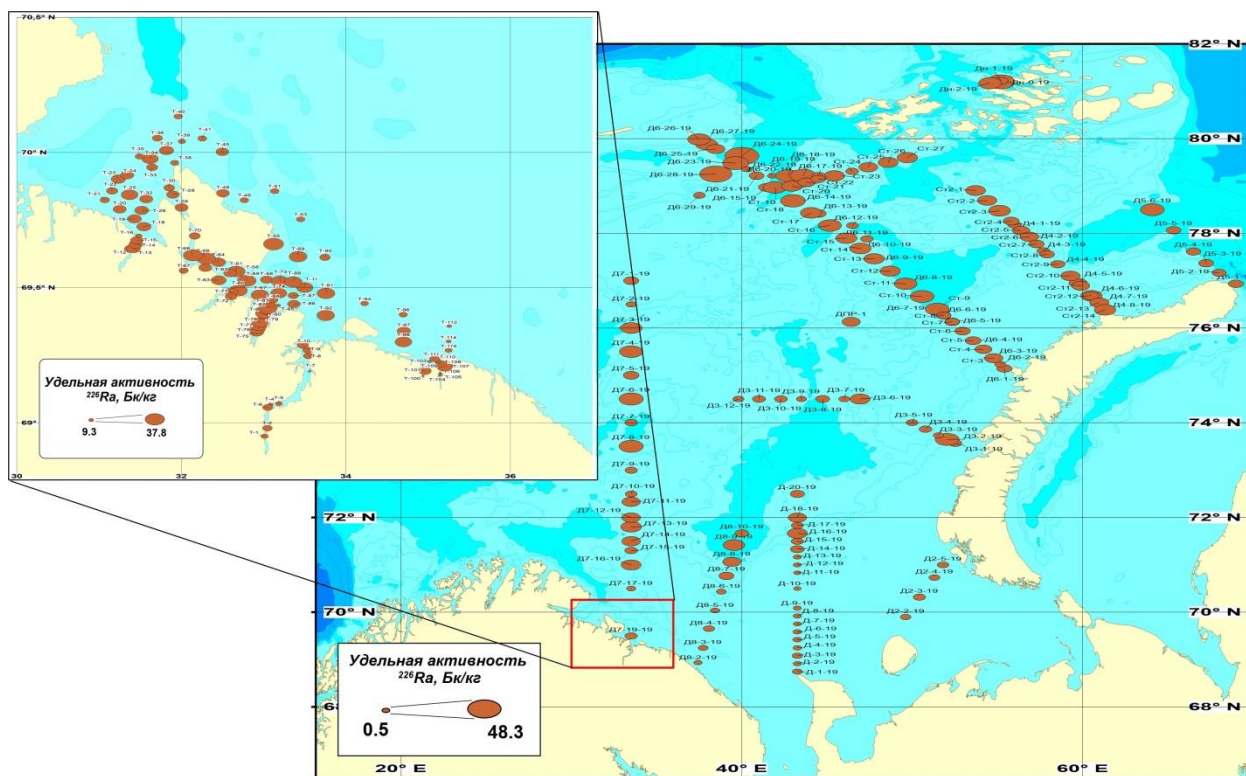


Рисунок 4.14 – Распределение удельной активности ^{226}Ra в поверхностном слое донных отложений Баренцева моря

Среднее значение ^{226}Ra составляет 25.0 Бк/кг, что ниже среднемировых значений (33.0 Бк/кг), характерных для современных морских донных осадков согласно данным Научного комитета ООН по действию атомной радиации (НКДАР) (UNSCEAR., 2000). Полученные данные по активности ^{226}Ra также несколько ниже значений, характерных для верхней континентальной коры (31.3 – 35.0 Бк/кг или 2.5 – 2.8 мг/кг) согласно различным авторам (табл. Н1, Приложение Н) (Wedepohl, 1995; Evaluation..., 1999; Григорьев, 2002; Taylor, McLennan, 2009; Rudnick, Gao, 2014).

Наиболее высокие активности ^{226}Ra >30 Бк/кг характерны для заливов Матовский и Ура, что, вероятно, связано с составом осадков, слагающих данный район акватории. Средние активности ^{226}Ra практически в два раза превышают значения характерные для Баренцева моря в целом (15.8 Бк/кг), что, вероятно, связано с формированием прибрежных донных осадков в результате разрушения отложений кристаллического фундамента, слагающих Кольское побережье и характеризующихся повышенной естественной радиоактивностью (Мелентьев, 2021). В то же время в других частях Баренцева моря наблюдаются отдельные районы с более высокими активностями ^{226}Ra . Так, наиболее высокие активности ^{226}Ra (<45 Бк/кг) наблюдаются к западу от Земли Франца Иосифа, в пределах глубоких участков со средними глубинами моря более 300 метров, что связано с накоплением ^{226}Ra в составе мелкодисперсных фракций осадков, слагающих впадины шельфа Баренцева моря.

Удельная активность ^{232}Th в изученных донных осадках в районе Кольского побережья Баренцева моря изменяется в диапазоне 7.5 – 44.2 Бк/кг, при средней активности 25.1 Бк/кг (рис. 4.15), что также ниже среднемировых значений 45.0 Бк/кг для современных донных отложений согласно (UNSCEAR., 2000) и ниже значений, характерных для верхней континентальной коры (37.9 – 43.6 Бк/кг или 9.3 – 10.7 мг/кг) (Wedepohl, 1995; Evaluation..., 1999; Григорьев, 2002; Taylor, McLennan, 2009; Rudnick, Gao, 2014).

Наиболее высокие активности ^{232}Th >30 Бк/кг также наблюдаются в отложениях заливов Матовский и Ура. С удалением от побережья активность ^{232}Th заметно снижается, не превышая 10 Бк/кг, что, по всей видимости, связано со сменой условий осадконакопления и изменением состава донных отложений. В открытых частях Баренцева моря средняя активность ^{232}Th в донных осадках ниже, чем в районе Кольского побережья и составляет в среднем 21.1 Бк/кг. Наиболее высокие активности ^{232}Th (> 40 Бк/кг, максимальные до 54 Бк/кг) наблюдаются в донных осадках западнее архипелага Земля Франца Иосифа и тяготеют к глубоким частям и низменностям шельфа Баренцева моря.

Удельная активность ^{40}K в морских осадках прибрежной зоны Кольского полуострова варьирует в диапазоне от 245 до 619 Бк/кг (рис. 4.16). Средняя активность составляет 466.7 Бк/кг, что несколько выше среднемировых значений и значений, характерных для всего баренцевоморского бассейна 420 и 439.1 Бк/кг, соответственно.

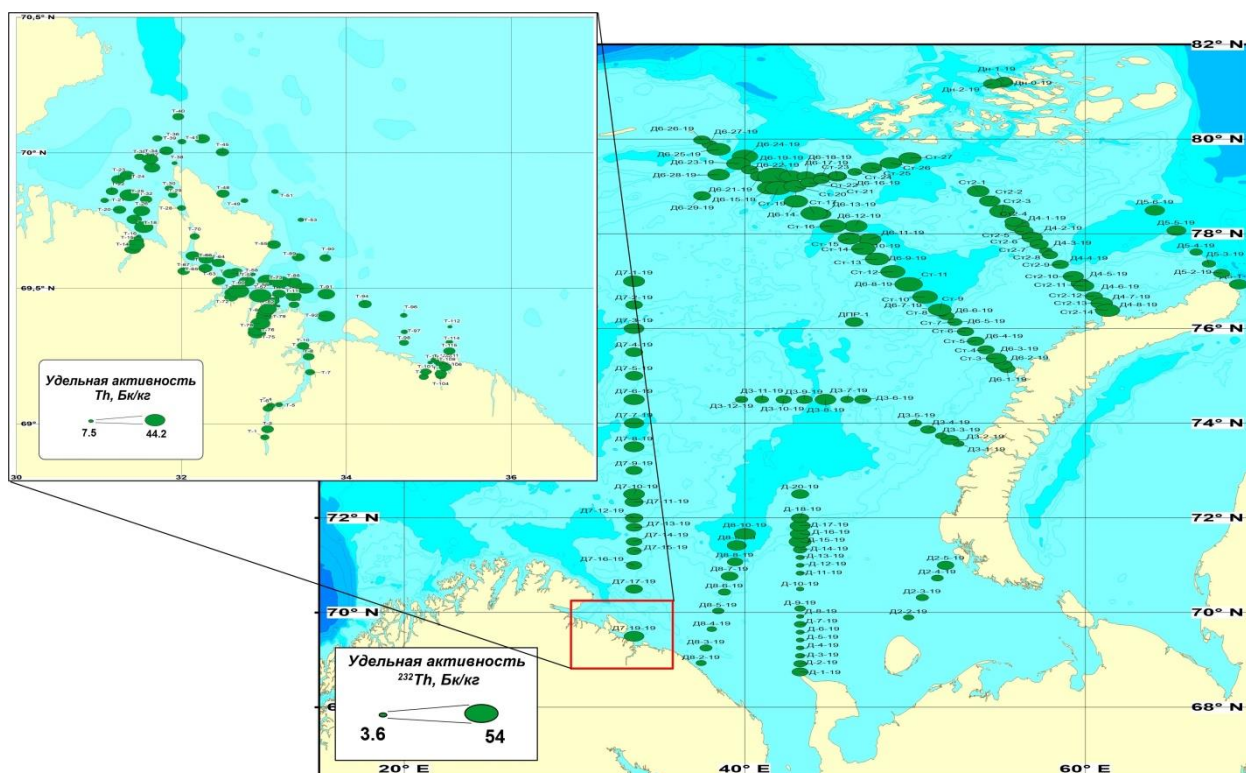


Рисунок 4.15 – Распределение удельной активности ^{232}Th в поверхностном слое донных отложений Баренцева моря

По аналогии с другими изученными естественными радионуклидами ^{40}K концентрируется в прибрежной зоне в заливах Матовский и Ура. Необходимо отметить, что в донных осадках залива Матовский ранее были отмечены и более высокие активности ^{40}K , превышающие 1000 Бк/кг (Моисеев и др., 2021). В целом в донных осадках открытых частей Баренцева моря ^{40}K распределен относительно равномерно по площади шельфа. Здесь наиболее распространенными активностями в донных осадках являются 500-600 Бк/кг (рис. 4.16), что ниже значений, характерных для верхней континентальной коры (743 – 891 Бк/кг или 2.80 – 3.36 % K_2O) согласно оценкам ряда авторов (Wedepohl, 1995; Evaluation..., 1999; Taylor, McLennan, 2009; Rudnick, Gao, 2014).

Накопление естественных радионуклидов в верхнем слое донных осадков в районе Кольского побережья Баренцева моря в большей степени связано с глубиной моря и контролируется содержанием органического вещества и карбонатов (Yakovlev et al., 2023₁). В то же время ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K не имеют высоких корреляционных связей с какой-либо фракцией донных осадков, что, вероятно, связано с процессами формирования донных отложений в прибрежной зоне, осложненных абразией берегов, ледниковой экзарацией, эрозией дна, течениями, что приводит к неравномерному распределению содержащих естественные радионуклиды минералов по размерам частиц.

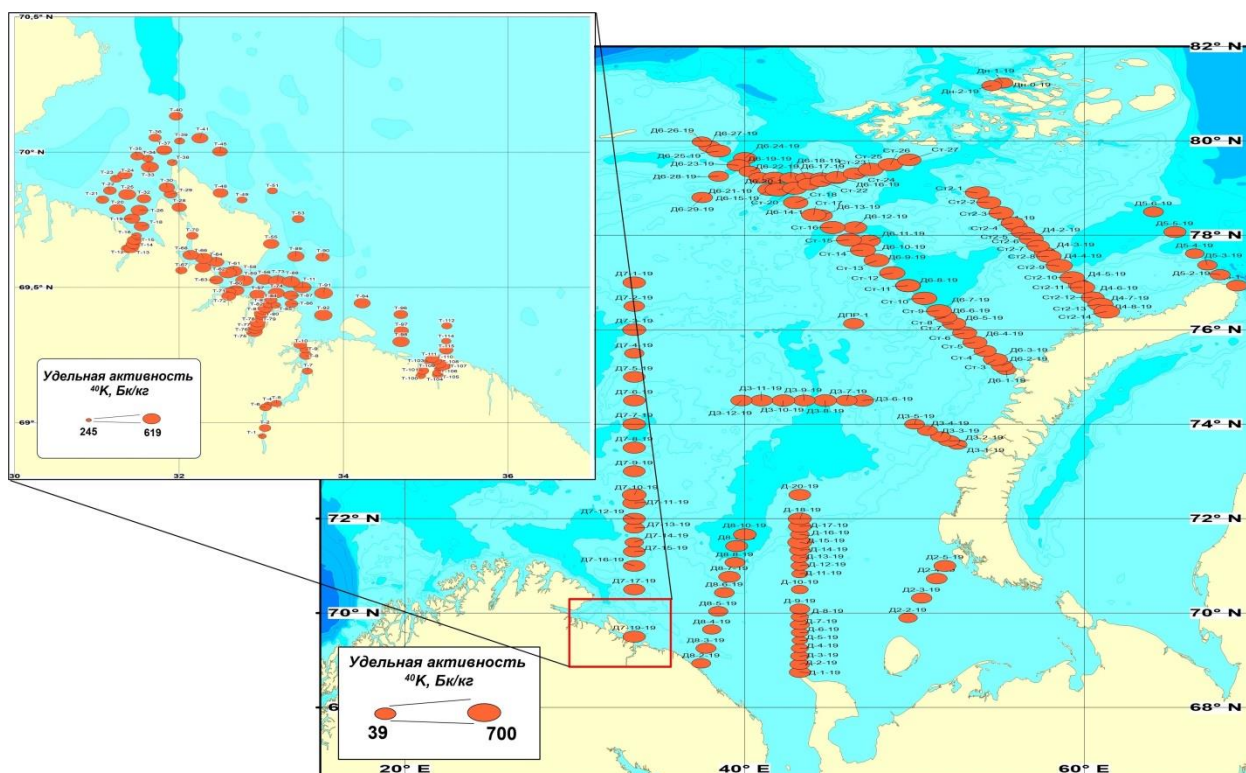


Рисунок 4.16 – Распределение удельной активности ^{40}K в поверхностном слое донных отложений Баренцева моря

В открытых частях моря в глубоких бассейнах накопление естественных радионуклидов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K связано с тонкими фракциям донных осадков алевролитовой и пелитовой размерностей (Yakovlev, Puchkov, 2020). Можно отметить, что выявленные активности естественных радиоактивных элементов в донных отложениях Баренцева моря отвечают значениям, характерным для верхней континентальной коры. Их распределение контролируется исключительно естественными факторами, связанными с составом формирующих отложения пород, содержанием глинистых фракций, глубиной моря, рельефом шельфа и т.д. В то же время полученные в настоящей работе данные по фоновым содержаниям естественных радионуклидов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K являются крайне важными в свете планируемых активных работ по разработке шельфовых месторождений углеводородов в российской части Баренцева моря (Назаров и др., 2021). В обзоре в главе 1 было показано, что шельфовая добыча углеводородов является ведущим фактором трансформации естественного радиационного фона морских отложений. Эксплуатация месторождений на норвежском шельфе посредством работы десятков нефтедобывающих платформ приводит к сбросу в морскую среду пластовых вод с высоким содержанием естественных радионуклидов, суммарной активностью только изотопов радия до 90 ГБк ежегодно (АМАР, 2016). При этом было показано, что морские донные осадки в районах добычи наследуют высокие концентрации радионуклидов, что может создавать

определенные радиэкологические риски для морской биоты (Dowdall, Lepland, 2012; Skancke, Nordam, 2016). Не смотря на то, что на шельфе Западного сектора Российской Арктики сосредоточены огромные запасы углеводородов (49 % запасов российского шельфа), здесь на сегодняшний день эксплуатируется лишь одно месторождение «Приразломное». В связи с этим, перспективы начала освоения месторождений баренцевоморского шельфа требуют принятия мер по минимизации радиационного воздействия на морские арктические экосистемы. Одним из важных шагов к этому является установление фоновых активностей естественных радиоактивных элементов в морских донных осадках, что было сделано в настоящей работе. Полученные результаты позволяют использовать их в качестве ориентира при дальнейших радиэкологических исследованиях сопровождающих различные этапы разработки шельфовых месторождений в Баренцевом море.

4.2.3 Распределение техногенных радионуклидов ^{90}Sr и ^{137}Cs в донных отложениях

В верхнем слое донных осадков Кольского побережья Баренцева моря удельная активность техногенного ^{137}Cs варьирует в пределах от <2 до 12.5 Бк/кг, при среднем значении 5.5 Бк/кг (рис. 4.17). Наибольшие активности ^{137}Cs в донных осадках приурочены к заливам Кольского побережья – Печенгскому, Матовскому, Ура и Кольскому. При этом максимально зафиксированные значения >12 Бк/кг обнаружены в Кольском заливе в районе города Мурманск. При удалении от побережья в открытом море наблюдается заметное снижение активности ^{137}Cs . Ранее было отмечено, что техногенное радиоактивное загрязнение донных отложений в заливах Кольского побережья выше, чем в открытых районах Баренцева моря (Матишов и др., 2014). В конце 90-х годов в донных осадках Кольского и Мотовского заливов около мест базирования атомного флота кроме ^{137}Cs фиксировались короткоживущие изотопы ^{60}Co и ^{134}Cs , а также $^{239,240}\text{Pu}$ с максимальными активностями 33, 1.1 и 14 Бк/кг, соответственно (Матишов, Матишов, 2001). Позднее авторы (Матишов и др., 2012) обнаружили в донных осадках заливов Кольского полуострова следовые количества короткоживущих ^{134}Cs и ^{152}Eu , что было связано с влиянием местных источников.

Активность ^{90}Sr в донных осадках Кольского побережья Баренцева моря варьирует от 2 до 5.9 Бк/кг при среднем значении 3.5 Бк/кг (рис. 4.17), что существенно выше средних активностей ^{90}Sr , характерных для акватории Баренцева моря в целом 0.32 Бк/кг (Кобылянский и др., 2012). Необходимо отметить, что в измеряемых количествах ^{90}Sr обнаружен лишь в 30% изученных проб. Пространственное распределение ^{90}Sr имеет

общие черты с распределением ^{137}Cs , когда максимальные активности наблюдаются в заливах Кольского побережья: Печенгском, Матовском, Ура и Кольском.

Средние активности ^{137}Cs , обнаруженные для открытых частей Баренцева моря составляют ~ 3 Бк/кг. Полученные данные по активностям и характеру распределения ^{137}Cs также близки к значениям ранее проведенных исследований. Так, согласно работе (Усягина, 2012), активность ^{137}Cs в районах возвышенностей шельфа Баренцева моря варьировала в диапазоне 0.2 – 1.8 Бк/кг, в районе впадин – до 6 Бк/кг. В глинистых отложениях наиболее глубоких частей Баренцева моря (300–380 м), было обнаружено до 9 Бк/кг ^{137}Cs . В 1980–1990-е гг. активность ^{137}Cs в донных осадках Баренцева моря изменялась от 4 до 30 Бк/кг, достигая в некоторых заливах и впадинах шельфа до 100 Бк/кг (Матишов и др., 2014). В 2000-е гг. удельная активность ^{137}Cs в донных отложениях открытых частей Баренцева моря варьировала в диапазоне 0.3–21 Бк/кг. В отдельных заливах в районах сосредоточения атомной отрасли, содержание ^{137}Cs было повышено до 30 Бк/кг. Наиболее высокая активность ^{137}Cs наблюдалась в губе Черной архипелага Новая Земля, где проводились подводные ядерные испытания. В период с 2010 по 2018 г. максимальная концентрация ^{137}Cs в поверхностном слое донных осадков снизилась приблизительно в 6 раз (Усягина и др., 2018).

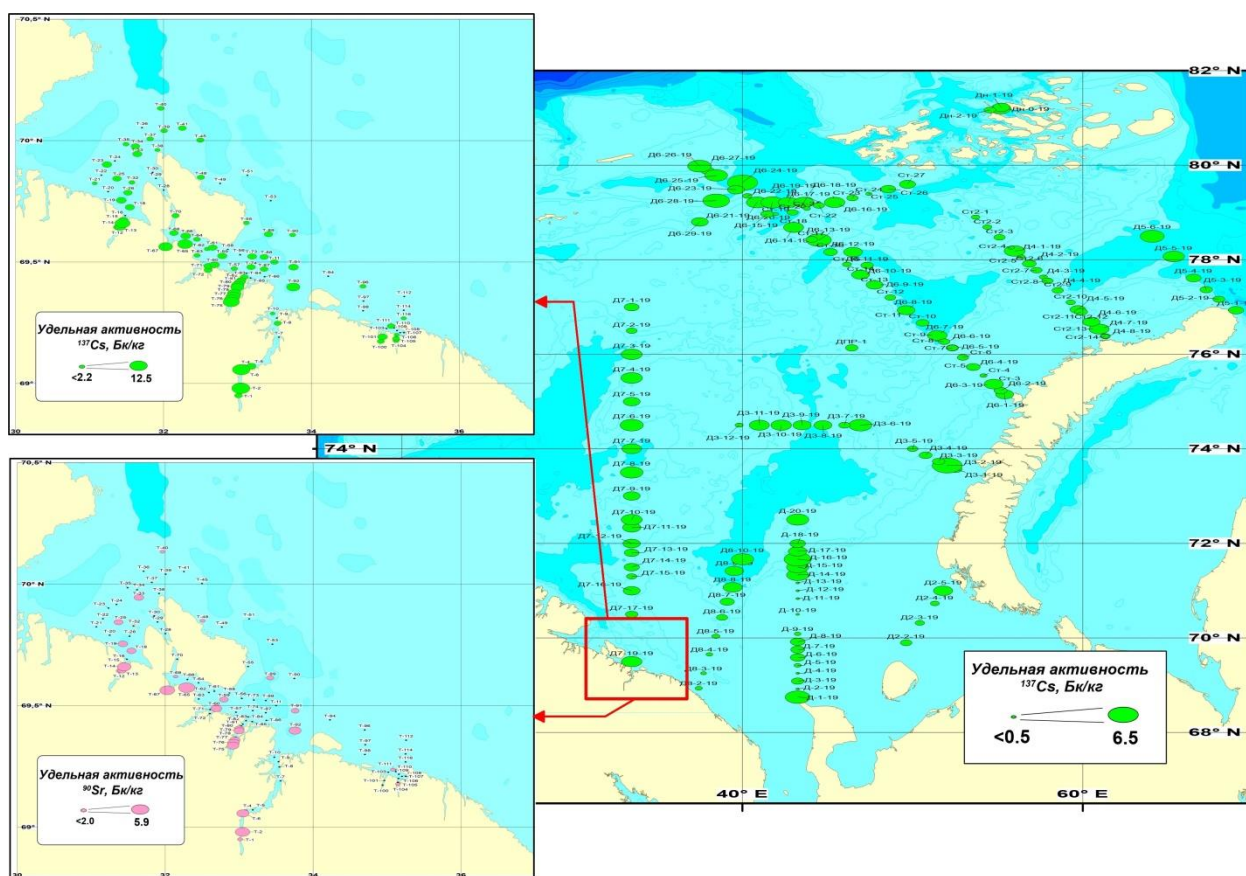


Рисунок 4.17 – Распределение удельной активности ^{137}Cs и ^{90}Sr в поверхностном слое донных отложений Баренцева моря

В накоплении ^{137}Cs в поверхностном слое донных осадков основную роль играет органическое вещество и самые мелкие фракции донных осадков размером от тонкой глины до крупнозернистого ила, что подтверждает закономерность – осадки с высоким содержанием глинистых минералов и богатые органическим веществом имеют наибольший потенциал для накопления техногенных радионуклидов.

Среднее отношение активностей $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs}$ в поверхностном слое донных отложениях составляет 0.51, что указывает на то, что основным источником техногенных радионуклидов в формирующихся в настоящее время осадках, вероятно, являются глобальные выпадения, для которых характерен диапазон отношения $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs}$ 0.4-0.6 (Zhang et al., 2021). В то же время в глубоких частях заливов Кольского полуострова отмечается наличие других источников техногенных радионуклидов (Ильин и др., 2017). Так, в донных осадках залива Андреева были обнаружены отношения $^{238}\text{Pu}/^{239,240}\text{Pu}$ 0.6 – 0.9, существенно превышающие значения глобальных выпадений 0.028 и указывающие на эмиссию техногенных радионуклидов с расположенного на берегу залива хранилища радиоактивных отходов (Матишов и др., 2017). Другим источником техногенной радиоактивности прибрежных донных осадков Баренцева моря служит сток с Кольского залива, что связывается с суммарным влиянием инфраструктуры военного и гражданского атомного флота (Ильин и др., 2022). Так, в 2021 году судами ФГУП «Атомфлот» в акваторию Кольского залива было сброшено 85 м³ очищенных стоков установки по переработке жидких радиоактивных отходов (Отчет по экологической..., 2022), содержащих основные техногенные радионуклиды ^{90}Sr , ^{137}Cs , ^{134}Cs , ^{60}Co , ^{152}Eu , ^{154}Eu , удельная активность которых, однако, не превышала установленных нормативов. В то же время в ходе данной работы короткоживущие техногенные радионуклиды в поверхностном слое донных осадков побережья Кольского полуострова не обнаружены, что указывает на отсутствие значимого влияния местных источников на трансформацию техногенного радиационного фона. В целом в морской среде Баренцева моря произошло значительное снижение активности техногенных радионуклидов, обусловленных глобальными атмосферными выпадениями и трансграничным переносом от западноевропейских радиохимических предприятий (Матишов и др., 2019). Наблюдаемый в настоящее время относительно низкий уровень техногенных радионуклидов в поверхностном слое донных осадков, очевидно, со временем будет ещё более снижаться при условии отсутствия влияния других источников. Тем не менее, в прибрежной зоне Кольского полуострова в настоящее время существуют радиационные объекты, вызывающие серьезную обеспокоенность. К таким объектам относится субмарина К-159, которая затонула при буксировке на завод для утилизации в августе

2003 на выходе из Кольского залива (Саркисов и др., 2015). Активность радионуклидов в реакторах подлодки, в основном ^{137}Cs и ^{90}Sr , оцениваемая в ~ 5 ПБк, является максимальным значением среди затопленных в арктических морях радиационных объектов, что выносит К-159 на первое место по степени потенциальный радиоэкологической опасности (Саркисов и др., 2015). Более того, в работе (Саркисов, 2019) отмечается, что на подлодке К-159 отсутствуют дополнительные защитные барьеры между отработанным ядерным топливом и морской средой, что увеличивает риск возможного загрязнения. Потенциальный радиоэкологический риск связан с тем, что недалеко от места затопления подлодки проходят судоходные пути и районы рыбного промысла (Кобылянский и др., 2012). Разгерметизация реакторной установки может привести к превышению допустимых уровней активности радионуклидов ^{137}Cs и ^{90}Sr в рыбе (Кобылянский и др., 2012; Антипов и др., 2015). Несмотря на то, что последние обследования подлодки К-159 не выявили выхода радионуклидов в морскую среду (Уровень радиации..., 2014), этот объект требует внимания с точки зрения оценки радиоэкологического состояния.

Другим важным источником поступления техногенной радиоактивности в морскую среду Баренцева моря, в связи с глобальным потеплением климата, может являться вторичное загрязнение в результате деградации ледникового покрова Новой Земли, в котором были депонированы значительные объемы техногенной радиоактивности в результате атмосферных ядерных испытаний (Мирошников и др., 2017). По оценкам (Aarkrog, 1997) расчетная суммарная активность ^{137}Cs , которая могла поступить на острова Новой Земли в результате локальных тропосферных выпадений, составляет ~ 30 ПБк. И действительно, в криоконитах ледникового покрова Северного острова Новой Земли были обнаружены наиболее высокие для Арктики активности ^{137}Cs , варьирующие в диапазоне 5700-8100 Бк/кг (Мирошников, 2019; Miroshnikov et al., 2021). Столь высокое накопление ^{137}Cs в криоконитах было связано с таянием погребенного слоя загрязненного льда, образовавшегося в ходе атмосферных ядерных испытаний. С высвобождением ^{137}Cs из ледникового покрова Новой Земли связано и формирование в прибрежных донных осадках зоны с повышенной активностью ^{137}Cs , как в Карском, так и Баренцевом морях (Мирошников, 2012; Miroshnikov et al., 2021).

4.3 Торфяной покров прибрежных материковых и островных территорий

В торфяниках Северного полушария содержится около 450 млрд тонн углерода, что составляет 30 % от общего запаса углерода в почве (Joosten, 2015; Mroz et al., 2017). При этом торфяные болота крайне чувствительны к воздействию изменений климата и играют важную роль в глобальном потеплении за счет увеличения скорости выброса парниковых газов (Strack, 2008). В Российской Федерации сосредоточено от 40 до 60 % мировых ресурсов торфа, при этом в северных областях Европейской части России разведано наибольшее количество запасов торфа, оцененных в 6.9 млрд т (36.2 % от запасов России) (Инишева, 2005; Малыгин, Лобов, 2014). На этих территориях, в том числе в пределах границы Арктической зоны Российской Федерации, относящихся к поясу интенсивного торфонакопления, торфяно-болотные экосистемы являются основными биогеоценозами (Селянина и др., 2013) (рис. 4.18).

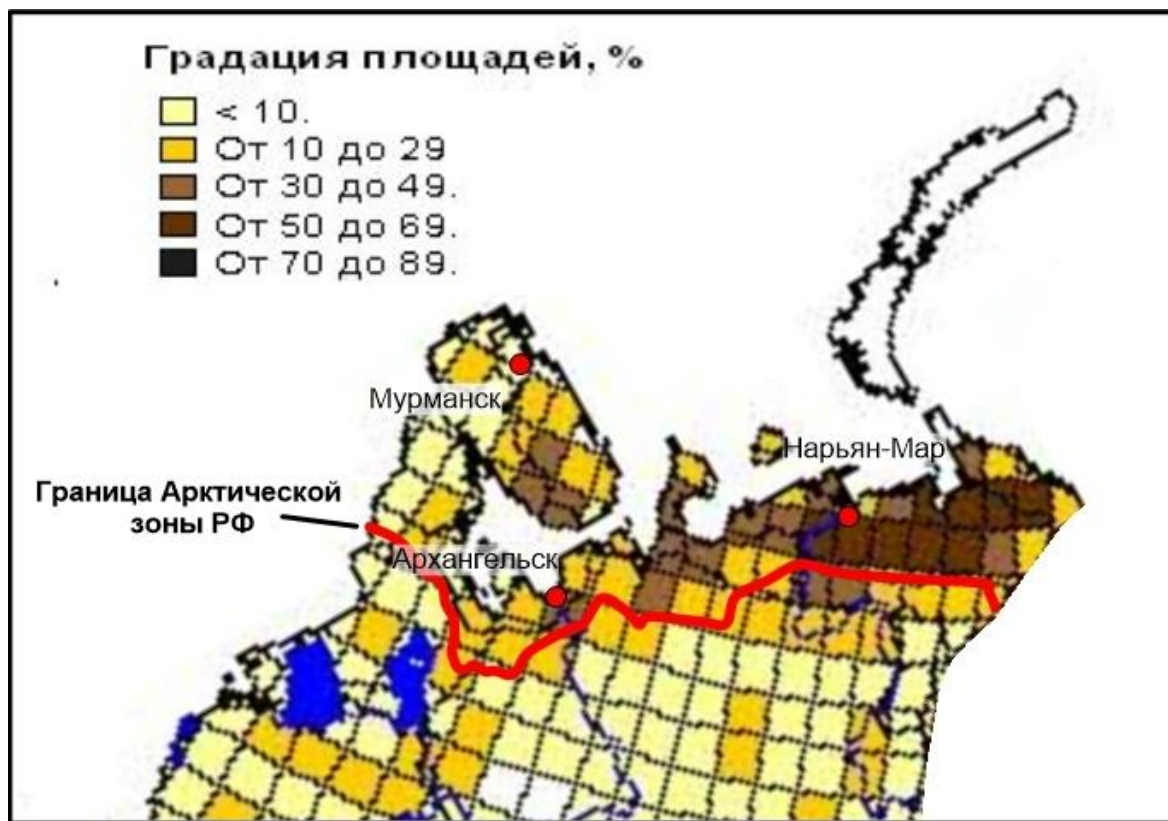


Рисунок 4.18 – Площади, занятые торфяниками на Европейском Севере России (по Вомперский и др., 1999)

Преобладающим типом болот на этих территориях являются верховые (омбротрофные) болота, доминирующим источником питания которых являются аэрозоли, воздушная пыль и атмосферные осадки (Vinichuk et al., 2004), что приводит к формированию бедной питательными веществами среды, на которой преобладает

сфагновые мхи. Поэтому торфяники выступают для континентальной части Западного сектора Российской Арктики представительной депонирующей средой – архивом атмосферных загрязнителей, ведущую роль среди которых играют радиоактивные элементы, поскольку, как было показано в обзоре в главе 1, арктические территории с момента начала атомной эры подверглись существенному радиационному воздействию (Strand et al., 2002; Сивинцев и др., 2005; Саркисов и др., 2012; Матишов и др., 2014).

Свойства торфяников как депонирующей среды имеют важнейшее значение не только с точки зрения оценки текущего радиационного состояния территории (оценка воздействия ионизирующих излучения на биоту), но и для решения ряда практических задач геохимии, таких как определение хронологии торфа и скоростей накопления, оценка миграции различных радионуклидов в торфяном массиве, определение источников радионуклидного загрязнения, динамики антропогенных нагрузок и климатических изменений в прошлом (Parry et al., 2013; Mroz et al., 2017).

В рамках диссертационной работы были отобраны 7 торфяных разрезов в различных природно-климатических зонах Западного сектора Российской Арктики, административно расположенных на территории Мурманской и Архангельской областей, а также Ненецкого автономного округа (рис. 4.19). Фотографии участков исследований показаны в Приложении 3.

Первый район (разрез Та-1) расположен в Мезенском районе Архангельской области в ~130 км северо-восточнее от города Архангельска, относится к переходной зоне от северной тайги к лесотундре, климат переходный от умеренно-морского к субарктическому. Древесный ярус преимущественно представлен хвойными: сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris*) и ель обыкновенная (*Picea abies*), в подлеске – береза пушистая (*Betula pubescens*). В травяно-кустарничковом ярусе представлены в основном кустарнички – брусника (*Vaccinium vitis-idaea* L.), морошка приземистая (*Rubus chamaemorus* L.), береза карликовая (*Betula nana* L.), вороника черная (*Empetrum nigrum* L.) и травы - плаун годичный (*Lycopodium annotinum* L.), пушица влагалищная (*Eriophorum vaginatum*). В мохово-лишайниковом ярусе также развиты различные виды сфагновых мхов: сфагнум гиргезона (*Sphagnum girgensohnii*), сфагнум кольцевой (*Sphagnum annulatum* H. Lindb. ex Warnst) и др.

Второй район отбора (разрез Та-2) находится в Приморском районе Архангельской области в ~30 км западнее от города Архангельска, относится к подзоне северной тайги, климат умеренный морской. В первом ярусе (древостое) здесь встречается в основном сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris*). Во втором ярусе кустарнички – подбел многолистный (*Andromeda polifolia* L.), вереск обыкновенный (*Calluna vulgaris* (L.) Hull),

вороника чёрная (*Empetrum nigrum* L.) и травы - пухонос дернистый (*Baeothryon cespitosum* (L.) A.Dietr), в третьем ярусе – сфагновые мхи различного видового состава. Третий район отбора (разрез ИСНО-1) расположен в ~25 км южнее города Архангельска в пределах Иласского болотного массива. Природно-климатические условия района и характер растительности аналогичен району отбора разреза Та-2.



Рисунок 4.19 – Районы отбора торфяных отложений в пределах Западного сектора Российской Арктики

Четвертый район опробования (разрез Тм-1) расположен в северной части Мурманской области, юго-восточнее города Мурманск, с преобладанием лесотундровых ландшафтов, местность расположена за Северным полярным кругом, климат субарктический морской. Растительный покров участка опробования торфяного профиля состоит из ряда ярусов. Древесный ярус на исследуемом участке представлен, в основном, сосной обыкновенной (*Pinus sylvestris*) и березой Черепанова (*Betula czerepanovii*). Травяно-кустарничковый ярус сложен, в основном, черникой обыкновенной (*Vaccinium myrtillus*) и пушицей влагалищной (*Eriophorum vaginatum*). Мохово-лишайниковый ярус сложен в основном различными видами сфагновых мхов.

Пятый (разрез Тн-1) и шестой (разрез Тн-2) районы расположены за Северным полярным кругом в 20-40 км восточнее города Нарьян-Мара в Ненецком автономном округе в зоне влияния субарктического климатического пояса, территория представлена

тундровыми ландшафтами. Растительный покров участков имеет схожий характер. Древесный ярус на исследуемых участках отсутствует. Травяно-кустарничковый ярус сложен, в основном, пушицей влагалищной (*Eriophorum vaginatum*), подбелом обыкновенным (*Andromeda polifolia*), морошкой обыкновенной (*Rubus chamaemorus*), багульником болотным (*Ledum palustre*) и вереском обыкновенным (*Calluna vulgaris*). Единично в данном ярусе встречается берёза карликовая (*Bétula nána*). Мохово-лишайниковый ярус сложен различными видами мхов рода сфагнум (*Sphagnum*).

Седьмой район (разрез ТБ-1), характеризующий торфяной покров островных территорий, расположен в южной части острова Колгуев Ненецкого автономного округа, северо-восточнее единственного на острове населенного пункта пос. Бугрино (не считая временного вахтового поселка на нефтяном месторождении Песчаноозерское). В ландшафтном плане остров относится к зоне типичных тундр, климат субарктический. Болотные сообщества занимают до 35.5 % территории острова (Лавриненко, Лавриненко, 2010). Древесный ярус отсутствует. Травяно-кустарничковый ярус представлен пушицей влагалищной (*Eriophorum vaginatum*), осокой одноцветной (*Carex concolor*), морошкой приземистой (*Rubus chamaemorus*). Мохово-лишайниковый ярус сложен различными видами мхов рода сфагнум (*Sphagnum balticum*, *S. lindbergii*, *S. russowii*, *S. squarrosum*).

Глубина отобранных с помощью ПВХ трубы торфяных колонок составляла от 26 до 50 см, что является предельной мощностью накопления торфа с момента поступления в окружающую среду техногенной радиоактивности. В торфяных колонках, разделенных на слои по 2 см, за исключением самого верхнего слоя 0-3 см (иногда 0-6 см), определяли физико-химические параметры и активности радионуклидов. Таким образом, после послойного разделения торфяных колонок общее количество слоев составило 127, которые затем были разделены на несколько отдельных навесок для различных видов анализа. Если полученные из одного слоя навески рассматривать как отдельные пробы, то общее количество проб будет весьма велико, поэтому примем, что общее количество проб равнялось количеству слоев – 127. Отдельно были отобраны крупнообъемные пробы торфа (методом шурфа) и поровой болотной воды в пределах Иласского болотного массива для исследования межфазового распределения ²¹⁰Pb. Всего было отобрано 5 крупнообъемных проб торфа из слоев 0-10, 10-20, 20-30, 30-40 и 40-50 см, а также 5 проб поровой болотной воды, отжатой из этих слоев. Помимо этого, на глубину 0-50 см были отобраны два торфяных монолита, которые после пробоподготовки, представляли собой усредненные гомогенизированные образцы верхней части торфяной залежи, которые после разделения на навески использовались в модельных экспериментах по оценке связывания свинца-210 и десорбции радиоцезия.

4.3.1. Физико-химические параметры торфяных залежей

Считается, что для болот верхового типа биогеохимические циклы массообмена определяются атмосферной миграцией потоков химических элементов. По этой причине залежи верхового типа являются геохимически автономными ландшафтами (Ларина и др., 2017). Поступление минеральных компонентов из атмосферы в количестве, не превышающем буферную способность вышележащих слоев, по-видимому, не оказывает воздействия на нижние горизонты торфяной залежи, а поступление элементов от минерального дна болота ограничено зоной распространения процессов миграции и подвижностью литогенных компонентов. При этом одними из ключевых факторов, определяющих подвижность многих химических элементов в залежи, являются кислотность и окислительно-восстановительный режим (Gambrell et al., 1994; Frohne et al., 2011). В графическом виде результаты исследования физико-химических параметров торфяных залежей представлены на рис. 4.20 – 4.26, в табличном виде – в Приложении Г (табл. Г1-Г7).

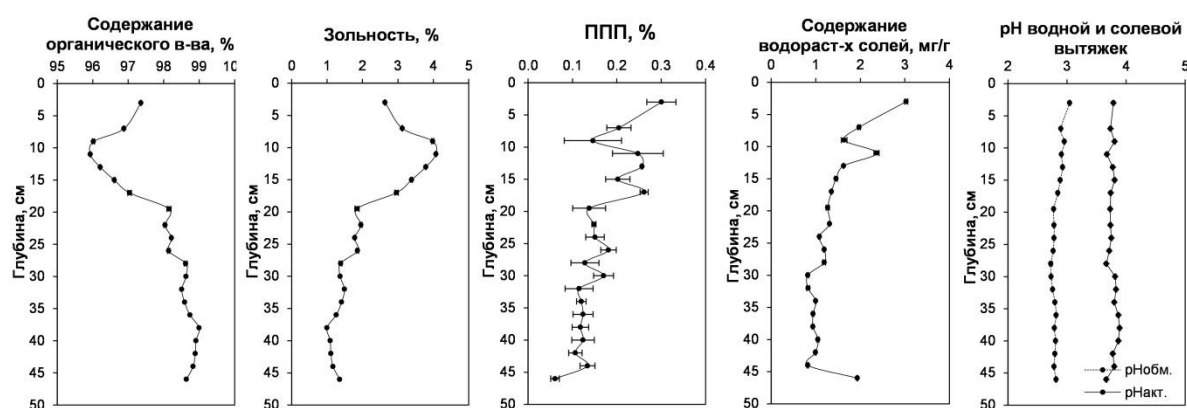


Рис. 4.20. Изменение физико-химических показателей по глубине профиля Та-1.

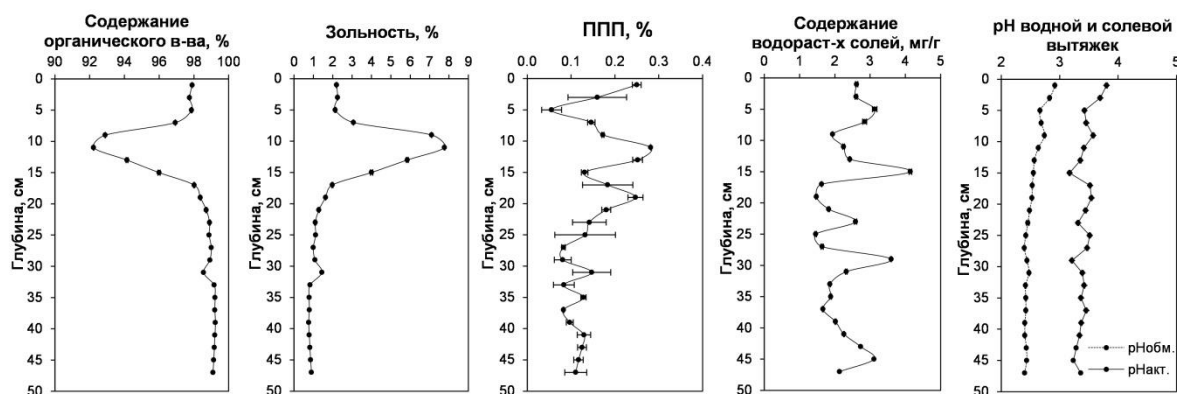


Рисунок 4.21 – Изменение физико-химических показателей по глубине профиля Та-2

Согласно полученным данным торф исследуемых залежей лесотундровой и северотаежной зон Та-1, Та-2 и ИСНО-1 можно отнести к малозольному типу, поскольку

величина показателя зольности торфяных отложений не превышает 10% и находится в интервале 1.0-4.1 %, 0.8-7.8 % и 1.1-5.8 % для Та-1, Та-2 и ИСНО-1, соответственно. При этом доля органического вещества составляет более 90 %, что в целом характерно для верховых торфов малой степени разложения (Лиштван, 1989).

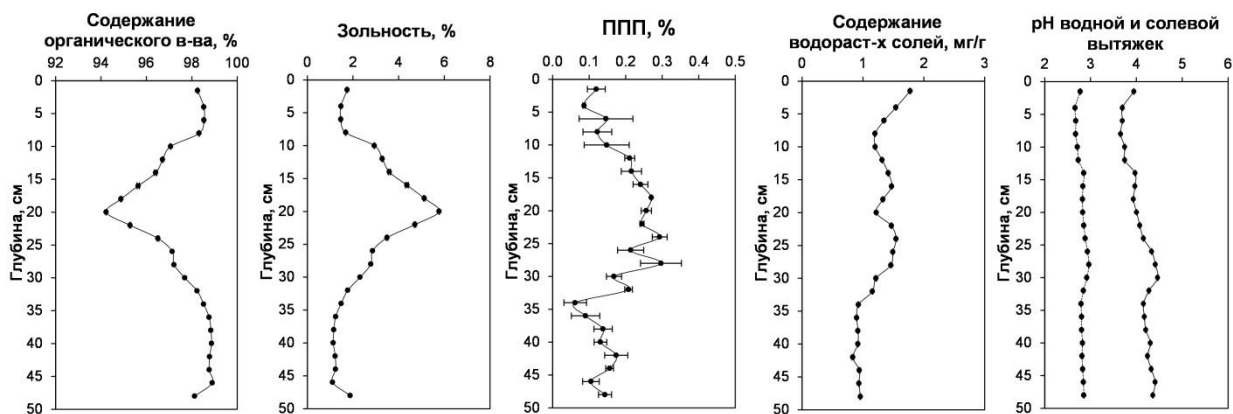


Рисунок 4.22 – Изменение физико-химических показателей по глубине профиля ИСНО-1

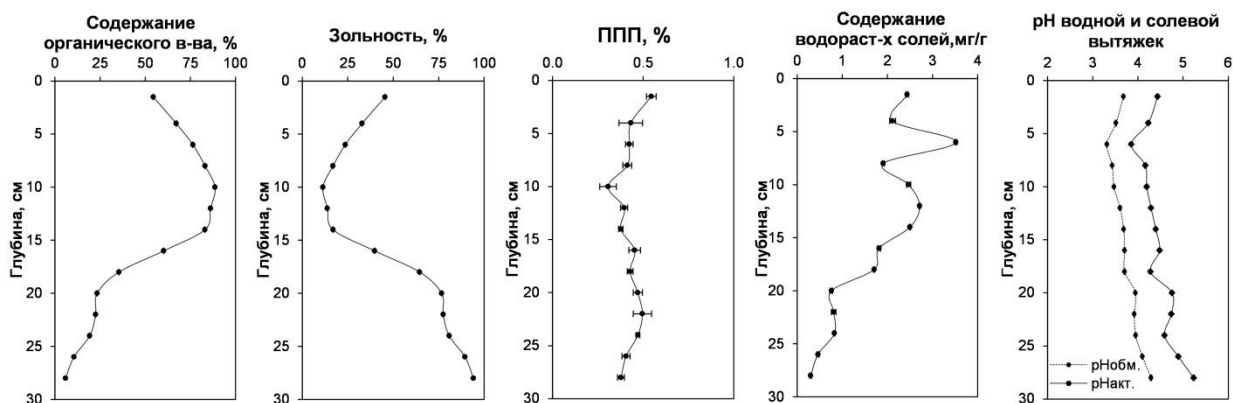


Рисунок 4.23 – Изменение физико-химических показателей по глубине профиля Тн-1

Для исследуемых залежей можно отметить общую тенденцию немонотонного снижения содержания зольных компонентов при движении вниз по торфяному профилю, что объясняется атмосферным типом питания. Однако этих залежей в слое 6-20 см зафиксированы повышенные значения показателя зольности (максимальные значения 4.1%, 7.8% и 5.8% для Та-1, Та-2 и ИСНО-1, соответственно), что, по-видимому, обусловлено вымыванием зольных элементов из вышележащих горизонтов с последующей иммобилизацией в данном слое. При этом нельзя исключать и вероятность того, что рост содержания зольных элементов в указанном слое может быть связан с повышенным техногенным воздействием (запыленностью атмосферы) непосредственно в период его формирования, что уже отмечалось ранее применительно к залежам верховых торфяников другими исследователями (Шевченко и др., 2015).

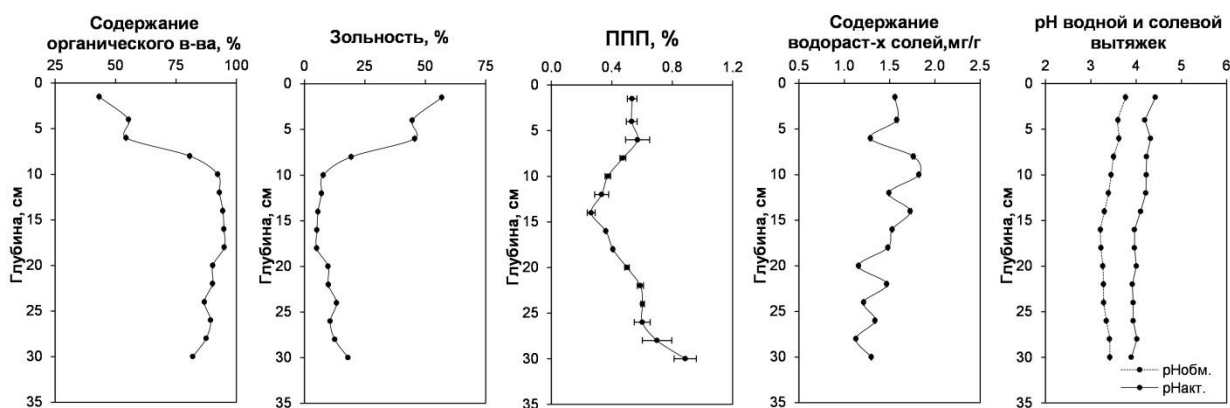


Рисунок 4.24 – Изменение физико-химических параметров по глубине профиля Тн-2

Величина показателя зольности для исследуемых торфяных профилей материковой тундры находится в интервале 11.4-94.1 %; 5.0-56.8 % и 5.2-27.9 % для площадок Тн-1, Тн-2 и Тм-1, соответственно. Высокая зольность приповерхностного слоя колонок Тн-1 и Тн-2 обусловлена, по-видимому, активным ветровым переносом частиц минерального грунта с участков с деградировавшим растительным покровом, расположенных вблизи площадок отбора проб. В профиле, характеризующем островные тундровые территории ТБ-1 (остров Колгуев) зольность торфа является низкой и варьирует в диапазоне 2.5-7.1 %, что близко к значениям, характерным для северотаежной зоны.

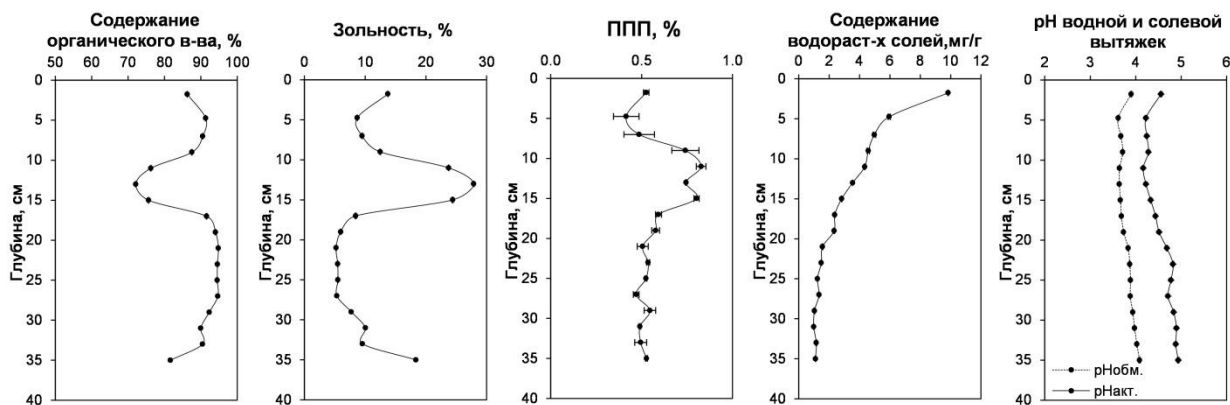


Рисунок 4.25 – Изменение физико-химических показателей по глубине торфяного профиля Тм-1

Доля летучих соединений в зольном остатке (ППП) в торфе разрезов лесотундровой и северотаежной зон Та-1, Та-2 и ИСНО-1 находится в интервалах 0.06-0.30 %, 0.06-0.28 % и 0.06-0.30 %, соответственно. При этом для них характерна схожая динамика распределения (немонотонное снижение) по профилю залежей, обусловленная преимущественно атмосферным поступлением этих компонентов. Максимальные

значения параметра ППП (0.30 %) говорят о весьма низком содержании летучих компонентов в минеральной части торфа северотаежной зоны.

Для континентальных тундровых торфяников величина параметра ППП составила 0.31-0.54 %; 0.26-0.89 % и 0.42-0.83 % для разрезов Тн-1, Тн-2 и Тм-1 соответственно, что обусловлено, по-видимому, индивидуальными геохимическими особенностями ключевых участков, и, в частности, более обильной минеральной подпиткой. В пределах островной тундры в разрезе ТБ-1 параметр ППП варьирует в интервале 0.15-0.42 %, что в целом близко к тундровым торфяникам континентальной части.

Величина показателя активной кислотности $pH_{акт.}$ не существенно изменяется по глубине торфяных профилей лесотундровой и северотаежной зон Та-1, Та-2 и ИСНО-1, варьируя в интервалах 3.7-3.9, 3.2-3.8 и 3.7-4.4 соответственно. Для профилей континентальной тундры Тн-1, Тн-2 и Тм-1 зафиксированные значения данного показателя находятся в интервалах pH 3.9-5.2, pH 3.9-4.4, pH 4.2-4.9, соответственно. Кислотность торфа островной тундры в профиле ТБ-1 ближе к северотаежным торфяникам поскольку изменяется в интервале $pH_{акт.}$ 3.7-3.9. При этом pH солевой вытяжки всех исследуемых торфяных профилей не превышает 4.0, что позволяет их отнести к сильнокислой группе (Орлов и др., 2005).

Содержание водорастворимых солей в лесотундровых и северотаежных торфяниках Та-1, Та-2 и ИСНО-1 составляет 0.8-3.0 мг/г, 1.5-4.1 мг/г и 0.8-1.8 мг/г. При этом залежь Та-1 характеризуется более однородным распределением водорастворимых солей с максимумами содержания в поверхностном и придонном горизонтах, что, по-видимому, связано с их поступлением из атмосферы и от минерального дна болота, а также с особенностями промывного режима залежи. Зафиксированные значения pH и минерализации позволяют отнести данные залежи к кислой окислительной фации олиготрофных торфяников, характерной для таежных ландшафтов (Шишов и др., 2004).

Изменение величины показателя минерализации по вертикальным профилям разрезов тундровой зоны имеет схожую динамику (снижение при движении от поверхностных к нижним слоям) и находится в интервалах 0.3-3.5 мг/г, 1.1-1.8 мг/г и 1.0-9.8 мг/г для полигонов Тн-1, Тн-2 и Тм-1, соответственно. Следует отметить повышенное содержание водорастворимых солей в верхней части профиля Тм-1 (0-12 см), что соответствует эвтрофному типу болотной растительности и, по-видимому, обусловлено влиянием моря.

Содержание водорастворимых солей в торфяном разрезе островной тундры ТБ-1 варьирует от 0.6-1.0 мг/г с максимумом в приповерхностном слое 0-3 см, что соответствует условиям минерального питания залежи.

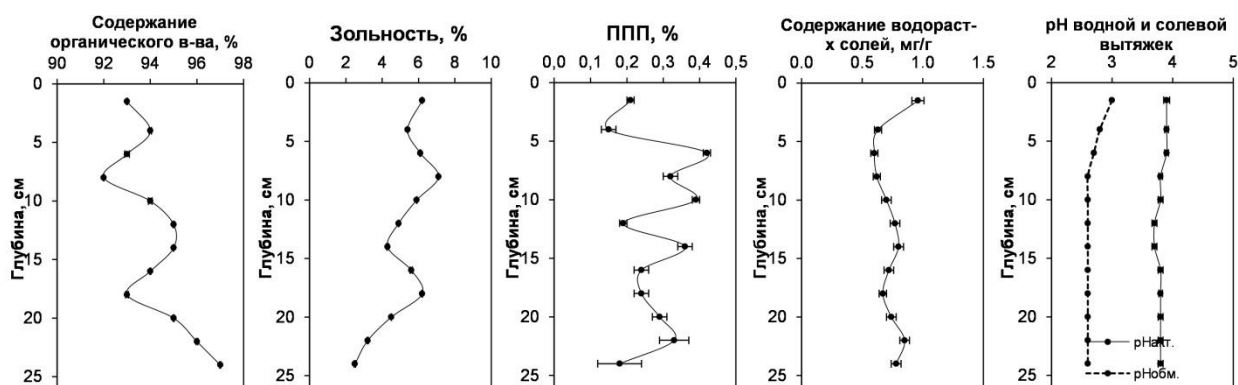


Рисунок 4.26 – Изменение физико-химических показателей по глубине профиля ТБ-1

При этом следует отметить незначительное увеличение содержания водорастворимых солей с глубиной залегания в слое от 3 до 26 см, ограниченным пределом сезонного таяния мерзлоты, который является в данном случае геохимическим барьером, ограничивающим вертикальную миграцию компонентов торфа. Обращает на себя внимание крайне низкое содержание водорастворимых компонентов (минеральные и органические электролиты) по сравнению с торфяниками материковой тундры, что может быть связано с длительным в течение года нахождением деятельного слоя в мерзлом состоянии. В свою очередь это отражается на активности торфяной микробиоты, которая способствует продуцированию водорастворимых компонентов, в особенности низкомолекулярных органических кислот (Бамбалов, 1984).

Таким образом, динамика изменения физико-химических показателей по вертикальным профилям исследуемых торфяных залежей имеет как общие, так и некоторые отличительные черты, что связано, по-видимому, с индивидуальными особенностями их формирования и функционирования, и в частности геохимическими и геоклиматическими параметрами (типом подстилающих пород, уровнем залегания и химическим составом грунтовых вод, близостью моря и др.), а также уровнем антропогенной нагрузки на болотные экосистемы и сопряженные с ними биогеоценозы.

4.3.2. Вертикальное распределение радионуклидов в торфяных залежах

Данные по активностям радионуклидов в отобранных торфяных залежах, включая погрешности определения, представлены в таблицах Г1-Г7, Приложения Г. В графическом виде эти результаты обобщены на графиках вертикального распределения радионуклидов, представленные на рис. 4.26-4.33. Погрешности определения активностей

радионуклидов показаны на графиках горизонтальными планками и в тексте после числовых значений содержания радионуклидов не указаны.

Удельная активность техногенного ^{137}Cs в торфяных залежах Та-1, Та-2 и ИСНО-1 (лесотундровые и северотаежные ландшафты Архангельской области) в пределах верхней части разреза до глубины 46-50 см варьирует от 1.1 Бк/кг до 45.9 Бк/кг, от <0.5 до 126.1 Бк/кг и от 3.2 до 45.6 Бк/кг, соответственно (рис. 4.26 - 4.28).

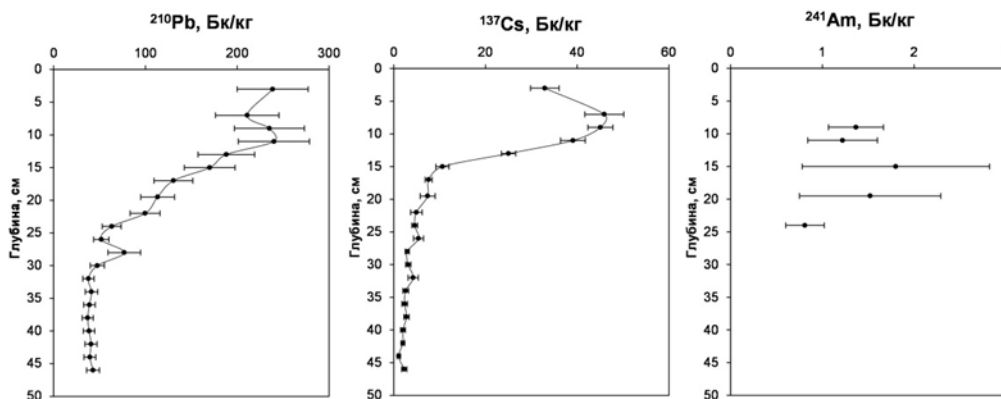


Рисунок 4.26 – Вертикальное распределение радионуклидов в торфяном разрезе Та-1

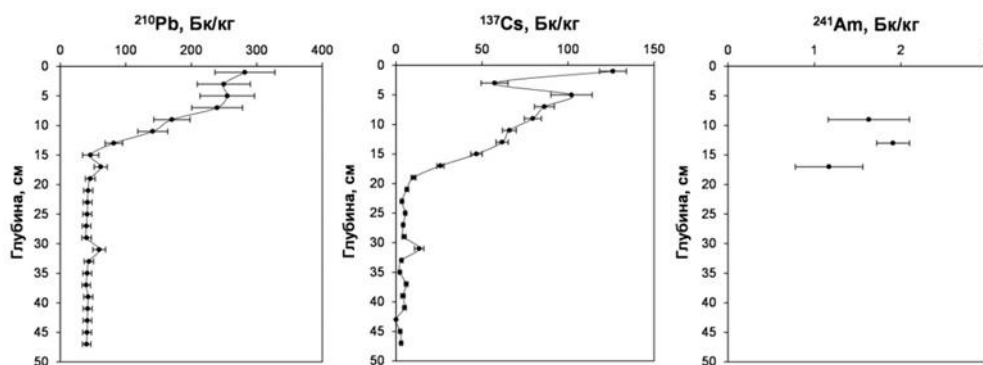


Рисунок 4.27 – Вертикальное распределение радионуклидов в торфяном разрезе Та-2

Средние значения удельной активности ^{137}Cs в залежах Та-1, Та-2 и ИСНО-1 составляют 12.1 Бк/кг, 30.2 Бк/кг и 17.8 Бк/кг, соответственно. Для прибрежных материковых разрезов тундровой зоны Мурманской области и Ненецкого автономного округа Тм-1, Тн-1 и Тн-2, удельная активность ^{137}Cs в пределах верхней части разреза до глубины 32-36 см изменяется в диапазоне от 2.0 Бк/кг до 49.0 Бк/кг, от 1.4 Бк/кг до 44.0 Бк/кг и от 1.3 до 71.0 Бк/кг, соответственно (рис. 4.29-4.31). Средние активности ^{137}Cs для залежей Тм-1, Тн-1 и Тн-2 составляют 18.2 Бк/кг, 19.4 Бк/кг и 20.8 Бк/кг. В торфяной залежи ТБ-1 (рис. 4.32), опробованной в пределах островной тундры (о. Колгуев), активность ^{137}Cs в торфяной залежи о. Колгуев находится в диапазоне 1.3 – 21.0 Бк/кг, средняя активность составляет 4.6 Бк/кг. Можно отметить, что средняя активность ^{137}Cs в

торфянике острова Колгуев является минимальной среди других изученных в работе торфяников, что, вероятно, связано с особенностями глобальных выпадений ^{137}Cs из атмосферы. Как видно на графиках вертикального распределения (рис. 4.26-4.33), наибольшая активность ^{137}Cs сосредоточена в верхней части изученных торфяных залежей до глубин 10-15 см. В целом наибольшее удержание ^{137}Cs в верхних горизонтах торфяных профилей является характерной чертой торфяников верхового типа (Rosen et al., 2009; Mroz et al., 2017).

Из-за химического сродства между Cs и K радиоцезий активно транспортируется вверх по торфяному разрезу корнями растений (Lokas et al., 2013; Mihalik et al., 2014). При этом максимальная активность ^{137}Cs не всегда наблюдается в самом верхнем торфяном горизонте. Часто имеет место смещение максимальной активности ^{137}Cs на несколько см вниз по разрезу, что, вероятно, связано с изменением по профилю физико-химических параметров, в первую очередь зольности и доли летучих соединений в зольном остатке, максимумы которых также наблюдаются в нижележащих горизонтах.

Исключение составляет разрез Тн-1, в котором ^{137}Cs имеет схожий характер распределения не с зольностью и параметром ППП, а органическим веществом, что, вероятно, связано с природой минеральных частиц, которые в составе данного торфяного профиля представлены преимущественно включениями песчано-кварцевых частиц, обладающих крайне низкой удерживающей способностью к ^{137}Cs . При этом решающая роль в неспецифическом связывании ^{137}Cs торфом данного разреза отводится, по-видимому, его органической части, что подтверждается его существующим распределением. Таким образом, высокая подвижность ^{137}Cs в верховых сфагновых болотах не позволяет надежно идентифицировать по пикам активности источники радиационного загрязнения территории, например, пик 1963 года, на который пришелся основной объем выпадений от атомных испытаний в атмосфере.

Удельная активность ^{90}Sr в торфяных залежах материковой тундры, отобранных на территории Ненецкого автономного округа, варьирует в пределах от 0.3 Бк/кг до 2.6 Бк/кг для профиля Тн-1 и от 0.1 Бк/кг до 1.9 Бк/кг для профиля Тн-2. Средние активности ^{90}Sr в профилях Тн-1 и Тн-2 до глубины 30-32 см составляют 1.2 Бк/кг и 0.9 Бк/кг, соответственно. В торфяном профиле Тм-1, отобранном в Мурманской области, удельная активность ^{90}Sr изменяется в более широком диапазоне, чем в разрезах Ненецкого округа, от 0.5 Бк/кг до 7.7 Бк/кг при средней активности 1.8 Бк/кг. Хотя основная активность ^{90}Sr , также как и ^{137}Cs , сосредоточена в верхней части разрезов, распределение ^{90}Sr по глубине имеет более сложный характер, чем распределение ^{137}Cs . Особенно это заметно для профилей Тм-1 и Тн-2, где наблюдается различное положение пиков активностей ^{90}Sr и

^{137}Cs . Для профилей Тм-1 и Тн-2 вертикальное распределение ^{90}Sr имеет схожие черты с распределением водорастворимых солей, что отчасти объясняет его повышенную подвижность в торфяных отложениях и хорошо согласуется с данными по $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs}$ отношению.

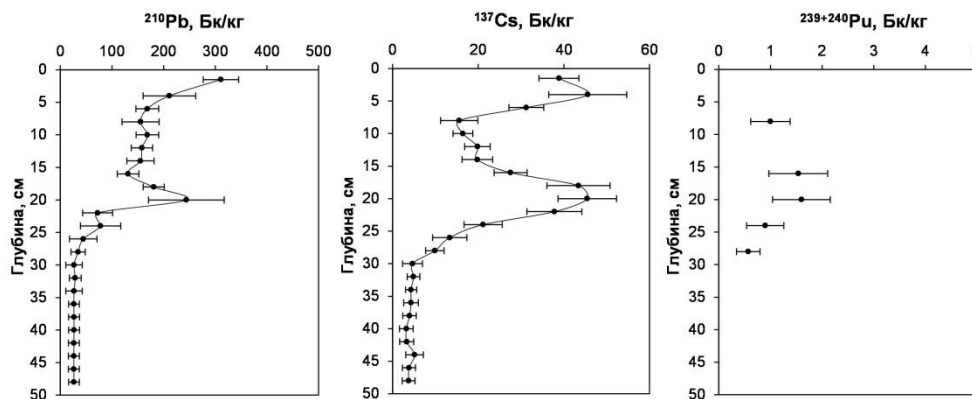


Рисунок 4.28 – Вертикальное распределение радионуклидов в торфяном разрезе ИСНО-1

В целом можно отметить, что средние активности ^{90}Sr в изученных торфяных залежах почти в 10 раз ниже, чем средние активности ^{137}Cs ($^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs} < 0.1$), хотя уровни загрязнения ^{90}Sr , характерные для глобальных выпадений, должны быть ориентировочно в два-три раза ниже, чем ^{137}Cs ($^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs} \sim 0.4-0.6$) (Ильин и др., 2017). Это хорошо видно на примере поверхностного слоя современных прибрежных донных осадков Баренцева моря ($^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs} \sim 0.51$). Сравнительно низкая средняя активность ^{90}Sr по сравнению с ^{137}Cs , обнаруженная в изученных торфяных разрезах, вероятно, обусловлена как особенностями переноса и выпадения этих радионуклидов из атмосферы, так и их отличиями в сорбции к органической и минеральной части торфа и, как следствие, разницей в вертикальной и латеральной подвижности в теле торфяной залежи. Таким образом, повышенная подвижность радионуклида ^{90}Sr может служить вероятной причиной его миграции как в более глубокие горизонты, так и за пределы торфяной залежи. По результатам радиоэкологических исследований верхнего органогенного слоя почв (0-2 см) в Мурманской области показано, что удельная активность ^{137}Cs варьирует в диапазоне 12-113 Бк/кг, в то время как удельная активность ^{90}Sr изменяется в пределах 3-18 Бк/кг (Матишов и др., 2014). Для лишайников региона характерно схожее соотношение активности ^{137}Cs и ^{90}Sr , 22.6 Бк/кг и 3.2 Бк/кг, соответственно (Матишов и др., 2014).

Для Архангельской области современные данные об активности ^{90}Sr в почвах в литературе не обнаружены, однако в дикорастущих ягодах в морошке, клюкве и чернике удельная активность ^{90}Sr варьирует в пределах 0.3 – 1.2 Бк/кг, при средней активности 0.4 Бк/кг (Унгурияну и др., 2023). В верхнем слое лесных почв (0-5 см) в Архангельской

области удельная активность ^{137}Cs варьирует в диапазоне 20-50 Бк/кг (Лурье, Кубасова, 2015) и находится в пределах диапазона активности ^{137}Cs , обнаруженного в торфяниках Архангельской области в рамках данного исследования. Учитывая средние коэффициенты накопления ^{90}Sr растительностью фоновых территорий $K_n \sim 0.25$ (Ларионова и др., 2022) можно предположить, что в почвах Архангельской области также будут наблюдаться крайне низкие отношения $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs} \ll 0.1$.

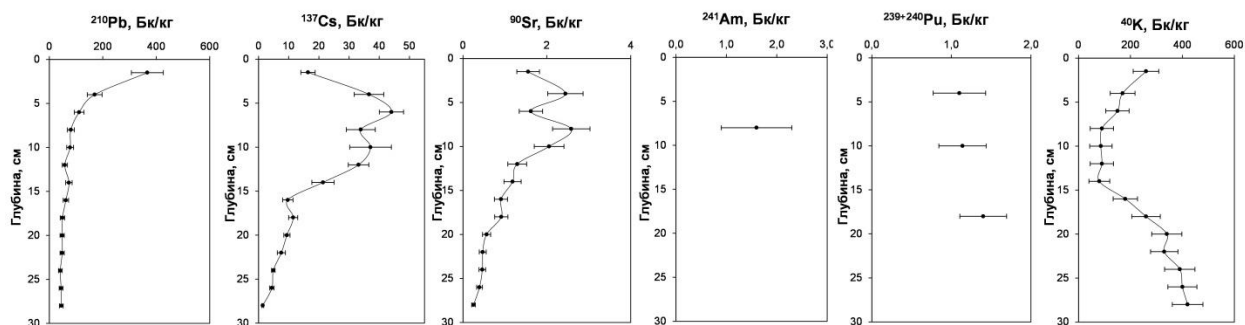


Рисунок 4.29 – Вертикальное распределение радионуклидов в торфяном разрезе Тн-1

Несколько иное соотношение активностей ^{90}Sr и ^{137}Cs демонстрирует торфяной разрез ТБ-1, отобранный в пределах островной тундры (остров Колгуев). Так в разрезе ТБ-1 удельная активность ^{90}Sr варьирует в диапазоне от <0.1 до 3.6 Бк/кг при средней активности 1.5 Бк/кг. Отношение средних активностей $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs}$ для всего торфяного разреза ТБ-1 составляет 0.33, приближаясь к диапазону отношений $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs}$, характерных для глобальных выпадений (0.4-0.6) (Ильин и др., 2017). Обнаруженное явление свидетельствует о значительно меньшей проявленности литеральной и вертикальной миграции ^{90}Sr в торфяниках острова Колгуев по сравнению с тундровыми торфяниками континентальной части Западного сектора Российской Арктики. Меньшей подвижности ^{90}Sr из тундровых ландшафтов острова Колгуев, вероятно, в первую очередь способствует особый геохимический режим (короткий период с положительными температурами), при котором как вертикальная, так и литеральная водная миграция ^{90}Sr может быть ограничена мерзлотными условиями. Физико-химические условия, вероятно, при этом оказывают опосредованное влияние.

Необходимо отметить, что данных по активности ^{90}Sr в почвах (и ландшафтах вообще) условно фоновых территорий, значительно удаленных от источников радиационного загрязнения, например от Чернобыльской АЭС, крайне мало, что обусловлено трудностями определения ^{90}Sr , сопряженного со сложной радиохимической подготовкой образцов. Еще менее представительными являются исследования других долгоживущих техногенных радионуклидов, таких как трансурановые элементы, что также связано с методическими сложностями их определения и низкими активностями,

поступившими на поверхность земли условно фоновых территорий в основном в результате глобальных выпадений.

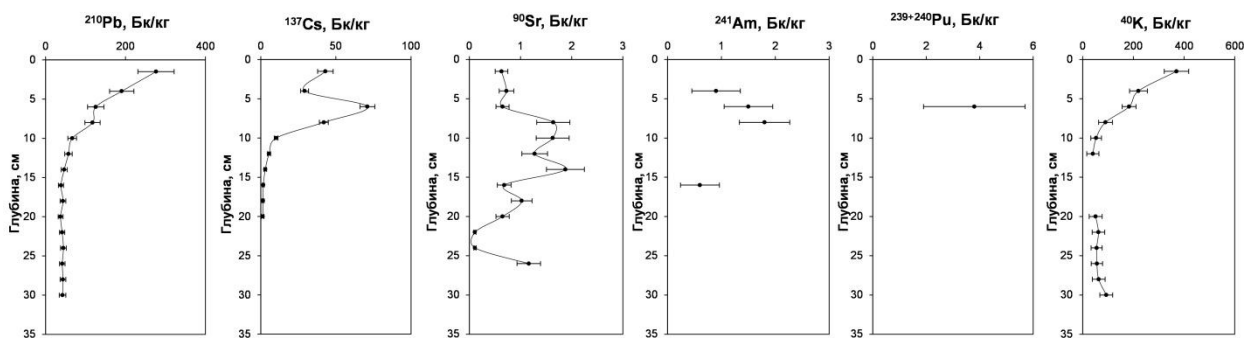


Рисунок 4.30 – Вертикальное распределение радионуклидов в торфяном разрезе Тн-2

Для изученных торфяных отложений арктических районов в единичных пробах были обнаружены трансурановые элементы ^{241}Am и $^{239+240}\text{Pu}$. Удельные активности ^{241}Am , определенные гамма-спектрометрическим методом в торфяных разрезах Ненецкого автономного округа, варьируют от 0.6 Бк/кг до 1.8 Бк/кг, удельная активность $^{239+240}\text{Pu}$ для этих разрезов, фиксируемая в единичных горизонтах и определенная альфа-спектрометрическим методом после радиохимической подготовки, изменяется в диапазоне 1.1 – 3.8 Бк/кг. В торфяном разрезе Мурманской области удельная активность ^{241}Am также крайне низкая и в тех горизонтах, где он был обнаружен, варьирует от 0.9 до 2.0 Бк/кг.

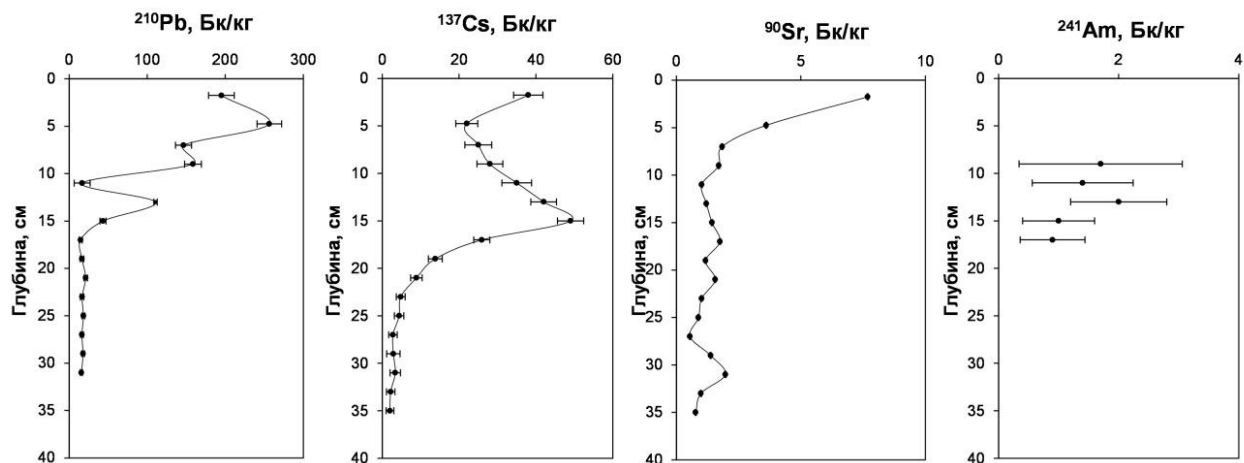


Рисунок 4.31 – Вертикальное распределение радионуклидов в торфяном разрезе Тм-1

В торфяных разрезах Архангельской области удельная активность ^{241}Am варьирует от 0.8 до 1.8 Бк/кг, а активность $^{239+240}\text{Pu}$ варьирует от 0.6 до 1.6 Бк/кг. В торфяном разрезе острова Колгуев ^{241}Am обнаружен лишь в двух горизонтах 3-5 и 5-7 см с активностями 0.6 и 0.8, соответственно.

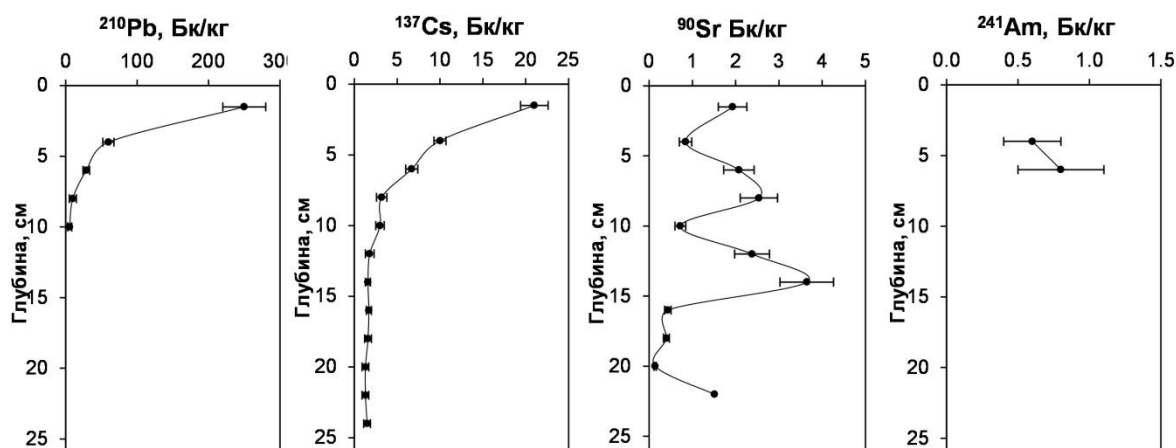


Рисунок 4.32 – Вертикальное распределение радионуклидов в торфяном разрезе ТБ-1

Как видно из данных, обнаруженные в единичных горизонтах активности $^{239+240}\text{Pu}$ и ^{241}Am являются крайне низкими и с учетом довольно высокой погрешности их определения, это не позволяет сделать какие-либо выводы касательно особенностей их миграции по торфяной залежи. Тем не менее, эти радионуклиды обнаруживаются в верхних горизонтах залежей, но максимумы их активностей, как правило, не совпадают с максимумами ^{137}Cs , что, вероятно, связано с различной степенью подвижности техногенных радионуклидов в залежах. Так в работах (Казинская и др., 2012; Горяченкова и др., 2013) было показано, что Pu менее мобильный, чем Am, поскольку в большей степени связан с гуматами, в то время как Am преимущественно присутствует в составе подвижной части фульвокислот. Однако в нашем случае, очевидно, что любые рассуждения о характере миграции $^{239+240}\text{Pu}$ и ^{241}Am в торфяных отложениях, учитывая обнаруженные крайне низкие активности и высокие погрешности определения, будут носить спекулятивный характер. Тем не менее, полученные данные позволяют сравнить средние активности $^{239+240}\text{Pu}$ и ^{241}Am в изученных торфяниках с другими арктическими территориями. Так в торфяниках о. Шпицберген в настоящее время наблюдаются сравнительно высокие удельные активности $^{239+240}\text{Pu}$ достигающие 22.93 Бк/кг, а также ^{241}Am до 10.67 Бк/кг (Lokas et al., 2013). При этом также обнаруживается ^{238}Pu с активностью до 0.53 Бк/кг. Максимальные активности этих изотопов фиксируются в едином узком интервале глубин, соответствующих максимуму атмосферных испытаний, в котором также присутствует ^{137}Cs с активностью до 292 Бк/кг, что говорит о слабой миграционной способности всех радионуклидов после депонирования в условиях высокой Арктики. В условиях, изученных в данной работе прибрежных материковых и островных торфяников Западного сектора Российской Арктики, во-первых, активности техногенных радионуклидов значительно ниже, во-вторых, миграция изотопов более выражена, что

хорошо видно по распределению ^{137}Cs и ^{90}Sr (с некоторой долей условности можно отметить и миграцию $^{239+240}\text{Pu}$ и ^{241}Am).

Запасы (плотность загрязнения) основного дозообразующего техногенного радионуклида ^{137}Cs в изученных торфяниках, характеризующие степень радиационного загрязнения территории (Руководство по радиационному..., 2013), для слоя 25 см варьируют от 276 до 687 Бк/м² (рис. 4.33). Различия в запасах ^{137}Cs между ландшафтами не выражены, что, вероятно, отражает неравномерность выпадений радиоцезия на поверхность земли. Однако запасы ^{137}Cs находятся в пределах диапазона, характерного для ландшафтов типичной тундры и северной тайги Западной и Восточной Сибири 400-800 Бк/м², отражая фон глобальных выпадений радиоцезия (Усачева, 2020). Согласно Нормам радиационной безопасности (НРБ-99/2009) допустимая величина плотности загрязнения ^{137}Cs почв в Российской Федерации составляет 37 000 Бк/м². Как видно из представленных данных, плотность загрязнения ^{137}Cs изученных торфяников Западного сектора Российской Арктики более чем в 70 раз ниже установленного норматива. Это указывает на то, что степень техногенного радиационного загрязнения изученных торфяников, сформированная в основном за счет глобальных выпадений, является крайне низкой.

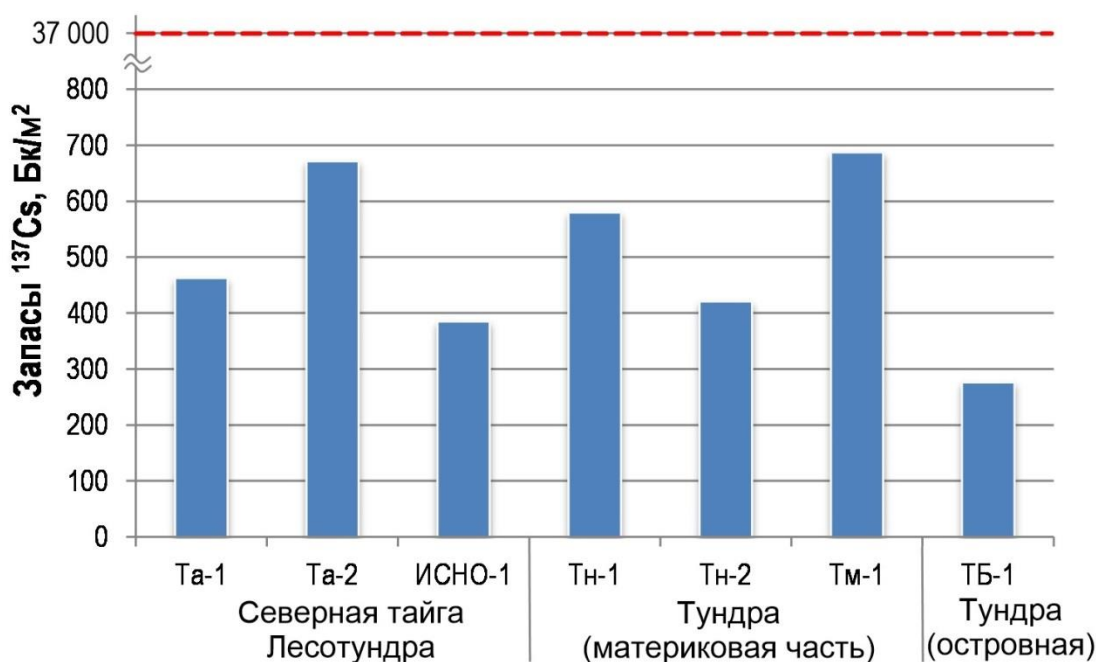


Рисунок 4.33 – Запасы (плотность загрязнения) ^{137}Cs в торфяных разрезах Западного сектора Российской Арктики

Для анализа доминирующих факторов, контролирующих накопление и миграцию радионуклидов в рассматриваемых торфяных залежах, выполнен корреляционный анализ набора радиационных и физико-химических параметров. Оценка тесноты связей

выполнялась с использованием коэффициента ранговой корреляции Спирмена в связи тем, что не все анализируемые параметры соответствуют критерию нормальности распределения. При выполнении корреляционного анализа исключены данные по активностям $^{239+240}\text{Pu}$ и ^{241}Am , поскольку они обнаруживаются лишь в единичных горизонтах. Результаты корреляционного анализа набора данных по торфяным разрезам различных ландшафтных зон представлены в таблицах 4.4-4.6. Там же показаны уровни значимости p-value для каждого значения коэффициента корреляции.

Таблица 4.4 – Корреляционная матрица для набора данных по радиационным и физико-химическим параметрам торфяников, отобранных в зоне лесотундры и северной тайги (разрезы Та-1, Та-2 и ИСНО-1)

		Глубина	^{210}Pb	^{137}Cs	ОВ	ППП	Зольн.	$\text{pH}_{\text{акт.}}$	$\text{pH}_{\text{обм.}}$	ВРС
Глубина	Spear.	1								
	p-value	--								
^{210}Pb	Spear.	-0.875	1							
	p-value	9E-23	--							
^{137}Cs	Spear.	-0.867	0.767	1						
	p-value	5E-22	2E-14	--						
ОВ	Spear.	0.701	-0.640	-0.782	1					
	p-value	2E-11	3E-09	2E-15	--					
ППП	Spear.	-0.457	0.409	0.525	-0.724	1				
	p-value	8E-05	5E-04	4E-06	2E-12	--				
Зольн.	Spear.	-0.701	0.640	0.782	-1.000	0.726	1			
	p-value	2E-11	3E-09	2E-15	2E-14	2E-12	--			
$\text{pH}_{\text{акт.}}$	Spear.	0.144	-0.258	-0.067	-0.239	0.270	0.240	1		
	p-value	0.238	0.032	0.582	0.048	0.025	0.047	--		
$\text{pH}_{\text{обм.}}$	Spear.	-0.163	0.120	0.215	-0.540	0.520	0.542	0.795	1	
	p-value	0.182	0.327	0.076	2E-06	5E-06	2E-06	4E-16	--	
ВРС	Spear.	-0.405	0.493	0.458	-0.132	0.069	0.132	-0.709	-0.307	1
	p-value	0.001	2E-05	7E-05	0.278	0.572	0.279	9E-12	0.010	--

Примечание: цифры, выделенные красным цветом, обозначают значимые корреляционные связи на уровне 0.05 (n = 69), ВРС – содержание водорастворимых солей, ОВ – содержание органического вещества

Так, для торфяных разрезов лесотундры и северной тайги Архангельской области (разрезы Та-1, Та-2 и ИСНО-1) наблюдаются положительные связи между ^{210}Pb и ^{137}Cs ($r_s = 0.8$), параметром ППП ($r_s = 0.4$), зольностью ($r_s = 0.6$) и содержанием водорастворимых солей ($r_s = 0.5$). Отрицательные связи ^{210}Pb обнаруживаются с глубиной отбора ($r_s = -0.9$), содержанием органики ($r_s = -0.6$) и активной $\text{pH}_{\text{акт.}}$ ($r_s = -0.3$). Техногенный ^{137}Cs имеет аналогичный свинцу-210 характер как положительных, так и отрицательных связей с физико-химическими параметрами. Из представленных данных можно отметить, что активности ^{210}Pb и ^{137}Cs в торфяниках лесотундры и северной тайги в основном

контролируются зольностью, долей летучих соединений в зольном остатке (ППП) и содержанием водорастворимых солей, что подтверждает атмосферный канал поступления указанных радионуклидов.

Несмотря на отмеченную рядом авторов важную роль органического вещества торфа в накоплении радионуклидов (Rigol et al., 2002; Lokas et al., 2013) данные корреляционного анализа говорят о том, что органическое вещество не контролирует накопление ^{210}Pb и ^{137}Cs в торфяных разрезах лесотундры и северной тайги Архангельской области. Очевидно, это связано с тем, что в данной работе общее органическое вещество определялось без разделения на групповые компоненты, являющимися носителями радионуклидов (битумы, гумусовые кислоты, трудногидролизуемые и легкогидролизуемые соединения и лигнин) (Арбузов и др., 2011). Для изученных разрезов, по всей видимости, наибольшую роль в накоплении радионуклидов играет минеральная составляющая торфа (зольность), содержащая глинистые минералы (атмосферная пыль), способные сорбировать большее количество радионуклидов.

Для торфяных разрезов материковой тундры, отобранных на территории Ненецкого автономного округа и Мурманской области (разрезы Тн-1, Тн-2 и Тм-1) характерно наличие положительных корреляционных связей ^{210}Pb с активностью ^{137}Cs ($r_s = 0.6$) и ^{90}Sr ($r_s = 0.3$), а также зольностью ($r_s = 0.4$) и содержанием водорастворимых солей ($r_s = 0.5$). Активность ^{137}Cs имеет положительные связи с теми же параметрами, что и свинец-210: ^{137}Cs - ^{210}Pb ($r_s = 0.6$), ^{137}Cs - ^{90}Sr ($r_s = 0.4$), ^{137}Cs -зольность ($r_s = 0.4$), ^{137}Cs -водорастворимые соли ($r_s = 0.7$). Активность ^{90}Sr положительно коррелирует с ^{210}Pb и ^{137}Cs ($r_s = 0.3$ и $r_s = 0.4$, соответственно), а также содержанием органического вещества ($r_s = 0.3$) и водорастворимых солей ($r_s = 0.7$). Отрицательные корреляционные связи характерны для глубины и изученных радионуклидов ^{210}Pb , ^{137}Cs и ^{90}Sr , что указывает на снижение их активностей с увеличением глубины отбора. Для ^{210}Pb и ^{137}Cs наблюдаются отрицательные связи с содержанием органики ($r_s = -0.4$), что аналогично разрезам лесотундры и северной тайги и связано с большей ролью минеральной, а не органической составляющей торфа в накоплении этих радионуклидов. Техногенный ^{137}Cs дополнительно характеризуется наличием отрицательной связи с $\text{pH}_{\text{акт}}$, что свидетельствует об увеличении активности ^{137}Cs в торфе со снижением актуальной кислотности разреза. Примечательной выглядит положительная связь техногенного ^{90}Sr с органикой и соответственно отрицательная связь ^{90}Sr с зольностью. Как видно из данных, накопление ^{90}Sr в изученных торфяниках материковой тундры контролируется в большей степени содержанием органического вещества.

Таблица 4.5 – Корреляционная матрица для набора данных по радиационным и физико-химическим параметрам торфяников, отобранных в зоне материковой тундры (разрезы ТН-1, ТН-2 и ТМ-1)

		Глубина	^{210}Pb	^{137}Cs	^{90}Sr	ОВ	ППП	Зольн.	$\text{pH}_{\text{акт.}}$	$\text{pH}_{\text{обм.}}$	ВРС
Глубина	Spear.	1									
	p-value	--									
^{210}Pb	Spear.	-0.808	1								
	p-value	3E-11	--								
^{137}Cs	Spear.	-0.772	0.608	1							
	p-value	3E-09	4E-05	--							
^{90}Sr	Spear.	-0.502	0.322	0.419	1						
	p-value	0.001	0.037	0.006	--						
ОВ	Spear.	0.173	-0.439	-0.353	0.303	1					
	p-value	0.250	0.003	0.023	0.046	--					
ППП	Spear.	0.161	-0.205	0.291	-0.145	-0.094	1				
	p-value	0.286	0.182	0.065	0.348	0.535	--				
Зольн.	Spear.	-0.173	0.439	0.353	-0.303	-1	0.094	1			
	p-value	0.250	0.003	0.023	0.046	--	0.535	--			
$\text{pH}_{\text{акт.}}$	Spear.	0.341	-0.193	-0.346	-0.174	-0.164	-0.041	0.164	1		
	p-value	0.021	0.210	0.027	0.258	0.275	0.785	0.275	--		
$\text{pH}_{\text{обм.}}$	Spear.	0.339	-0.148	-0.293	-0.205	-0.295	0.070	0.295	0.950	1	
	p-value	0.021	0.337	0.063	0.182	0.047	0.644	0.047	7E-24	--	
ВРС	Spear.	-0.759	0.477	0.693	0.689	0.118	0.012	-0.118	-0.346	-0.306	1
	p-value	1E-09	0.001	5E-07	2E-07	0.434	0.939	0.434	0.018	0.038	--

Примечание: цифры, выделенные красным цветом, обозначают значимые корреляционные связи на уровне 0.05 (n = 46), ВРС – содержание водорастворимых солей, ОВ – содержание органического вещества

По данным (Санжарова и др., 2019) в составе органического вещества почв ^{90}Sr в основном связан с низкомолекулярными фульвокислотами, что объясняет его высокую миграционную способность. В то же время обогащение почв глинистыми минералами может способствовать сорбции ими до 99% ^{90}Sr (Санжарова и др., 2019). По всей видимости, в нашем случае, минеральный состав зольной компоненты играет важную роль в накоплении ^{90}Sr . Вообще торфяные отложения тундровой зоны, изученные в работе, характеризуются повышенной зольностью отдельных горизонтов (рис. 4.23-4.24), что связано, вероятно, с активным ветровым переносом частиц минерального грунта с участков с деградировавшим растительным покровом. В составе золы этих разрезов визуально диагностировалось обилие крупных песчаных фракций. Очевидно, что преобладание в зольном остатке крупных песчаных фракций при незначительном массовом содержании глинистых фракций, определило наличие отрицательной корреляции ^{90}Sr с золой. Таким образом, можно отметить, что в торфяных разрезах тундровой зоны накопление ^{90}Sr по сравнению с ^{210}Pb и ^{137}Cs определяется большим

числом факторов, обусловленных как составом органического вещества торфа, так и минеральным составом зольной компоненты.

В торфяном разрезе островной тундры (о. Колгуев, разрез ТБ-1) ^{210}Pb положительно коррелирует лишь с техногенным ^{137}Cs ($r_s = 1.0$) и обменной кислотность $\text{pH}_{\text{обм.}}$ ($r_s = 0.9$). Для активности ^{210}Pb наблюдается закономерная отрицательная корреляция с глубиной отбора ($r_s = -1.0$), что связано с исключительно атмосферным поступлением этого радионуклида и отсутствием миграции по разрезу.

Таблица 4.6 – Корреляционная матрица для набора данных по радиационным и физико-химическим параметрам торфяников, отобранных в зоне островной тундры (разрез ТБ-1)

		Глубина	^{210}Pb	^{137}Cs	^{90}Sr	ОВ	ППП	Зольн.	$\text{pH}_{\text{акт.}}$	$\text{pH}_{\text{обм.}}$	ВРС
Глубина	Spear.	1									
	p-value	--									
^{210}Pb	Spear.	-1	1								
	p-value	--	--								
^{137}Cs	Spear.	-0.965	1	1							
	p-value	4E-07	--	--							
^{90}Sr	Spear.	-0.479	0.100	0.347	1						
	p-value	0.162	0.873	0.327	--						
ОВ	Spear.	0.700	-0.053	-0.710	-0.069	1					
	p-value	0.011	0.933	0.010	0.849	--					
ППП	Spear.	-0.025	-0.600	-0.100	0.170	-0.190	1				
	p-value	0.940	0.285	0.757	0.638	0.555	--				
Зольн.	Spear.	-0.658	0E+00	0.680	-0.006	-0.981	0.156	1			
	p-value	0.020	1.000	0.015	0.987	0.000	0.628	--			
$\text{pH}_{\text{акт.}}$	Spear.	-0.532	0.866	0.587	-0.243	-0.483	-0.099	0.415	1		
	p-value	0.075	0.058	0.045	0.498	0.111	0.760	0.180	--		
$\text{pH}_{\text{обм.}}$	Spear.	-0.762	0.975	0.765	0.097	-0.422	-0.211	0.345	0.838	1	
	p-value	0.004	0.005	0.004	0.790	0.172	0.509	0.272	0.001	--	
ВРС	Spear.	0.336	0.300	-0.372	0.055	0.600	-0.196	-0.539	-0.315	-0.092	1
	p-value	0.286	0.624	0.234	0.881	0.039	0.541	0.070	0.318	0.777	--

Примечание: цифры, выделенные красным цветом, обозначают значимые корреляционные связи на уровне 0.05 ($n = 12$), ВРС – содержание водорастворимых солей, ОВ – содержание органического вещества

Техногенный ^{137}Cs характеризуется наличием положительных связей с зольностью ($r_s = 0.7$), актуальной $\text{pH}_{\text{акт.}}$ ($r_s = 0.6$) и обменной $\text{pH}_{\text{обм.}}$ ($r_s = 0.8$) кислотностью. Наличие связи ^{137}Cs с зольностью характерно для всех изученных торфяных разрезов и связано с атмосферным поступлением радиоцезия. Связь ^{137}Cs с параметрами pH указывает на то, что кислотность является одними из ключевых факторов, определяющих подвижность радиоцезия в торфяной залежи (Frohne et al., 2011). Техногенный ^{90}Sr не имеет значимых корреляционных связей ни другими радионуклидами, ни с физико-химическими параметрами. Вероятно, что миграция ^{90}Sr в торфяном разрезе островной тундры в

большей степени контролируется мерзлотными процессами (близким залеганием кровли мерзлоты), физико-химические условия при этом оказывают опосредованное влияние.

Таким образом, для изученных торфяников различных ландшафтов обнаруживается сложная структура связей радионуклидов с физико-химическими параметрами торфа: pH, содержанием зольных компонентов и органического вещества, водорастворимых солей, при этом обнаруживаются как схожие тенденции, так и некоторые отличительные черты, что связано, по-видимому, с индивидуальными особенностями их формирования и функционирования в различных природно-климатических зонах и уровнем антропогенной нагрузки.

4.3.3. Оценка скоростей накопления торфяных отложений по радиоактивным элементам

Оценка скоростей накопления торфа является важным параметром, позволяющим получить ценную информацию о последних региональных изменениях климатических условий и загрязняющих нагрузок (Roux, Marshall, 2011; Parry et al., 2013; Hansson et al., 2014; Mroz et. al., 2017). Установление точных скоростей седиментации торфа имеет решающее значение для реконструкции палеоклиматических и палеоэкологических условий, когда экстраполяция скоростей седиментации может быть использована для временных масштабов, находящихся далеко за пределами диапазона используемого метода. Наиболее широкое применение в практике оценки скоростей накопления молодых осадочных отложений, в том числе торфа, находит метод неравновесного свинца (Lubis, 2006; Appleby, 2008; Aquino-Lopez et al., 2020).

Изотоп ^{210}Pb , имеющий период полураспада 22.3 года, является продуктом распада ^{222}Rn , который эмануруется из пород в атмосферу и обратно выпадает на поверхность торфяников с аэрозолями (Lubis, 2006). Часть ^{210}Pb , поступающая из атмосферы, называется избыточным или неравновесным свинцом-210 и строго связана с процессами осадконакопления. Другая часть ^{210}Pb образуется внутри матрицы торфа в связи с распадом ^{226}Ra и находится с ним в равновесии. Отсюда следует, что неравновесный свинец-210 определяется как разница между активностью ^{210}Pb , определенного для самого верхнего слоя, и активностью равновесного ^{210}Pb . Активность неравновесного ^{210}Pb в каждом нижележащем слое торфа снижается в соответствии с законом радиоактивного распада, пока в самых нижних горизонтах не достигнет равновесия. Для осадков с возрастом более 150 лет, перекрытых более молодыми отложениями, этот радионуклид в основном находится в радиоактивном равновесии с ^{226}Ra , что определяет предельный

диапазон применимости метода 0 – 150 лет. Для оценки загрязняющих нагрузок и климатических изменений, связанных с началом индустриальной эры, этот диапазон является оптимальным (Olid et. al., 2013).

В данной работе скорости накопления торфяных отложений были изучены с использованием модели постоянного потока Constant Rate of Supply – CRS, которая подразумевает, что атмосферный поток ^{210}Pb на поверхность болота не изменяется в зависимости от изменения скорости накопления торфа (Appleby, 2008). Согласно модели CRS время формирования слоя торфа t для горизонта x определяется по формуле (Appleby, 2008):

$$t(x) = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln\left(\frac{C}{C_x}\right) \quad (4.3.1)$$

где λ – постоянная распада ^{210}Pb (0.03114 год^{-1}), C – интегральная активность неравновесного ^{210}Pb для всего торфяного разреза, C_x – интегральная активность неравновесного ^{210}Pb ниже горизонта x . Отсюда скорость накопления торфа s (см/год) определяется как отношение мощности слоя торфа h (см) ко времени его формирования t (лет). Для оценки неопределенности скоростей накопления торфа использовался метод Монте-Карло реализованный в авторами (Sanchez-Cabeza et al., 2014) в виде таблицы Excel <http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2014.06.002>, что позволяет выполнять автоматические итеративные вычисления (Sanchez-Cabeza et al., 2014). Предельное число итераций составляло 10 000 согласно рекомендациям авторов работы (Sanchez-Cabeza et al., 2014). Результаты оценки скоростей накопления торфяных отложений для разрезов, изученных в работе, представлены Приложении Д.

Так, средние скорости накопления торфа для изученных залежей составили: для Архангельской области Та-1 – $0.43 \pm 0.10 \text{ см в год}^{-1}$, Та-2 – $0.44 \pm 0.06 \text{ см/год}$ и ИСНО-1 – $0.48 \pm 0.08 \text{ см/год}$, для Мурманской области Тм-1 – $0.35 \pm 0.05 \text{ см/год}$, для Ненецкого автономного округа Тн-1 – $0.29 \pm 0.04 \text{ см/год}$ и Тн-2 – $0.37 \pm 0.06 \text{ см/год}$, для острова Колгуев ТБ-1 – $0.13 \pm 0.02 \text{ см/год}$. Таким образом, отмечается некоторая закономерность изменения скорости накопления торфа в различных природно-климатических зонах изученной территории. Так, в зоне северной тайги и переходной зоне от северной тайги к лесотундре Архангельской области средние скорости накопления торфа составляют 0.44 и 0.43 см/год, соответственно, а в тундровой зоне Мурманской области и Ненецкого АО средние скорости накопления торфа варьируют в диапазоне 0.29 – 0.37 см/год. Если скорости накопления торфа для разрезов Архангельской области осреднять для интервалов глубин 0–30 см, соответствующих мощностям отобранных в тундровой зоне разрезов, то скорости накопления возрастут до $0.53 \pm 0.13 \text{ см/год}$ для Та-1 и 0.52 ± 0.07

см/год для Та-2. В целом повышенные скорости накопления торфа характерны для верхней части торфяных профилей, где наблюдается минимальное уплотнение торфа. По средней скорости накопления торфа резко выделяется разрез ТБ-1, отобранный в пределах островной тундры (остров Колгуев). Это самая северная точка исследования торфяных отложений, для которой характерна минимальная средняя скорость накопления среди изученных ключевых участков 0.13 ± 0.02 см/год. Обнаруженная крайне низкая скорость накопления торфа на острове Колгуев, вероятно, связана с суровыми климатическими условиями района исследований, препятствующими активному накоплению биомассы островных арктических торфяников.

Таким образом, можно отметить, что средние скорости аккумуляции торфа значительно снижаются от зоны северной тайги и лесотундры к тундровым ландшафтам от 0.45 см/год (среднее для разрезов Та-1, Та-2 и ИСНО-1) до 0.34 см/год (среднее для разрезов Тн-1, Тн-2 и Тм-1 (рис. 4.34). При движении на север в пределах островной тундры скорость накопления снижется еще более выражено и для острова Колгуев составляет 0.13 см/год (рис. 4.34). Это очевидно связано с меньшей продуктивностью биомассы в холодных климатических условиях тундровой зоны (особенно островной тундры), что препятствует активному формированию торфяных залежей.

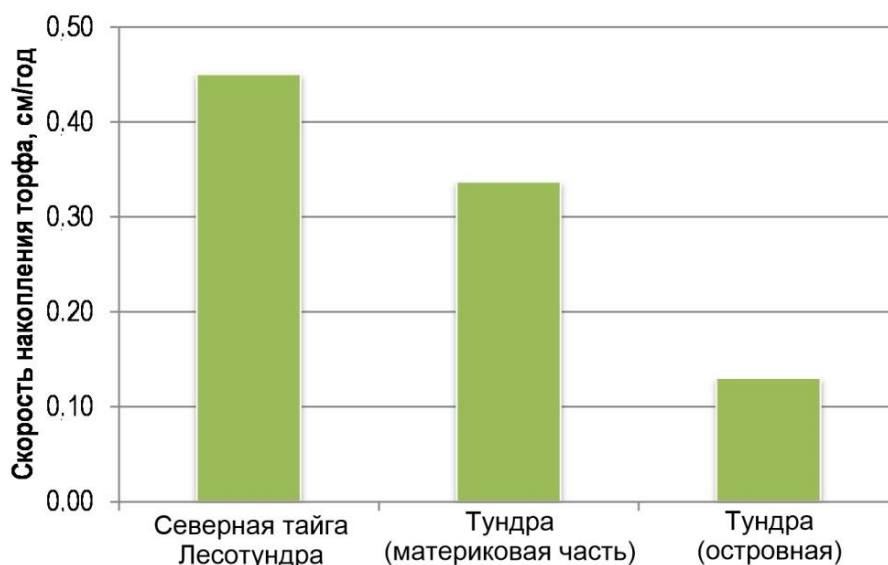


Рисунок 4.34 – Средние скорости накопления торфа в ландшафтах Западного сектора Российской Арктики

Другим важным параметром, который можно получить из анализа активности свинца-210 является атмосферный поток ^{210}Pb на поверхность торфяников, позволяющий оценивать потоки загрязняющих веществ из атмосферы и закономерности распределения загрязняющих нагрузок в различных ландшафтах (Preiss et al., 1996). Атмосферный поток

^{210}Pb f (flux – Бк/м²·год) оценивался согласно следующей формуле (Sanchez-Cabeza et al., 2014):

$$f = \frac{\lambda \cdot A_0}{S}, \quad (4.3.2)$$

где λ – постоянная распада ^{210}Pb (0.03114 год⁻¹), A_0 – запас неравновесного ^{210}Pb в торфяном разрезе, Бк/м², S – площадь отобранного торфяного разреза. В нашем случае площадь пробоотбора для всех ключевых участков была одинаковой и составляла ~ 625 см² (0.0625 м²).

Атмосферный поток ^{210}Pb для изученных торфяных разрезов варьирует в пределах 52-167 Бк/м²·год близок к диапазону, характерному для других территорий Северной Европы – Финляндии, Швеции, Эстонии (50-116 Бк/м²·год) (табл. 4.7, табл. Д1-Д6, Приложение Д).

Таблица 4.7 – Атмосферный поток ^{210}Pb для некоторых регионов Восточной и Северной Европы, а также Западного сектора Российской Арктики

Регион	Поток ^{210}Pb , Бк/м ² ·год	Источник
Северное Полушарие (30°–60°)	117	Preiss et al., 1996
Южная часть Польши	131-160	Mroz et al., 2017
Юго-Восточная часть Беларуси	240	Спиров и др., 2020
Северо-Восток Эстонии	116	Realo, Realo, 2005
Южная часть Финляндии	50–80	Paatero et al., 2015
Центральная часть Швеции	78	Persson, 1970
Западный сектор Российской Арктики:	52-167	Данная работа
Архангельская область Та-1	92	
Архангельская область Та-2	80	
Архангельская область ИСНО-1	69	
Ненецкий автономный округ Тн-1	156	Данная работа
Ненецкий автономный округ Тн-2	107	
Мурманская область Тм-1	167	
Ненецкий автономный округ, о. Колгуев ТБ-1	52	

Однако между изученными районами есть значимые отличия в значениях потока ^{210}Pb . Так, для торфяных залежей зоны северной тайги и переходной зоны от северной тайги к лесотундре в Архангельской области атмосферный поток ^{210}Pb варьирует в диапазоне 69-92 Бк/м²·год, а то время как для торфяных залежей материковой тундры поток ^{210}Pb изменяется в диапазоне 107-167 Бк/м²·год. В пределах островной тундры острова Колгуев поток ^{210}Pb снова резко снижается до 52 Бк/м²·год.

Известно, что при движении на север атмосферный поток ^{210}Pb должен снижаться за счет уменьшения активности ^{222}Rn в приземном слое (Preiss et al., 1996; Mroz et al., 2017). Однако полученные в диссертационной работе данные показывают, что атмосферный поток ^{210}Pb для материковой части наоборот увеличивается от зоны северной тайги к тундре от 80 до 167 Бк/м²·год.

Вероятно, повышенный поток ^{210}Pb для торфяников тундровой зоны объясняется активным ветровым переносом пыли и частиц минерального грунта с участков с деградировавшим растительным покровом в результате хозяйственной деятельности человека, расположенных вблизи районов опробования, что отчетливо видно по высокой зольности приповерхностного слоя торфа до 50% на примере разреза Тн-2 Ненецкого автономного округа (рис. 4.35).

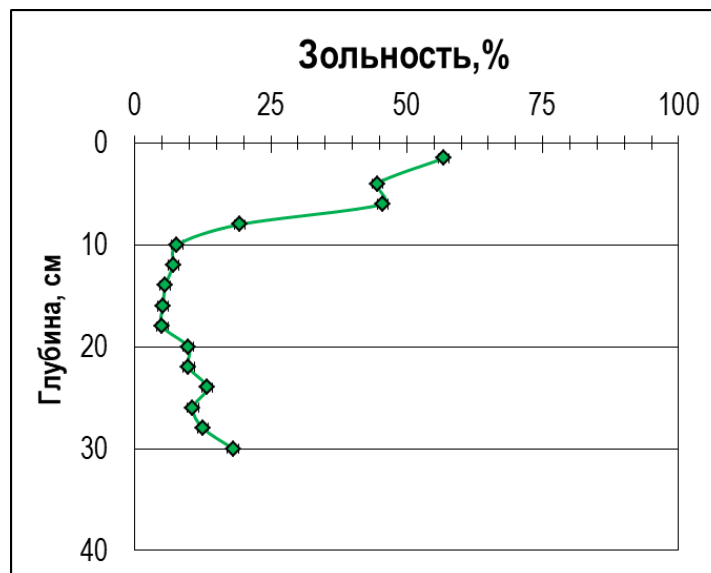


Рисунок 4.35 – Изменение параметра зольности с глубиной в торфяном профиле Тн-2, отобранного в Ненецком автономном округе

В верхних горизонтах торфяных разрезов Ненецкого АО также наблюдаются высокие активности литогенного ^{40}K до 370 Бк/кг, что указывает на активный перенос минеральных и пылеватых частиц на поверхность болота (рис. 4.29-4.30). Вообще проблема деградации тундрово-болотных ландшафтов является острой проблемой для Российской Арктики (Шарафутдинов и др., 2022). В первую очередь деградация торфяного покрова в тундре происходит в результате воздействия гусеничной техники, что приводит к разрывам сплошности торфяного покрова, изменениям микрорельефа и геокриологических условий, развитию активных эрозионных процессов (Игловский, 2007; Трегубов, 2010). В работе (Сариев и др., 2021) показано, что проход гусеничного вездехода со средним давлением на грунт 47 кПа на каждые 10 км маршрута выводит из

строю 1 га поверхности тундры. Крайне актуальной эта проблема является и для территории Ненецкого АО.

Таким образом, полученные данные дают основания для использования параметра атмосферного потока ^{210}Pb и активности ^{40}K для выделения участков подверженных антропогенному воздействию и оценки степени нарушенности тундрово-болотных ландшафтов. Кроме этого, данные атмосферного потока ^{210}Pb на поверхность торфяников могут использоваться для количественного расчета поступления загрязняющих веществ в Арктике.

4.3.4. Ограничения радиоизотопных методов при датировании торфяных отложений

Результаты исследования вертикального распределения техногенных радионуклидов в торфяных залежах Западного сектора Российской Арктики показывают, что надежное определение скоростей накопления и возраста торфа по изотопам, маркирующим радиационные события в условиях изученной территории, может быть затруднено, что связано с различной степенью подвижности техногенных радионуклидов в торфяном массиве. Например, для определения скоростей накопления морских отложений часто используется ^{137}Cs , который, во-первых, сравнительно легко определяется аналитически, и, во-вторых, слабо мигрирует в донных осадках, что позволяет выполнять датирования к привязке к пикам активности, соответствующим максимуму выпадений от атмосферных испытаний (1963 год) и выбросам от аварии на Чернобыльской АЭС (1986 год) (Сидоров, Проскурнин, 2018). При сравнительно высокой плотности выпадений техногенных радионуклидов в горизонтах, маркирующих по ^{137}Cs радиационные события, часто обнаруживаются изотопы ^{241}Am , ^{238}Pu и $^{239+240}\text{Pu}$, которые также позволяют оценить скорости накопления осадков (Терещенко, Пархоменко, 2021). В случае изученных торфяных отложений Западного сектора Российской Арктики использовать ^{137}Cs для целей оценки скоростей накопления торфа и соответственно датирования не представляется возможным в связи с его высокой миграционной способностью. Другие важные маркеры техногенных радиационных воздействий, такие как ^{241}Am и изотопы Pu, которые, как указывается в литературе, несколько менее подвижные в торфяных отложениях, чем ^{137}Cs (Kresting, 2013; Mihalik et al., 2014), также не могут быть использованы в качестве надежных хронометрических маркеров, поскольку их трудно обнаружить в изученных торфяниках по причине их крайне низких активностей и методических сложностей определения как методом гамма-спектрометрии для ^{241}Am , так и альфа-спектрометрии с радиохимическим выделением для изотопов Pu.

В связи с этим в условиях торфяных отложений Западного сектора Российской Арктики, единственной альтернативой методу датирования по маркирующим радиационные события горизонтам, является использование метода неравновесного свинца ^{210}Pb , который считается наименее подвижным среди радионуклидов атмосферных выпадений (Vile et al., 1999; Appleby, 2008). Описанные в предыдущем разделе данные по скоростям накопления торфа получены с использованием этого метода. Однако эта методика также не может являться универсальной, поскольку основана на ряде допущений: (1) скорость осаждения ^{210}Pb из атмосферы на поверхность торфяника постоянна; (2) постакумуляционные нарушения накопленного торфа отсутствуют; (3) содержащийся в воздухе ^{210}Pb иммобилизуется на поверхности болота и захоранивается по мере вертикального роста торфа; (4) изменение окислительно-восстановительных условий и колебания уровня торфяной воды не приводит к миграции ^{210}Pb по разрезу (Vile et al., 1999; Mroz et al., 2017). Анализ вертикального распределения ^{210}Pb в изученных торфяниках в целом отвечал критериям применимости метода, что позволило получить данные по скоростям накопления (раздел 3.3.3). В то же время отмечается, что в ряде случаев может наблюдаться значительная вертикальная миграция ^{210}Pb вниз по торфяному разрезу, при которой распределение ^{210}Pb , обусловленное, вероятно, вариациями геохимическими параметров залежей, не отвечает монотонному экспоненциальному снижению активности (Klaminder et al., 2011; Swanek et al., 2021; Прейс, 2012; Прейс и др., 2021). Таким примером для региона исследования служит торфяной разрез, отобранный в пределах Иласского болотного массива, расположенного в Приморском районе Архангельской области в ~ 25 км южнее г. Архангельска (торфяной разрез ИСНО-1, рис. 4.36). Так, максимум активности ^{210}Pb (310.8 Бк/кг) приходится на самый верхний горизонт, что является закономерным, учитывая атмосферный канал поступления ^{210}Pb .

Ниже горизонта 35-37 см активность ^{210}Pb перестает изменяться и составляет во всех нижележащих горизонтах ~ 26 Бк/кг. Очевидно, что ниже горизонтов 33-35 см практически отсутствует избыточный атмосферный свинец-210 и наблюдаемая активность ^{210}Pb в этих горизонтах является поддерживаемой за счет распада ^{226}Ra . Однако близкое к экспоненциальному снижение ^{210}Pb в верхней части торфяного профиля прерывается пиком активности на горизонте 19-21 см, составляющим 243.9 Бк/кг. Наличие в торфяном разрезе горизонта (19-21 см) с активностью ^{210}Pb близкой к уровню современного поступления ^{210}Pb из атмосферы, свидетельствует о нисходящей миграции этого радионуклида вниз по торфяному профилю.

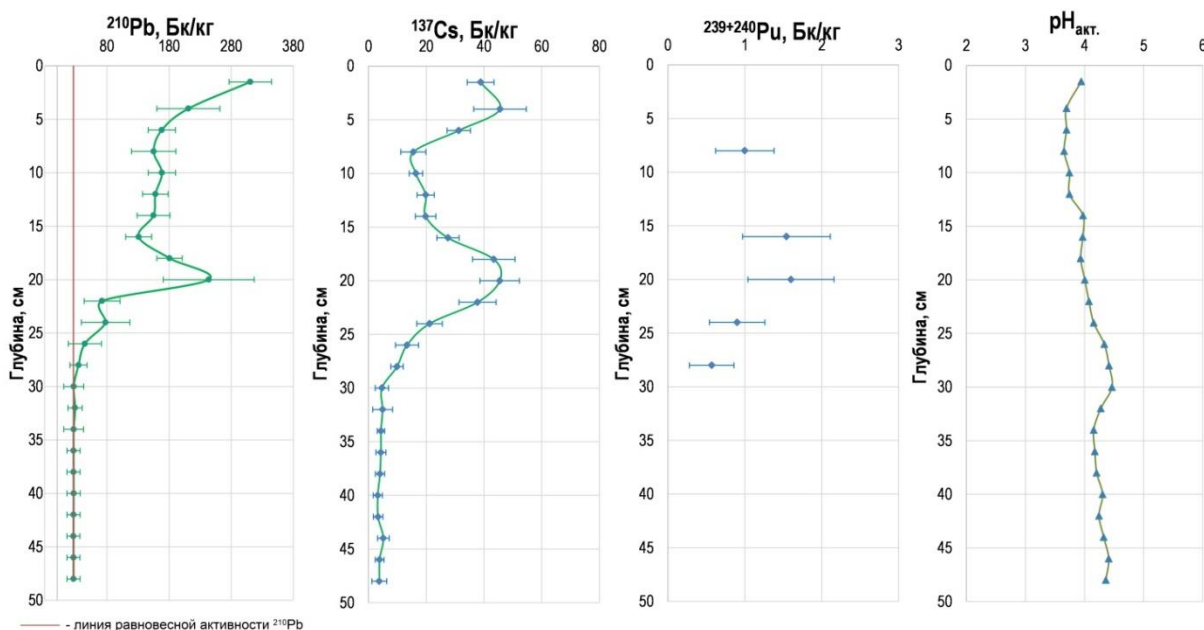


Рисунок 4.36 – Вертикальное распределение радионуклидов ^{210}Pb , ^{137}Cs и $^{239+240}\text{Pu}$, а также величины pH в торфяном разрезе ИСНО-1 (Иласский болотный массив, Архангельская область).

Такое распределение ^{210}Pb может затруднить получение достоверных датировок с использованием «классического» метода датирования CRS (Appleby, 2008), поскольку метод расчета основан на предположении о полном связывании свинца торфом (и соответственно крайне низкой его миграции). Связывание свинца торфом в значительной мере определяется хемосорбционными процессами, обусловленными наличием в торфе ионогенных групп (Масленников, 1994), и зависит от его концентрации и pH в торфяной залежи (Husson, 2013, Schleich et al., 2000). В связи с этим для оценки степени связывания (сорбции) свинца верховым торфом для конкретного разреза ИСНО-1 выполнено экспериментальное моделирование в статических условиях (Рис. 4.37). Исследование связывания свинца торфом выполнялось при разных уровнях кислотности (pH 2, 4 и 6) экспериментальных растворов. Эксперименты проводили со свинцом в ультрамалых, низких и экстремально высоких концентрациях, используя как радиоактивный изотоп ^{210}Pb (для ультрамалых концентраций), так и стабильный свинец (для низких и экстремально высоких концентраций). Растворы нитрата свинца с заданной концентраций Pb смешивали с торфяной суспензией (0.4 г сухого торфа в 15 мл дистиллированной воды) и выдерживали в течение 72 часов. После разделения фаз центрифугированием измеряли остаточное содержание несвязанного свинца в растворе (в надосадочной жидкости). Степень связывания (эффективность сорбции), отражающую долю свинца, сорбированного торфом (%), рассчитывали как разность между начальной концентрацией

свинца в растворе и его конечной концентрацией в надосадочной жидкости после центрифугирования. Подробное описание эксперимента представлено в главе 3. Первичные экспериментальные данные показаны в таблицах E1 и E2 приложения E.

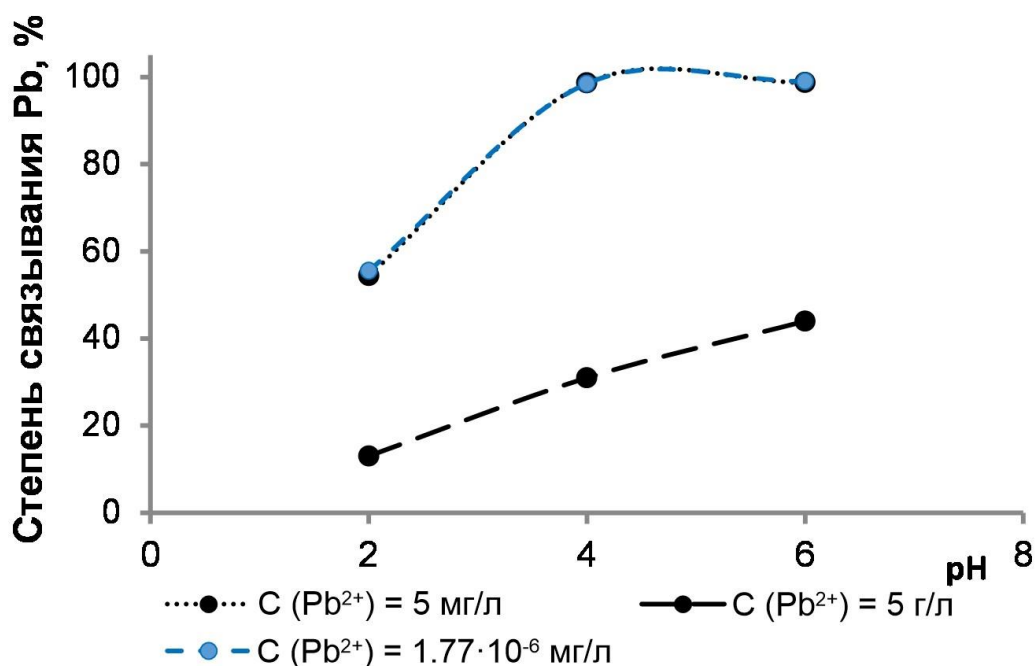


Рисунок 4.37 – Влияние pH экспериментальных растворов на связывание Pb^{2+} верховым торфом (Иласский болотный массив, разрез ИСНО-1). $C_{Pb^{2+}} 5 \text{ г/л}$ – область экстремально высоких концентраций Pb; $C_{Pb^{2+}} 5 \text{ мг/л}$ – область низких концентраций Pb; $C_{Pb^{2+}} 1.77 \cdot 10^{-6} \text{ мг/л}$ – область ультрамалых концентраций Pb

В области экстремально высоких концентраций (5 г/л) связывание Pb^{2+} торфом в интервале pH от 2 до 6 составило 13 – 44 %. При кислотности экспериментального раствора pH 2, большая часть свинца остается в растворе и только 13 % от начальной концентрации сорбируется торфом. С ростом pH эффективность связывания свинца несколько возрастает, однако даже при pH 6 торфом сорбируется только 44 % свинца, что указывает на приближение к пределу сорбционной емкости торфа. Величина предельной абсорбции (максимальное количество свинца, которое поглощает единица массы торфа), составила 220 мг/г, что находится в пределах значений, полученных для торфов Европейского Севера России.

В области низких концентраций (5 мг/л) связывание Pb^{2+} торфом в выбранном интервале pH возрастает от 54.5 до 99.0 %. При этом при $pH \geq 4$ связывание свинца приближается к 99 %, что свидетельствует о том, что почти весь свинец из раствора связывается торфом. Из этих данных можно сделать важный вывод о том, что изученный

торф Иласского болотного массива является высокоэффективным сорбентом по отношению к низким концентрациям свинца.

Результаты экспериментальных исследований в области ультрамалых концентраций, отражающих содержание радиоактивного ^{210}Pb в системе ($1.77 \cdot 10^{-6}$ мг/л), хорошо согласуются с данными экспериментов по стабильному свинцу в области низких концентраций. Степень связывания свинца в области ультрамалых концентраций при $\text{pH} \geq 4$ достигает 99 %. Это говорит о том, что изученный торф с высокой эффективностью связывает даже следовые количества Pb, которые отвечают типичной активности ^{210}Pb в торфяниках. Таким образом, полученные результаты, с одной стороны, позволяют говорить о достаточно высокой связывающей способности изученного торфа по отношению к свинцу, подтверждающей исключительные свойства торфа в качестве высокоэффективного сорбента для тяжелых металлов. С другой стороны, экспериментальные данные позволяют сделать вывод, имеющий непосредственное отношение к целям настоящего исследования, о том что, радиоактивный свинец обладает крайне низкой подвижностью в торфяном разрезе. Однако подвижность свинца может несколько увеличиться в кислой и сильноокислой области pH 2-4. В реальных же условиях активная кислотность в изученном разрезе ИСНО-1 до глубины 20 см находится на уровне несколько ниже pH 4 и варьирует в диапазоне pH 3.66 – 3.95 (рис. 4.36), что позволяет говорить о возможности нахождения некоторой части свинца в несвязанном с торфом состоянии. Однако натурные экспериментальные исследования межфазного распределения свинца-210 этот вывод не подтвердили, поскольку достоверно обнаружить наличие миграционно-способных форм ^{210}Pb непосредственно в верхней части торфяной залежи (растворенных и связанных со взвешенными частицами) не удалось (табл. 4.8, табл. Е3, Приложение Е).

Несмотря на то, что степень химического связывания свинца торфом в области pH , типичной для торфяных разрезов Архангельской области ($\text{pH} \sim 4$), достигает 98-99 %, это не исключает его механическое перемещение в залежи в связанном с тонкодисперсной фракцией органической части торфа в результате разложения органического вещества торфа, био- и криотурбации внутри акротельма (Aboal et al., 2010; Olid et al., 2013). Этот механизм миграции ^{210}Pb в условиях Иласского болотного массива Архангельской области, вероятно, также имеет место быть.

Однако, очевидно, что процессы био- и криотурбации не могут обеспечить столь значимую нисходящую миграцию ^{210}Pb , которая наблюдается для разреза ИСНО-1 и приводит к формированию горизонта повышенной активности на глубине 19-21 см. Поскольку нисходящая миграция свинца-210 охватывает только верхнюю часть залежи, то

основным механизмом миграции ^{210}Pb может служить его вымывание атмосферными осадками. Как правило, самые верхние слои торфа (акротельм), состоящие из живых сфагновых мхов, менее уплотнены, имеют высокую пористость и высокую гидравлическую проводимость (Ponomareva et al., 2021). В результате чего, например, во время сильного дождя некоторая часть аэрозольных частиц, с которыми связан ^{210}Pb , может проникать вглубь торфяной залежи, не успевая образовывать прочные связи с органическим веществом торфа.

Таблица 4.8 – Распределение ^{210}Pb в системе «торф – болотные воды – взвешенные частицы»

Горизонт, см	Распределение активности ^{210}Pb , %		
	Торф (твёрдая фаза)	Взвесь	Поровая вода
0-10	99.0	<1	<1
10-20	99.0	<1	<1
20-30	99.0	<1	<1
30-40	91.8	7.7	<1
40-50	92.9	6.7	<1

Возможность проникновения в нижележащие слои торфяной залежи аэрозольных частиц была показана для торфяников Германии, где в верхних слоях торфа было обнаружено несоответствие между среднегодовым потоком ^{210}Pb непосредственно в атмосферных осадках и активностью ^{210}Pb в верхнем слое торфяника, что говорило о не полном связывании свинца органическим веществом торфа и о вымывании ^{210}Pb (Shotyk et al., 2015). Доходя до горизонтов с большим уплотнением, вероятно, происходит накопление вымытого из верхних горизонтов ^{210}Pb . Сравнительно быстрое вымывание дождевыми осадками аэрозольных частиц из верхних слоев торфа показано на примере короткоживущего космогенного изотопа ^7Be ($T_{1/2}=53.3$ дня), который также как ^{210}Pb прочно связывается органическим веществом торфа, но при этом обнаруживается в измеряемых количествах в торфяной залежи на глубине до 20 см (Hansson et al., 2014). Однако полученные данные по активности ^{210}Pb в торфяных залежах изученной территории показывают, что резко нарушенное распределение ^{210}Pb по торфяным разрезах скорее является исключением (например, разрез ИСНО-1) и вероятно обусловлено совокупностью факторов, определяющих вымывание некоторой части свинца из верхних горизонтов конкретной залежи – видовой состав болотной растительности, физико-механические характеристики верхних горизонтов торфа, компонентный состав

органического вещества торфа, состав и размеры аэрозольных частиц, содержащих ^{210}Pb и другие факторы. Таким образом, проблема установления конкретных механизмов миграции ^{210}Pb , зависящих от множества факторов, в настоящее время далека от разрешения и требует дальнейших исследовательских усилий. Тем не менее, в отсутствие надежных количественных параметров миграции ^{210}Pb , когда в изучаемом разрезе наблюдается сложное вертикальное распределение и выраженная нисходящая миграция свинца-210, в первом приближении можно восстановить начальное распределение ^{210}Pb в залежи, которое можно будет использовать для датирования стандартными средствами. Для этого для рассматриваемого разреза ИСНО-1 было выполнено датирование на основе модифицированной модели IP-CRS (Initial Penetration – Constant Rate of Supply) (Olid et al., 2016). Данная модель позволяет, на основе исходных данных об активности ^{210}Pb в каждом слое торфа, мощности предполагаемой зоны вымывания (в нашем случае до 20 см), положения горизонта вымывания, средней скорости прироста массы торфа и значения скорости вымывания ^{210}Pb , оценить количество свинца-210, которое было перемещено в объеме торфа. В модели также учитывался вклад в миграцию ^{210}Pb био- и криотурбации, рассматриваемый как диффузионный процесс с постоянным коэффициентом диффузии, принятый согласно (MacKenzie et al., 1997) равным $0.10 \text{ см}^2/\text{год}$. Расчеты выполнялись в программе Matlab www.mathworks.com с помощью готового программного кода, написанного авторами (Olid et al., 2016) <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.09.131>. Подробно алгоритм расчетов для разреза ИСНО-1 приведен в работе (Yakovlev et al., 2023₂).

Полученные в результате расчетов по модели IP-CRS данные о количестве вымытого из каждого горизонта свинца-210, позволили восстановить распределение ^{210}Pb по торфяному разрезу, которое отвечало требованиям модели CRS (монотонное экспоненциальное снижение активности ^{210}Pb), что дало возможность выполнить датирование разреза ИСНО-1 (таблица 4.9 и рис. 4.38). В таблице 4.9 показаны активность ^{210}Pb фактически наблюдаемая в торфяном разрезе ($^{210}\text{Pb}_{\text{исх.}}$) и активность свинца-210 скорректированная (восстановленная) с учетом его нисходящей миграции до горизонта 19-21 см ($^{210}\text{Pb}_{\text{корр.}}$).

Так, достоверность полученной хронологии торфяного разреза ИСНО-1 можно косвенно оценить по положению обнаруженных пиков активностей $^{239+240}\text{Pu}$ и ^{137}Cs на глубине 20 см, возраст формирования которого соответствует 1964 году. С учетом обозначенных выше проблем с обнаружением в торфяных разрезах изотопов Pu и выраженной миграцией ^{137}Cs , к данным независимых хронометрических маркеров нужно относиться с большой осторожностью.

Таблица 4.9 – Результаты ^{210}Pb -датирования торфяного разреза ИСНО-1 по модели IP-CRS
(Иласский болотный массив, Архангельская область)

Горизонт, см	$^{210}\text{Pb}_{\text{исх.}}$, Бк/кг	$^{210}\text{Pb}_{\text{корр.}}$, Бк/кг	Календарный год $^{210}\text{Pb}_{\text{исх.}}$, лет	Календарный год $^{210}\text{Pb}_{\text{корр.}}$, лет
0-3	310.8±34.2	305.6±33.6	2021	2021
3-5	211.2±50.7	330.6±79.3	2014	2012
5-7	168.4±21.9	188.1±24.5	2011	2006
7-9	155.4±35.7	204.3±47.0	2008	2000
9-11	168.5±21.9	111.1±13.3	2005	1994
11-13	158.0±20.5	137.5±17.9	2000	1988
13-15	155.0±26.4	96.8±22.3	1996	1982
15-17	131.1±21.0	73.2±11.7	1991	1976
17-19	180.8±20.3	67.6±11.5	1986	1970
19-21	243.9±73.2	58.9±17.7	1978	1964
21-23	72.2±28.9	51.1±20.4	1962	1958
23-25	77.9±38.9	50.8±25.4	1956	1951
25-27	44.4±26.7	45.8±27.5	1949	1945
27-29	34.3±13.7	37.7±15.1	1945	1938
29-31	26.5±15.9	23.9±14.3	1941	1932
31-33	28.8±11.5	21.9±13.1	1937	1924

Примечание: красной линией показана граница горизонта вымывания свинца-210. $^{210}\text{Pb}_{\text{исх.}}$ – фактически измеренная активность свинца-210, $^{210}\text{Pb}_{\text{корр.}}$ – активность свинца-210 скорректированная с учетом возможности вымывания из верхних горизонтов.

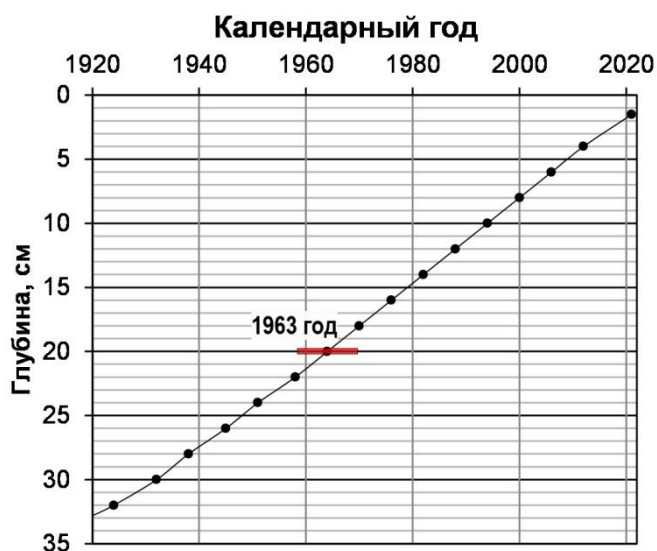


Рисунок 4.38 – Время формирования слоев торфяного разреза ИСНО-1. Красной линией отмечено положение пика 1963 года (год максимального поступления на поверхность земли техногенных радионуклидов), используемое для верификации датировок

Тем не менее, полученные возрастные характеристики разреза ИСНО-1 (рис. 4.38) не противоречат данным по средней скорости накопления торфа по другим изученным

торфяным разрезам Архангельской области Та-1 и Та-2 (0.43-0.44 см/год), что в целом подтверждает целесообразность использования модели IP-CRS для оценочных хронологических построений. В то же время, если выполнять оценки возраста торфа с использованием только исходных данных по активности ^{210}Pb в разрезе, без учета миграции свинца, то это может приводить к существенным ошибкам. Так, в результате датирования исходных данных по ^{210}Pb для разреза ИСНО-1 с использованием стандартной модели CRS, год формирования горизонта 19-21 см (средняя глубина 20 см) был оценен как 1978, а с использованием IP-CRS как 1964 (табл. 4.9). В любом случае, очевидно, что наиболее точные оценки возраста могут быть получены только на основе математической модели, которая бы охватывала все многообразие физических, геохимических и биологических процессов, происходящих в торфяной залежи, влияющих на миграцию ^{210}Pb и других радионуклидов.

4.3.5. Оценка источников техногенных радионуклидов в торфяниках

Правильная оценка хронологии торфяной залежи с сопоставлением результатов датирования с маркерами радиационных событий актуализирует необходимость установления источников техногенного радиационного загрязнения торфяно-болотных экосистем Западного сектора Российской Арктики. Для оценки источников радиационного загрязнения, как правило, используется метод расчета отношений активностей техногенных радионуклидов (Lokas et al., 2013). Считается, что основным источником являются радионуклиды глобальных выпадений, образованных в результате атмосферных испытаний проведенных в атмосфере до 1963 года и за счет стратосферного переноса выпавших на поверхность земли (АМАР, 2016). Установлено, что изотопные отношения основных техногенных радионуклидов $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs}$, $^{238}\text{Pu}/^{239+240}\text{Pu}$, $^{239+240}\text{Pu}/^{137}\text{Cs}$, $^{241}\text{Am}/^{239+240}\text{Pu}$, характерные для глобальных выпадений составляют 0.6, 0.025, 0.04, 0.37, соответственно, и что является ориентиром при радиоэкологических исследованиях (Kershaw, Baxter, 1995; Skipperud et al., 2004). Однако изотопные отношения, обнаруживаемые в различных объектах окружающей среды Арктики, не всегда соответствуют глобальным выпадениям, что, вероятно, свидетельствует о вкладе других источников загрязнения (Lokas et al., 2013, 2017). Так, для тундровых почв бассейна реки Несь в западной части Ненецкого АО также было показано, что указанные изотопные отношения значительно отличаются от глобальных выпадений по средним значениям и по наклону линейной регрессии (Puchkov, Yakovlev, 2023). В большей степени это проявлено для значения $^{238}\text{Pu}/^{239+240}\text{Pu}$, составляющего 0.102, что может свидетельствовать о

возможном вкладе чернобыльских выпадений, характеризующихся избыточностью ^{238}Pu (Mietelski et al., 2001). Можно предположить, что подвижность различных техногенных изотопов в тундровых почвах, тем более в такой условно агрессивной среде как кислые торфяные почвы, может быть разная, что приводит к искажению изотопных отношений и отклонению их от значений глобального фона. К тому же, изотопы плутония из-за крайне низких фоновых активностей трудно обнаружить и измерить с достаточной точностью методом альфа-спектрометрии с радиохимическим выделением. Измерение содержания отдельных изотопов плутония ^{239}Pu и ^{240}Pu , выполненное в Институте радиобиологии НАН Беларуси (Спиров и др., 2020) с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой (ICP Q-MS) Elan DRC-e, Perkin Elmer, показало, что среднее значение отношения $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ для торфяников Архангельской области (разрезы Та-1 и Та-2) близко к значению глобальных выпадений 0.182 (Kelley et al., 1999). Однако в изученных профилях на глубинах 11-14 см отмечаются повышенные значения $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ 0.292 – 0.315 (рис. 4.39), которые по результатам ^{210}Pb -датирования соответствует временному отрезку 1985-1988 гг.

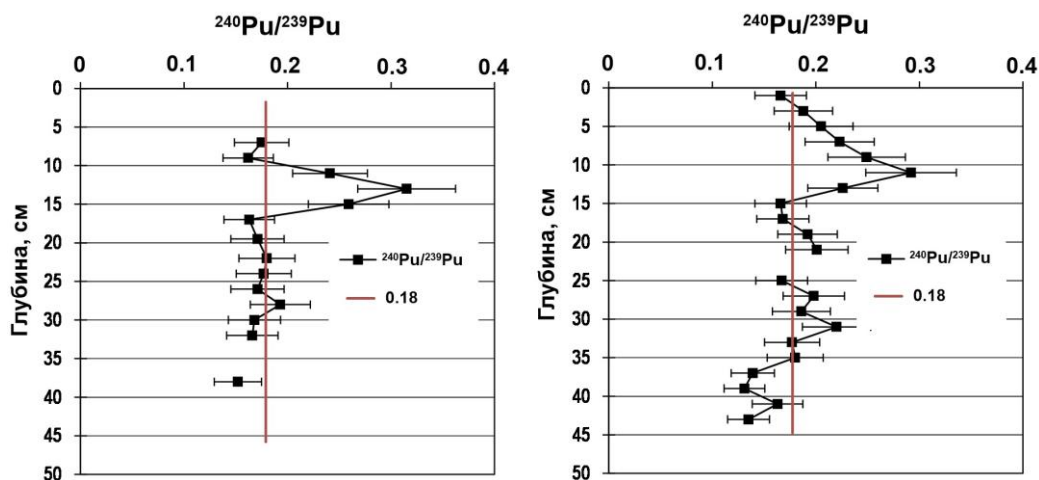


Рисунок 4.39 – Изотопное отношение $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ в торфяных разрезах Архангельской области (Спиров и др., 2020)

Можно предположить, что дополнительным источником техногенной радиоактивности, фиксируемой в торфяниках Западного сектора Российской Арктики, являются выпадения от аварии на Чернобыльской АЭС, для которых характерно отношение $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu} \sim 0.38-0.41$ (Muramatsu et al., 2000; Lindahl et al., 2004). Вклад чернобыльского Pu обнаруживается в различных районах Северной Европы (Mietelski, 2001; Quinto et al., 2013). В лишайниках Швеции отношение $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ варьирует от 0.16 до 0.44, вклад чернобыльского Pu в общие глобальные выпадения на этой территории оценивается от 15% до 70% (Lindahl et al., 2004).

В Финляндии вклад чернoбыльскогo Pu оценивается примерно 10% от уровня глобальных выпадений (Paatero et al., 1998). В почвах Шпицбергена отношение $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ достигает 0.241 (Lokas et al., 2013). Несмотря на то, что основная часть слаболетучего плутония выпала в 30-км зоне отчуждения Чернобыльской АЭС (Лукашенко и др., 2021), распространению плутония на значительные расстояния способствовала возгонка высших оксидов Pu, в результате чего изотопы плутония обнаруживаются в цезиевых пятнах от выбросов чернoбыльскогo аварии (Романенко и др., 2006).

Для оценки возможного влияния аварии на Чернобыльской АЭС на радиоактивное загрязнение территории Архангельской области был проведен расчет траекторий воздушных масс от источника загрязнения (Чернобыльская АЭС, N 51.3824, E 30.0965) с помощью модели HYSPLIT (<https://psl.noaa.gov/>). Расчет проводился за период с 03:00 26.04.1986 по 03:00 05.05.1986 на высотах 200 м, 400 м, 800 м, 1000 м, 1200 м, 1500 м, 2000 м, 3000 м и 5000 м. В качестве базы данных архивных метеорологических параметров использовалась БД «REANALYSIS (global, 1948-present)» (<https://psl.noaa.gov/data/reanalysis/reanalysis.shtml>). В качестве типа траектории использовался «ensemble», который позволяет запустить несколько вероятных траекторий движения воздушных масс из первоначального местоположения за счет применения коэффициентов смещения для архивных метеорологических данных. В силу того, что расстояние между источником загрязнения и территорией Архангельской области является большим (~ 1600 км по прямой), то значение параметра времени движения воздушной массы в модели было выбрано 84 часа. Наиболее близкие к району исследования траектории вынесены на рис. 4.40. Как видно из представленных данных 26 и 29 апреля 1986 года траектории движения воздушных масс имели направления в сторону Архангельской области в широком диапазоне высот. Полученные данные согласуются с выводами академика Ю.А. Израэля, согласно которым с момента аварии 26 апреля по 29 апреля 1986 года некоторые траектории движения воздушных масс на высотах 1500 м и 3000 м имели северное направление через Беларусь и Прибалтику в сторону Скандинавии, Кольского полуострова и Архангельской области (Израэль и др., 1990; Авария на Чернобыльской..., 2021). Согласно (Государственный доклад..., 2016) вклад «чернoбыльскогo» ^{137}Cs в районе Архангельска мог составлять 8 %, а в районах Российской Арктики за Уралом – около 1 %.

Другим возможным источником избыточной активности ^{238}Pu , наблюдаемой в западной части Ненецкого автономного округа и повышенных отношений $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$, наблюдаемых в торфяниках Архангельской области могут служить тропосферные выпадения от испытаний на архипелаге Новая Земля. Для оценки влияния новоземельских

тропосферных выпадений на радиационное загрязнение ключевых участков, рассмотренных работе, был также выполнен расчет траекторий движения воздушных масс от места проведения испытаний с помощью модели HYSPLIT (<https://psl.noaa.gov/>).

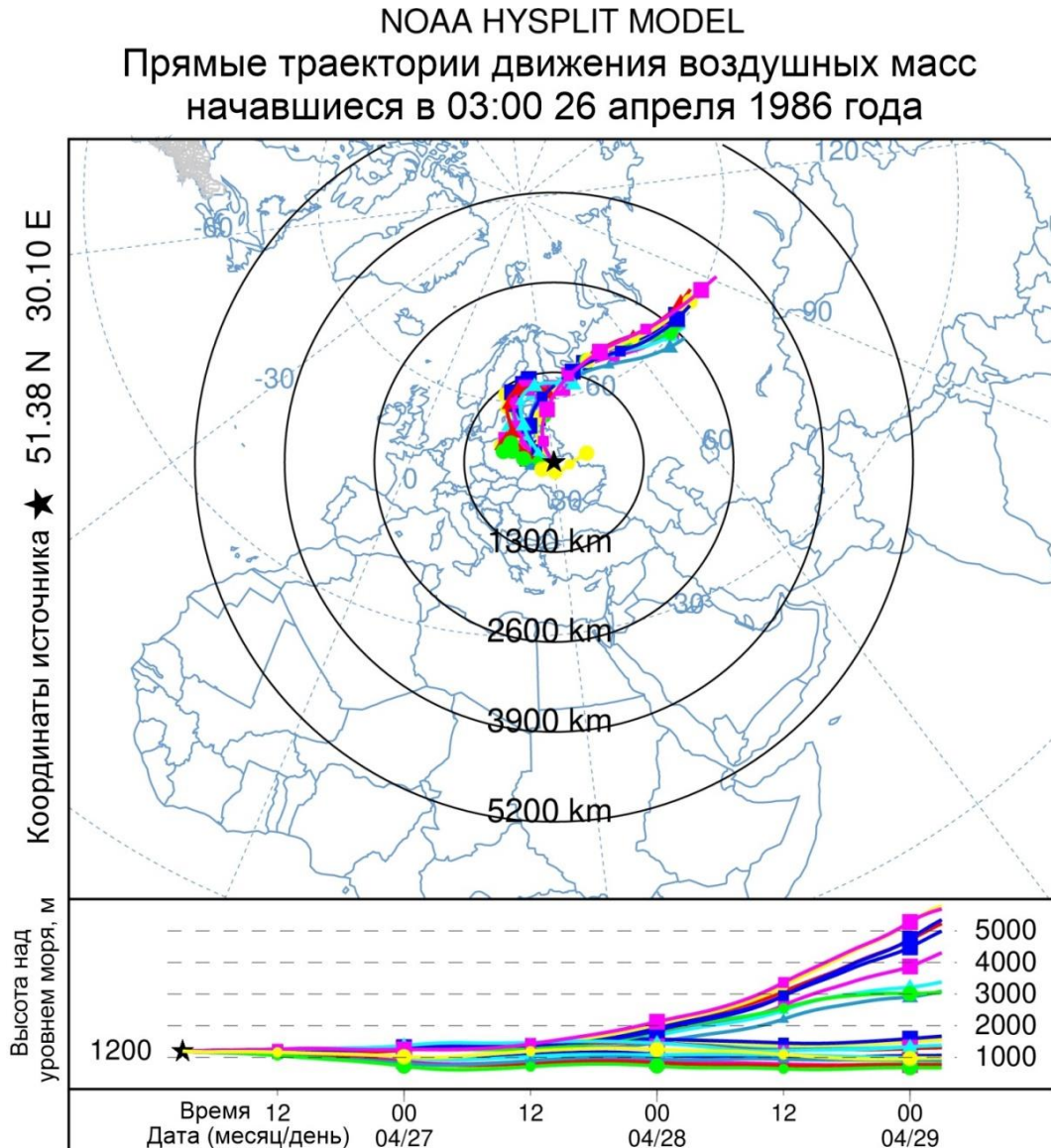


Рисунок 4.40 – Прямые траектории воздушных масс от Чернобыльской АЭС за период с 03:00 26 апреля до 00:00 29 апреля 1986 года, направленные в сторону северо-западных районов РСФСР (Северо-Западный федеральный округ РФ), рассчитанные по модели HYSPLIT

В качестве источников рассматривались термоядерные взрывы и взрывы основе ядерного распада, проведенные в период с 1955 по 1962 гг. на мысе Сухой Нос (N 73.7881, E 53.6572) – основном районе проведения атмосферных испытаний на Новой Земле (Михайлов, 2004). Сведения о проведенных испытаниях взяты из данных каталога <http://militaryrussia.ru/>. Так как количество атмосферных испытаний составляло 87 (Ядерные взрывы, 1992), то для расчета траекторий были взяты наиболее крупные взрывы

мощностью не менее 10 кт для испытаний на основе ядерного распада и не менее 100 кт для термоядерных взрывов. Всего было рассмотрено 46 событий, основные из которых представлены в Приложении Ж. Данные по метеорологическим параметрам взяты из БД «REANALYSIS (global, 1948-present)». Значение параметра времени движения воздушных масс в модели было выбрано от 24 до 48 часов в связи с меньшим расстоянием от мест проведения испытаний до исследуемых ключевых участков (по сравнению с Чернобыльской АЭС). Результаты оценки движения воздушных масс от основных атмосферных испытаний показывают, что траектории в основном были направлены в северо-западном, северном, северо-восточном и восточном направлениях (Приложение Ж). В некоторых случаях траектории имели юго-восточное направление и достигали материка в районе Полярного Урала и Ямало-Ненецкого автономного округа (например, испытания 08.10.1961 и 25.08.1962). При этом, рассмотренные крупные испытания не затрагивали изученные ключевые участки: Мурманская область, север материковой части Архангельской области, центральная часть Ненецкого автономного округа, остров Коглуев. Это указывает на то, что основным источником техногенного радиационного загрязнения изученных торфяников Западного сектора Российской Арктики являются глобальные атмосферные выпадения, а тропосферные выпадения от испытаний на Новой Земле не оказали существенного влияния. В то же время анализ отношений техногенных радионуклидов и траекторий движения воздушных масс по модели HYSPLIT свидетельствует о некотором вкладе предположительно чернобыльских выпадений, однако их доля невелика. Необходимо отметить, что очевидная подвижность различных техногенных радионуклидов по профилю и методические ограничения в определении их низких активностей требуют проведения дополнительных исследований по определению источников радиационного загрязнения.

Таким образом, **радиационная обстановка и поведение радионуклидов в основных природных депонирующих средах (почвенно-растительный покров, донные осадки, верховые торфяники) Западного сектора Российской Арктики в настоящий момент определяются, в первую очередь, комплексом естественных факторов (климат, геологическое строение, почвообразовательные и криогенные процессы), в то время как вклад техногенного радиационного загрязнения незначителен и обусловлен преимущественно глобальными атмосферными выпадениями. Полученные данные по содержанию радиоактивных элементов в ключевых компонентах природной среды исследуемых арктических территорий доказывают возможность их использования в качестве реперных объектов для радиоэкологического мониторинга (*первое защищаемое положение*).**

Выводы к главе IV

В ходе проведенных исследований были впервые комплексно охарактеризована радиационная обстановка, содержание и распределение радионуклидов в почвенно-растительном покрове удаленных островных территорий Западного сектора Российской Арктики, таких как архипелаг Земля Франца Иосифа (остров Мейбел), архипелаг Новая Земля (Северный остров, залив Русская Гавань) и остров Колгуев. Установлено, что радиационный фон по гамма-излучению в пределах всех ключевых участков является низким и отвечает естественным флуктуациям гамма-поля. Минимальные значения мощности дозы гамма-излучения (в среднем 0.02 мкЗв/ч) характерны для острова Колгуев, а максимальные – для района залива Русская Гавань на Новой Земле (в среднем 0.08 мкЗв/ч), что является отражением геологического строения территории.

Показано, что уровни поверхностного загрязнения альфа-излучающими радионуклидами (поток альфа-частиц) в пределах ключевых участков характеризуются крайне низкими значениями и в среднем варьируют от 0.03 част/(мин·см²) на острове Колгуев до 0.10 част/(мин·см²) в районе Русской Гавани. Плотность потока радона ²²²Rn также отличается низкими значениями варьирующими в пределах от <1 до 13 мБк/м²·с. Полученные данные по потокам альфа-частиц и радона говорят об отсутствии значимого техногенного загрязнения изученных районов альфа-излучающими радионуклидами и низком потенциале радоноопасности островных арктических территорий.

Установлено, что содержания основных естественных радиоактивных элементов ²²⁶Ra, ²³²Th и ⁴⁰K в почвах ключевых участков напрямую наследуются от почвообразующих горных пород. Так, почвы острова Мейбел, развитые на продуктах выветривания базальтов мелового возраста, характеризуются минимальными активностями ²²⁶Ra, ²³²Th и ⁴⁰K (в среднем 7.1, 10.3 и 225 Бк/кг). В то же время в почвах района Русской Гавани на Новой Земле, сформированных на глинистых сланцах пермского возраста, активности естественных радионуклидов более чем в три раза выше, чем на острове Мейбел (²²⁶Ra – 22 Бк/кг, ²³²Th – 36 Бк/кг и ⁴⁰K – 662 Бк/кг). Это связано с повышенным содержанием естественных радиоактивных элементов в коренных породах Северного острова Новой Земли.

Техногенный радиоцезий ¹³⁷Cs обнаруживается в почвах всех изученных ключевых участков. Минимальные активности ¹³⁷Cs в почвах характерны для самого северного ключевого участка острова Мейбел (в среднем 9.4 Бк/кг), а максимальные для самого южного – острова Колгуев (17.3 Бк/кг). Установлено, что для всех ключевых участков доминирующим типом распределения ¹³⁷Cs в почвенных профилях является

поверхностно-аккумулятивный. Это свидетельствует о том, что радиоцезий надежно фиксируется верхними органогенными горизонтами почв, выступающих в качестве эффективного биогеохимического барьера для ^{137}Cs . Показано, что чем больше мощность органогенных горизонтов, тем больше ^{137}Cs удерживается почвами. Это хорошо видно из данных по плотности загрязнения почв радиоцезием, которая значительно возрастает при движении с севера на юг (климатический фактор).

Установлено, что плотность загрязнения почв островных арктических территорий радиоцезием (запасы) варьирует в среднем от 84 до 2088 Бк/м². Минимальные запасы наблюдаются в слаборазвитых почвах первичного ствола почвообразования (псаммоземах) острова Мейбел, что обусловлено малой мощностью органогенных гумусовых горизонтов, развитие которых лимитируют суровые климатические условия Земли Франца Иосифа. Наибольшие запасы ^{137}Cs обнаруживаются в расположенных значительно южнее торфяных почвах острова Колгуев, что отражает высокий потенциал к аккумуляции техногенной радиоактивности тундрово-болотными ландшафтами.

Показано, что для растительности всех изученных ключевых участков характерно слабое накопление ^{137}Cs . Рассчитанные коэффициенты накопления K_n радиоцезия в среднем близки к 1, что означает отсутствие или крайне слабый переход ^{137}Cs из почв в растительность. При этом для мхов и лишайников наблюдается значительно более высокое накопление радиоцезия по сравнению с травянистой растительностью, что вполне закономерно.

Исследование активности ^{210}Pb в почвах ключевых участков показало, что максимальное содержание свинца-210 сосредоточена в самых верхних органогенных горизонтах, что соответствует поверхностно-аккумулятивному распределению и отражает преимущественное атмосферное поступление этого радионуклида. При этом обнаруживается значительная вариация активности ^{210}Pb в почвах между ключевыми участками. Минимальные активности ^{210}Pb (в среднем 15 Бк/кг) наблюдаются в почвах острова Мейбел, что связано как с низким поступлением ^{210}Pb из атмосферы из-за низкого содержания пыли в атмосфере высоких широт, так и со слабым развитием органогенных горизонтов, которые способны фиксировать избыточную активность свинца-210. Наибольшие значения активности ^{210}Pb обнаружены в почвах в районе залива Русская Гавань на архипелаге Новая Земля (в среднем 92 Бк/кг), что связано как с глобальными, так и региональными особенностями.

Глобальные особенности распределения ^{210}Pb заключаются в возрастании содержания ^{210}Pb в приземном слое атмосферы при движении от высоких широт к низким за счет увеличения содержания материнского ^{222}Rn . Региональные особенности связаны с

большим содержанием радионуклидов уранового ряда в глинистых сланцах района залива Русская Гавань, по сравнению с базальтами Земли Франца Иосифа, которые и являются дополнительным источником ^{222}Rn в атмосфере. Кроме этого, в районе залива Русская Гавань площадь распространения свободных ото льда коренных пород значительно больше, чем на архипелаге Земля Франца Иосифа, острова которого практически полностью покрыты ледниками. Наличие открытых территорий создает условия для большего поступления в приземный слой атмосферы пылеватых фракций, содержащих естественные радиоактивные элементы.

Установлено, что проявленность в почвах криогенных процессов, таких криотурбация и криодиструкция, оказывает значительное влияние на перераспределение и миграцию радиоактивных элементов в почвенном разрезе. Так, на острове Колгуев в торфяной олиготрофной деструктивной мерзлотной почвой наблюдается нарушение типичного для ^{137}Cs и ^{210}Pb поверхностно-аккумулятивного распределения, которое сменяется на аккумулятивно-элювиально-иллювиальное распределение (смещение активностей вниз по профилю). Кроме этого, в этом типе почв обнаружено резкое снижение общих запасов радиоцезия, что связано с механическим перемешиванием почв и как следствие разубоживанием разреза в результате криогенеза.

Показано что, несмотря на общую слабую развитость арктических почв, почвообразовательные процессы оказывают решающее влияние на миграцию радиоактивных элементов. Более выраженная проявленность почвообразовательных процессов (гумусообразование, оглеение, торфонакопление и т.д.) в районе залива Русская Гавань и острова Колгуев демонстрирует значительно более сложное и контрастное распределение радиоактивных элементов по профилю, по сравнению с примитивными почвами архипелага Земля Франца Иосифа.

В целом полученные данные свидетельствуют о том, радиационная обстановка в пределах изученных островных территорий Западного сектора Российской Арктики главным образом определяется естественными факторами – ландшафтно-климатическими и геологическими. Вклад техногенного радиационного загрязнения незначителен и обусловлен в основном глобальными выпадениями. Локализация техногенной радиоактивности преимущественно в пределах маломощных органогенных горизонтов почв указывает на слабый потенциал высокоарктических ландшафтов к аккумуляции техногенных радиоактивных элементов (в особенности ландшафтов архипелага Земля Франца Иосифа).

Полученные в ходе исследований почвенно-растительного покрова данные, могут выступать основой для проведения фонового мониторинга радиационной обстановки

островных территорий Западного сектора Российской Арктики и могут использоваться для оценки последствий климатических изменений, способных привести к активизации процессов миграции радиоактивных элементов.

В ходе исследований гранулометрического состава и физико-химических параметров донных отложений Баренцева моря установлено, что в прибрежной зоне Кольского полуострова наблюдается смешанный состав донных осадков с преобладанием песчаных фракций (>57 %). Формирование смешанного состава донных отложений прибрежной зоны со значительной примесью крупнообломочного материала объясняется абразией берегов, ледниковой экзарацией и эрозией морского дна. В прибрежной зоне также наблюдается увеличение доли органического вещества в донных осадках по сравнению с открытыми частями Баренцева моря, что объясняется выносом органики и ее накоплением в прибрежной зоне Кольского полуострова.

Средние активности естественных радиоактивных элементов в донных осадках Баренцева моря не превышают значений, характерных для верхней континентальной коры. Их распределение и накопление контролируется исключительно естественными факторами, связанными с составом формирующих отложения пород, содержанием глинистых фракций, глубиной моря, рельефом шельфа и т.д. Полученные данные по активностям естественных радионуклидов в донных осадках крайне важны в качестве фоновых для проведения радиоэкологического мониторинга при освоении нефтегазовых месторождений шельфа Баренцева моря в будущем.

Уровни активностей основных техногенных радиоактивных элементов в донных осадках Баренцева моря в целом являются низкими и не превышают для ^{90}Sr 5.9 Бк/кг и для ^{137}Cs – 12.5 Бк/кг. Максимальные активности наблюдаются в заливах Кольского побережья (Печенгский, Мотовский, Ура, Кольский). Установлено, что наибольший потенциал к накоплению техногенных радионуклидов имеют донные осадки богатые органикой и характеризующиеся высоким содержанием глинистых минералов. Отношение активностей $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs}$, составляющее 0.51, указывает на то, что основным источником техногенной радиоактивности в донных осадках Баренцева моря в настоящее время являются глобальные выпадения.

Короткоживущие техногенные радионуклиды в поверхностном слое донных осадков побережья Кольского полуострова не обнаружены, что указывает на отсутствие значимого влияния местных локальных источников на трансформацию техногенного радиационного фона. Тем не менее, эти местные источники определяют основные потенциальные радиоэкологические риски для прибрежной зоны Баренцева моря. Кроме этого, некоторые опасения связаны с затопленной на выходе из Кольского

залива подводной лодкой К-159 и с возможным вторичным техногенным радиационным загрязнением от таяния ледникового покрова на Новой Земле.

Исследование торфяных отложений, расположенных в различных природно-климатических зонах Западного сектора Российской Арктики (северная тайга, лесотундра, тундра), показало значительные вариации физико-химических параметров торфа, которые обусловлены геохимическими и геоклиматическими факторами, а также уровнем антропогенного воздействия. В то же время для большинства изученных торфяных залежей абсолютные значения физико-химических параметров и характер их внутрипрофильного распределения отвечают преимущественно атмосферному типу питания торфяников (верховой тип). В свою очередь это позволяет говорить о том, что атмосферный канал является основным источником поступления радионуклидов в изученные торфяники. То есть это создает предпосылки правильности выбора изученных торфяников в качестве информативного архива атмосферного поступления техногенной радиоактивности, образованной в результате проведения ядерных испытаний и радиационных аварий.

Основной дозообразующий техногенный радионуклид ^{137}Cs обнаруживается во всех изученных торфяных разрезах Западного сектора Российской Арктики. Его активность в пределах семи ключевых участков варьирует в диапазоне от <0.5 до 126 Бк/кг. Установлено, что основная активность ^{137}Cs сосредоточена в верхних горизонтах до глубины 10-15 см, что связано с его высокой миграционной способностью в залежи, обусловленной физико-химическими параметрами и биологическим поглощением сфагновой растительностью. В результате сильной восходящей миграции радиоцезия, выделение в торфяном разрезе по активности ^{137}Cs горизонтов, маркирующих радиационные события, оказывается затруднительным.

Активность техногенного ^{90}Sr в изученных торфяниках варьирует в пределах от 0.1 до 7.7 Бк/кг. Установлено, средние активности ^{90}Sr в изученных торфяных залежах почти в 10 раз ниже, чем средние активности ^{137}Cs ($^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs} < 0.1$), хотя уровни загрязнения ^{90}Sr , характерные для глобальных выпадений, должны быть ориентировочно в два-три раза ниже, чем ^{137}Cs ($^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs} \sim 0.4-0.6$). При этом пики активностей ^{137}Cs и ^{90}Sr на графиках внутрипрофильного распределения не совпадают. Это свидетельствует о значительно более высокой миграционной способности стронция-90 в торфяниках, обусловленной тем, что ^{90}Sr в составе органического вещества в основном связан с низкомолекулярными фульвокислотами. Примечательным является то, что в торфяниках островной тундры (остров Колгуев), отношение $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs}$ составляет 0.33, что близко к уровню глобальных выпадений. Это говорит о незначительной миграции ^{90}Sr в условиях

островной тундры, что связано с особым геоклиматическим режимом района (короткий период с положительными температурами, мерзлота), ограничивающими водную миграцию стронция-90.

Трансурановые техногенные радионуклиды ^{241}Am и $^{239+240}\text{Pu}$ обнаруживаются лишь в единичных горизонтах изученных торфяных разрезов. Обнаруженные активности ^{241}Am варьируют в пределах 0.6 – 1.8 Бк/кг, а активности $^{239+240}\text{Pu}$ от 0.6 до 3.8 Бк/кг. Низкие активности трансурановых элементов с учетом довольно высокой погрешности их определения, не позволяют сделать достоверные выводы касательно особенностей их миграции по торфяной залежи. По этим же причинам, сложно рассматривать ^{241}Am и $^{239+240}\text{Pu}$ в качестве надежных хронометрических маркеров при исследовании торфяников арктического региона.

Запасы (или плотность загрязнения) основного дозообразующего техногенного радионуклида ^{137}Cs в изученных торфяниках, характеризующие степень радиационного загрязнения территории варьируют от 276 до 687 Бк/м². Рассчитанные запасы ^{137}Cs находятся в пределах диапазона, характерного для ландшафтов типичной тундры и северной тайги, отражая фон глобальных выпадений радиоцезия. Плотность загрязнения ^{137}Cs изученных торфяников более чем в 70 раз ниже установленного в Российской Федерации норматива (НРБ-99/2009). Таким образом, степень техногенного радиационного загрязнения изученных торфяников, сформированная в основном за счет глобальных выпадений, является крайне низкой.

С использованием метода неравновесного свинца ^{210}Pb (модель CRS) была выполнена оценка скоростей накопления торфа в пределах ключевых участков исследований. Согласно полученным данным, наблюдается выраженный климатический тренд в скоростях накопления торфа, что подтверждает правильность выполненных оценок. Так, средние скорости аккумуляции торфа значимо снижаются от зоны северной тайги и лесотундры к тундровым ландшафтам от 0.45 см/год до 0.34 см/год. При движении на север в пределах островной тундры скорость накопления снижется еще более выражено и составляет 0.13 см/год. Это связано с меньшей продуктивностью биомассы в холодных климатических условиях тундровой зоны (особенно островной тундры), что препятствует активному формированию торфяных залежей.

Показано, что атмосферный поток ^{210}Pb (Бк/м²·год) в пределах материковой тундры демонстрирует более высокие значения по сравнению с северотажной и лесотундровой зонами. Полученные данные не соответствуют представлениям о снижении потока ^{210}Pb при движении на север за счет уменьшения активности ^{222}Rn в приземном слое. Данные по зольности и активности ^{40}K в торфяниках указывают на то, что повышенный поток

^{210}Pb является следствием антропогенной деградации растительного покрова в тундре (в основном из-за работы гусеничной техники). Соответственно это ведет к увеличению ветрового переноса пыли и частиц минерального грунта с участков с деградировавшим растительным покровом, что позволяет использовать параметр атмосферного потока ^{210}Pb для оценки степени нарушенности тундрово-болотных ландшафтов.

Результаты исследования распределения радионуклидов в торфяных залежах показали, что надежное определение скоростей накопления и возраста торфа по техногенным радионуклидам, маркирующим радиационные события в условиях арктического региона, сильно затруднено. Это связано с сильной подвижностью техногенных радионуклидов в торфяном массиве и методическими ограничениями в определении их малых активностей в торфе. При этом установлено, что использование естественного радионуклида ^{210}Pb , считающегося наиболее надежным инструментом датирования торфяников, также может быть затруднено по причине, наблюдаемой в ряде случаев нисходящей миграции ^{210}Pb , нарушающей его экспоненциальное распределение в торфяном разрезе (разрез ИСНО-1).

Для того, чтобы количественно оценить степень миграции ^{210}Pb , необходимо определить физико-химические процессы, контролирующие формирование нарушенного распределения свинца-210 в торфяной залежи. Экспериментальное моделирование показало, что при типичной для арктических торфяников кислотности $\text{pH}=4$, изученный торф с высокой эффективностью связывает даже следовые количества Pb, которые отвечают характерной активности ^{210}Pb в торфяниках. Экспериментальные исследования межфазного распределения свинца-210 также не позволили обнаружить наличие миграционно-способных форм ^{210}Pb непосредственно в верхней части торфяной залежи. То есть экспериментальные исследования подтвердили, что наблюдаемая миграция ^{210}Pb не связана с физико-химическими условиями торфяной залежи, а является следствием механического перемещения (вымывания) ^{210}Pb атмосферными осадками вниз по разрезу (в составе аэрозолей). Учет вымывания ^{210}Pb может быть осуществлен на основе модифицированной модели IP-CRS, что было показано на примере торфяного разреза ИСНО-1.

На основе анализа изотопных отношений $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ и моделирования траекторий движения воздушных масс было показано, что основным источником техногенного радиационного загрязнения изученных торфяников являются глобальные атмосферные выпадения. Показано, что тропосферные выпадения от испытаний на архипелаге Новая Земля не оказали существенного влияния на радиационное загрязнение изученных ключевых участков. В то же время результаты моделирования траекторий и фиксируемые

в некоторых горизонтах повышенные значения отношений $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ указывают на возможный, но при этом незначительный вклад атмосферных выпадений от чернобыльской аварии в радиационное загрязнение торфяных отложений Архангельской области.

ГЛАВА V

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА НА ЭМИССИЮ РАДИОНУКЛИДОВ В АРКТИКЕ

5.1. Эмиссия радона и продуктов его распада

Независимо от причин возникновения (природных или антропогенных), глобальное потепление климата является доказанным фактом, имеющим четкие и статистически значимые тенденции, которые вызывают масштабные и быстрые изменения в геосферных оболочках Земли – атмосфере, океане, биосфере и криосфере (Varela et al., 2023; Rezvani et al., 2023; Naughten et al., 2023; Shu et al., 2023; Chen et al., 2024; Wei et al., 2024; Gao et al., 2024).

Согласно последнему отчету Межправительственной группы экспертов по изменению климата – МГЭИК (IPCC, 2023), средняя глобальная приземная температура за период 2011-2020 гг. была выше на 1.1 °C, чем в период 1850-1900 гг. При этом над сушей температура повышалась сильнее (на 1.59 °C), чем над океаном (0.88 °C). С 1970 года средняя глобальная приземная температура росла быстрее, чем за любой другой 50-летний период за последние 2000 лет. Основным фактором потепления в отчете МГЭИК называется рост в атмосфере содержания парниковых газов, среди которых преобладают CO₂ и CH₄. Указывается, что нынешние концентрации CH₄ и N₂O в атмосфере выше, чем когда-либо за последние 800 тыс. лет, а концентрация CO₂ – за последние 2 млн лет (IPCC, 2023). С 1750 года увеличение концентраций CO₂, CH₄ и N₂O в атмосфере составило 47 %, 156 % и 23 % соответственно. Текущие концентрации CO₂ в атмосфере составляют 410 ppm, CH₄ – 1866 ppb и N₂O – 332 ppb.

Наиболее выраженный характер глобальное потепление климата имеет в Арктике (АМАР, 2021). Согласно отчету Программы арктического мониторинга и оценки (АМАР), а также согласно обзору (Rantanen et al., 2022) это воздействие заключается в следующих достоверно доказанных фактах и тенденциях:

- повышение средней температуры приземного воздуха в Арктике в период с 1971 по 2019 годы было в три раза выше, чем в среднем по миру, при этом потепление наиболее выражено над Северным Ледовитым океаном и в сезон ледостава (с октября по май);
- количество осадков в Арктике увеличилось с 1971 по 2019 годы на 25%;
- температура многолетнемерзлых пород в Арктике в среднем возросла на 2-3°C с 1970-х годов, что сопровождалось сокращением площадей распространения мерзлоты,

увеличением мощности сезонно-талого слоя и изменениями ландшафтов;

- площадь снежного покрова в Арктике в мае и июне сократилась на 21% с 1971 года, а ледяной покров на большинстве северных рек уменьшился по толщине и продолжительности;

- сток арктических рек в Северный Ледовитый океан увеличился на 8% (~187 км³/год) в период с 1971 по 2019 годы;

- биомасса зеленой растительности в арктической тундре увеличилась на 10% за 38 лет с 1982 по 2019 годы;

- в арктической зоне возросло количество лесных пожаров, что связано с потеплением климата, при этом арктические лесные пожары становятся дополнительным источником выбросов углерода в атмосферу;

- площадь и толщина арктического морского льда сократились на 43% за период спутниковых наблюдений с 1979 года;

- потери льда в арктических ледниковых районах составили большую часть мировых потерь материкового льда в период с 1971 по 2019 годы, что привело к увеличению эвстатического уровня мирового океана;

- самые высокие темпы роста среднегодовых температур в Арктике с 1971 по 2021 годы наблюдаются в районе между Шпицбергом и Новой Землей (то есть Западный сектор Российской Арктики), где скорость потепления превышала 1.25 °C за каждые десять лет, что связано с резким сокращением площади морского льда и изменением атмосферной циркуляции в регионе.

Очевидно, что перечисленные выше явления, причиной которых стало глобальное потепление климата, не могут не отразиться на изменении радиационного фона в Арктике, связанного с мобилизацией радионуклидов, в первую очередь, в наземных экосистемах. При этом ожидается, что основное радиационное воздействие будет связано с увеличением эмиссии радиоактивных газов, таких как ²²²Rn, являющегося главным дозообразующим радионуклидом естественного происхождения (Zhang et al., 2024).

Согласно данным Всемирной организации здравоохранения, радон вызывает до 14% всех случаев рака легких в мире, то есть после курения радон занимает второе место среди причин рака легких (World Health Organization, 2009). В то же время установлено, что у курильщиков «радоновый» рак легких встречается в 25.8 раз чаще, чем у некурящих, что связано со значительными патологическими изменениями легких курильщиков, которые значительно снижают возможности легочной ткани противостоять повреждающему воздействию ионизирующего излучения (Darby et al., 2005). Для арктических регионов это может быть особенно актуально, поскольку распространенность курения среди жителей

Арктики значительно выше, чем в других регионах мира (Chen et al., 2015; World Health Organization, 2019). Так, в арктических регионах Канады распространенность курения среди населения составляет в Северо-Западных территориях 33.3%, а в Нунавуте – 62% (Northern..., 2015), при среднемировом значении 21%. Высока доля курящего населения и в Гренландии, достигающая 57 % (Stewart, 2020). Российские арктические регионы также в лидерах по распространенности курения. Так, Ненецкий АО по состоянию на 2022 год находится на четвертом месте в России (после Магаданской области) с долей курящего населения 30.4%, при среднероссийском показателе 19.2 % (Финэкспертиза..., 2023). Следует ожидать, что жители Арктики, с учетом распространенности курения, могут быть более чувствительными к любым изменениям фона радона, который может быть связан с деградацией мерзлоты.

Увеличение эмиссии радона, вероятно, также приведет к росту активностей его дочерних продуктов распада ^{210}Pb и ^{210}Po , которые имеют для человека и биоты высокую радиотоксичность за счет внутреннего облучения (Тихонов, Рылов, 2011). Показано, что доза внутреннего облучения от продуктов распада радона – ^{210}Pb и ^{210}Po – для коренных народов Арктики выше, чем для жителей регионов с умеренным климатом, что связано, среди прочего, с характером арктических пищевых цепей и факторами питания населения (Macdonald et al., 2003). Основным источником белка для коренных жителей Арктики является оленина, для которой характерно весьма высокое накопления продуктов распада радона, в частности ^{210}Pb (Пучков и др., 2023). Дело в том, что основная кормовая база северного оленя – лишайники (в зимнее время и мхи) – хорошо накапливают ^{210}Pb , что формирует эффективный переход радиоактивности по пищевой цепи «лишайник – северный олень – человек». Надо сказать, что в последние годы в субпродуктах оленя, выработанных в Республике Коми и Мурманской области, фиксируются превышения нормативных показателей по ртути и кадмию, что связывается с загрязнением кормовой базы северного оленя (Елсаков, Макаркин, 2016). Отмечается, что важный вклад в загрязнение тундровых ландшафтов тяжелыми металлами вносит деградация многолетней мерзлоты, приводящая к активному высвобождению подвижных форм элементов и вовлечению их в пищевые цепи (Lim et al., 2025). Очевидно, что проблема деградации мерзлоты является комплексной экологической проблемой для Арктики, имеющей не только радиоэкологическую плоскость.

Таким образом, можно ожидать, что увеличение потока ^{222}Rn в связи с потеплением климата и деградацией мерзлоты, может привести к дополнительному радиологическому риску облучения местного населения, как ингаляционным путем, так и за счет дочерних радионуклидов, накапливающихся в растительности, поступление которых будет

обеспечивать цепь «лишайник – северный олень – человек». То есть, дополнительное увеличение эмиссии ^{222}Rn будет иметь многократное увеличение дозовых нагрузок на население за счет продуктов распада, что определяет крайнюю актуальность изучения влияния потепления климата на эмиссию радона. Однако, несмотря на наличие явных предпосылок, в настоящее время такие исследования практически не проводятся. Тем не менее, косвенные свидетельства, указывающие на увеличение потока радона в Арктике в связи с деградацией мерзлоты, существуют. Так, по данным наблюдений, охватывающих 11-летний период с 2003 по 2013 годы, на станции мониторинга Йеллоунайф, расположенной в арктической Канаде, было зафиксировано последовательное увеличение объемной активности радона в приземном слое воздуха, в особенности в летний период, что также отражалось и на активности его продуктов распада (Chen, 2014; Zhang et al. 2015). Также было обнаружено, что помимо радона-222, происходит выброс и другого радиоактивного газа – радона-220 (торона ^{220}Rn), входящего в цепочку распада тория, о чем свидетельствует возрастание в приземном слое воздуха активности дочернего продукта распада торона – ^{212}Pb (рис. 5.1).

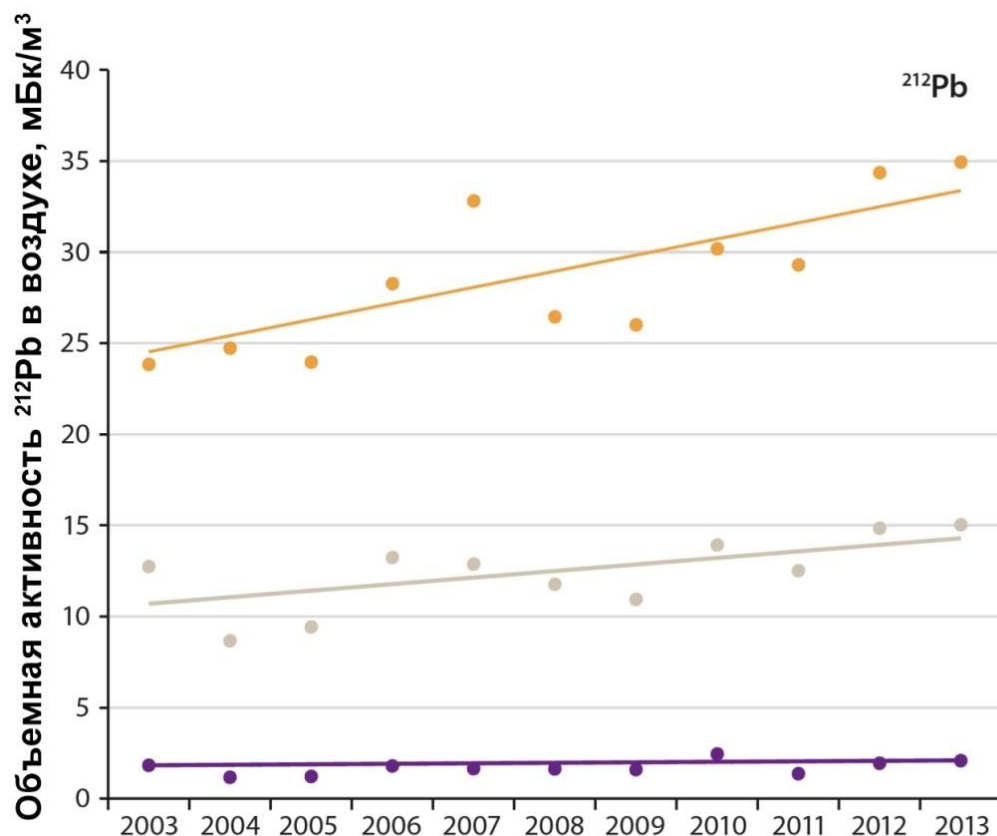


Рисунок 5.1 – Многолетние изменения зимних, летних и среднегодовых значений объемной активности ^{212}Pb в приземном слое воздуха на станции Йеллоунайф в арктической Канаде (Zhang et al. 2015)

В связи с коротким периодом полураспада ^{212}Pb ($T_{1/2} = 10.64$ часа) в атмосфере, он имеет исключительно местное происхождение, отражая локальные процессы, обуславливающие эмиссию радона в атмосферу. Максимальное поступление ^{212}Pb в атмосферу происходит в летний период, что вполне закономерно. Обнаруженная за 11-летний период тенденция последовательного увеличения активностей радона (^{220}Rn и ^{222}Rn) в приземном слое воздуха, наиболее вероятно, связана с деградацией мерзлоты и обусловлена ежегодным увеличением мощности и осушенности сезонно-талого слоя, что увеличивает эмиссию радиоактивных газов. Важным фактором увеличения эмиссии радона также может служить изменение в характере снежного покрова в Арктике, что выражается в сокращении снежного сезона и уменьшении площади снежного покрова, особенно в весенние месяцы (АМАР, 2021). Так, в последние годы в Арктике наблюдается рекордно низкое ежемесячное количество снега в мае и июне, как в Евразии, так и в Северной Америке (Mudryk et al., 2018).

Проблема оценки эмиссии радона и продуктов его распада в связи с деградацией мерзлоты (в глобальном плане – в связи с климатическими изменениями) имеет высокую актуальность для Западного сектора Российской Арктики, поскольку здесь районы, относящиеся к зоне повышенной потенциальной радоноопасности, занимают значительные площади в Мурманской области, восточной части Архангельской области, востоке Ненецкого автономного округа и на северо-востоке Республики Коми (Максимовский и др., 1996) (Рис. 5.2). Однако в настоящее время, объемная активность радона в воздухе жилых помещений является низкой и не представляет угрозы для населения. Так, например, в жилых домах в Ненецком автономном округе объемная активность радона составляет около 10 Бк/м^3 , при среднероссийском значении 28 Бк/м^3 (Романович и др., 2018).

При этом большая часть перечисленных районов, относящихся к зоне повышенной радоноопасности, по прогнозам уже к 2050 году может освободиться от мерзлоты (Kotlyakov, Khromova, 2012) (рис. 5.3). В свою очередь, это может привести к увеличению эмиссии радона, накоплению дочерних продуктов распада в растительности и, соответственно, к возрастанию дозовых нагрузок на биоту и человека. В глобальном масштабе в пределах мировой Арктики на территориях, которые к 2050 году могут освободиться от мерзлоты, проживает более 3.3. млн человек (Ramage et al., 2021). Таяние мерзлоты на территории Западного сектора Российской Арктики и Мировой Арктики в целом, потенциально может привести к увеличению свободного радона в породах, и, соответственно, к возрастанию дозовых нагрузок для большого числа жителей.



Рисунок 5.2 – Фрагмент карты радоноопасности территории Российской Федерации (Максимовский и др., 1996): 1 – территории с низким потенциалом радоноопасности, 2 – территории потенциального риска, 3 – районы широкого развития радонопродуцирующих геологических комплексов (наибольшего риска радоноопасности)

Такой сценарий в общем виде иллюстрируют данные моделирования поведения радона в случае оттаивания многолетнемерзлых пород, выполненного для условий канадской Арктики (Glover, Blouin, 2022). Результаты моделирования показали, что при мощности мерзлоты в 13 м и средней активности ^{226}Ra в породах 39 Бк/кг мерзлота снижает концентрацию радона в зоне сезонно-талого слоя на 80–90% до 4–8 Бк/м³. При этом объемная активность ^{222}Rn в подмерзлотном слое возрастает до 445.8 Бк/м³. Таким образом, в представлении авторов цитируемой работы, мерзлота является эффективным барьером для радона, то есть «ловушкой для радона».

В случае условно-залпового оттаивания мерзлых пород при модельной объемной активности радона внутри помещения 5-10 Бк/м³ деградация мерзлоты уже через 1.5 года увеличит активность ^{222}Rn внутри помещения в основном за счет диффузионного переноса до 200 Бк/м³ (Glover, Blouin, 2022) (рис. 5.4), что является пороговым значением согласно норм радиационной безопасности для эксплуатируемых жилых и общественных зданий (НРБ-99/2009).



Рисунок 5.3 – Карта прогноза изменения площади криолитозоны на территории Российской Федерации (Kotlyakov, Khromova, 2012)

Ряд сценариев предполагает увеличение активности радона внутри помещения до 350 Бк/м^3 со снижением активности спустя 15 лет после залпового выброса ниже 200 Бк/м^3 (Glover, Blouin, 2022). Однако очевидно, что такие сценарии, выглядящие весьма пугающе с радиозэкологической точки зрения, в реальных условиях маловероятны по нескольким причинам. Во-первых, практически одномоментное оттаивание такого мощного слоя мерзлоты невозможно. Во-вторых, из-за короткого периода полураспада радона невозможно его длительное накопление до сверхвысоких активностей в подмерзлотном слое с последующим залповым выбросом. В действительности же наиболее вероятным и, в настоящее время, наиболее актуальным для исследований механизмом увеличения активности радона является возрастание свободного ^{222}Rn в порово-трещинном пространстве отложений сезонно-талого слоя, то есть, когда деградация мерзлоты при росте среднегодовых температур происходит сверху (происходит увеличение мощности сезонно-талого слоя). В пределах, например, Ненецкого АО сезонно-талый слой фактически ограничивается мощностью почвенного покрова, представленного, как правило, торфяной подушкой, в которой содержание материнского для радона радионуклида ^{226}Ra значительно ниже, чем в подстилающих почвы рыхлых приповерхностных четвертичных отложениях – в основном песках и суглинках. Мерзлое состояние подпочвенных отложений (из-за наличия льда) сильно ограничивает в них подвижность радона, однако оттаивание этих отложений, приводящее к раскрытию пор и трещин, ранее заполненных льдом, неизбежно приводит к повышению

эманаций радона. То есть увеличение мощности сезонно-талого слоя, захватывающее подстилающие почвы приповерхностные отложения, выступает источником перманентного поступления дополнительных «порций» радона в почвенный покров, которых не было, пока подпочвенные отложения с более высоким содержанием материнского радия не начали оттаивать.

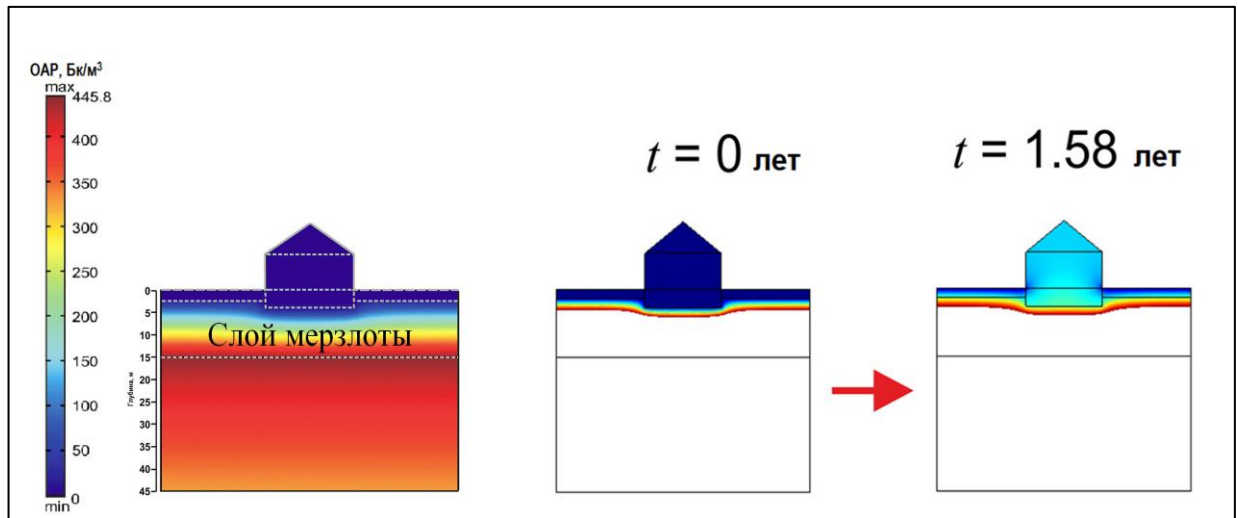


Рисунок 5.4 – Результаты моделирования изменения объемной активности радона в воздухе помещения в случае залповой деградации слоя многолетней мерзлоты (по Glover, Blouin, 2022 с изменениями). В этом случае слой мерзлоты рассматривается как ловушка для радона

Таким образом, приведенные предпосылки формирования свободного радона в порово-трещинном пространстве приповерхностных отложений в результате деградации мерзлоты актуализируют необходимость ответа на вопрос – как в реальных условиях современное изменение криолитозоны, выражающееся в увеличении мощности сезонно-талого слоя, отражается на трансформации радиационного фона за счет эмиссии радона. Учитывая текущие климатические тенденции, которые потенциально могут привести к негативным радиозэкологическим последствиям, проблема эмиссии радиоактивных газов должна быть обозначена хотя бы в общем виде для направления более значительных исследовательских усилий для ее решения. В качестве доказательной базы возможностей реального увеличения потока радона в зависимости от изменения мерзлотных условий (увеличения мощности сезонно-талого слоя) ниже представлены результаты исследований, выполненных в районе развития горной мерзлоты в бассейне реки Печоры в пределах Приполярного Урала (рис. 5.5).

Выбор района исследований был обусловлен тем, что, во-первых, тренд деградации мерзлоты для Печорского бассейна достоверно установлен (Васильев и др., 2020), во-

вторых, контрастная ландшафтная обстановка горного рельефа позволяет наблюдать на сравнительно небольшой площади значимые вариации мерзлотных условий для различных элементов рельефа, что важно для сопоставления данных по потоку радона.

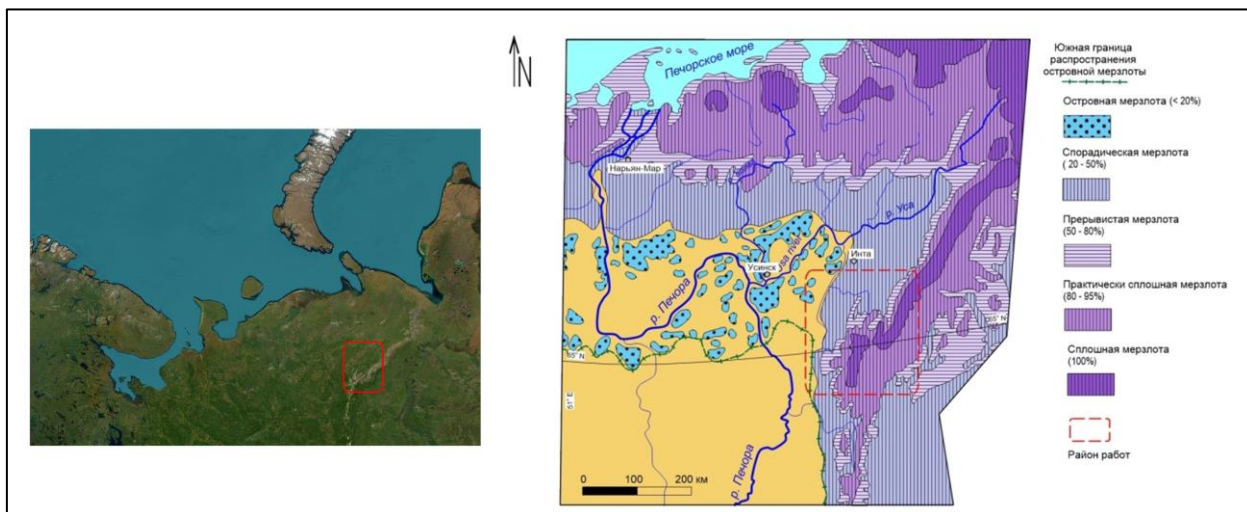


Рисунок 5.5 – Район полевых исследований и фрагмент карты мерзлотных условий бассейна реки Печоры (карта мерзлотных условий адаптирована из Christensen, Kuhry, 2000)

Данные по увеличению плотности потока и активности продуктов распада радона в почвенно-растительном покрове в зоне развития многолетней мерзлоты Западного сектора Российской Арктики были получены в ходе полевых исследований в бассейне реки Кожим в Интинском районе Республики Коми (рис. 5.5). Территория исследования относится к зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП) (Гарагуля и др., 2012; Абатурова и др., 2022). Мощность ММП в долинах в интервале абсолютных отметок местности 600-700 м н.у.м составляет около 120 м при температуре пород от 0 до -0.5°C. В средней части склонов температурный режим верхних горизонтов ММП характеризуется среднегодовой температурой от -2 до -3°C. На высотах около 800 м, мощность ММП составляет около 220 м, а температура -2°C; на высотах около 900 м ММП имеют мощность около 400 м и температуру -3°C.

Как правило, при опробовании небольших площадок (например, болото), в верхних слоях почв и одинаковых видах растительности (сфагновый мох) активность ^{210}Pb по площади изменяется незначительно, поскольку в основном связана с потоком ^{210}Pb из атмосферы (Yakovlev et al., 2023₂). Однако было обнаружено, что на участках, характеризующихся контрастным изменением мерзлотных условий (увеличение мощности и осушение верхней части сезонно-талого слоя), наблюдаются максимальные значения плотности потока радона и значительный диапазон вариаций активности ^{210}Pb в

верхнем слое почв и растительности. Для исследования зависимости потока радона от изменения мощности сезонно-талого слоя были выполнены полевые измерения в пределах трех участков, контрастных по ландшафтно-геокриологическим условиям. Для исследований мерзлотных условий использовался георадар SIR-3000 с высокочастотной антенной 5103. Учитывая расположение района в зоне развития сплошной мерзлоты и, соответственно, предполагая небольшую мощность сезонно-талого слоя, глубина сканирования составляла 5 метров. Интерпретация георадарных данных выполнена методом преобразования Гильберта. Данные георадарной съемки по каждому из участков представлены в виде цветных георадарограмм, на которых цветной палитрой визуализированы амплитуды и полярности отраженного электромагнитного сигнала (цвет показывает контрастность электрических свойств среды).

Так, первый участок исследований, представляет собой пологонаклонный, осложненный четырьмя ступенями моренный язык, сложенный крупнообломочным материалом и по бокам отделенный от коренных склонов V-образными долинами ручьев. Георадарная съемка проводилась на нижней ступени языка, поверхность которой задернована травой и мхом; на поверхность сквозь почвенный покров выходят обнаженные обломки морены (рис. 5.6). На георадарограмме в пределах всей глубины сканирования отмечается большое количество хаотичных резко контрастных неоднородностей (темные участки на георадарном профиле), которые, по всей видимости, представляют собой крупнообломочный валунный материал, которым и сложена морена. Заметно, что все межвалунное пространство заполнено мелкодисперсным материалом, который выделяется в цветовой палитре светлыми оттенками. В крайней правой части георадарного профиля (точка R4) хаотичное распределение крупнообломочного материала сменяется мелкообломочными осадками со слоистым залеганием (горизонтальные протяженные слои темного цвета), маркирующими, по всей видимости, краевую часть морены. Ближе к срединной части моренного языка выделяется зона интенсивного увлажнения до глубин 0.5 м (светло-фиолетовый цвет в верхней части разреза). Исходя из георадарограммы можно предположить, что в пределах моренного языка слитная мерзлота отсутствует. Только на глубинах ниже 4 м в правой части профиля ближе к точке R4 отмечается наличие мерзлоты (граница отмечена синей линией на георадарограмме). Отсутствие мерзлоты на большей части участка, вероятно, связано с хорошим прогревом отложений моренного языка, чему способствует его отделенность от коренных склонов глубокими V-образными долинами временных эрозионных водотоков.

Результаты измерений плотности потока радона по площади участка исследований показаны на рис. 5.6 (9 точек) в виде кружков, размер и цвет которых для наглядности

отражают увеличение значений потока радона. Такой же способ отображения данных по потоку радона применен и для других исследованных участков. Расширенная таблица с данными по плотности потока по каждому участку и для каждой точки, включая погрешности измерений, представлена в приложении И. Так, плотность потока радона по площади моренного языка снижается от 82-85 мБк/м²·с левой части профиля (точки R1-R2) до 0-14 мБк/м²·с в правой части профиля (точки R3-R4). Более высокой плотности потока радона в верхней части моренного языка (левая часть профиля), вероятно, способствует лучшая дренированность участка из-за сложения морены крупнообломочным материалом и отсутствия здесь мерзлоты. При этом в нижней части участка исследований (правая часть профиля), где крупнообломочный моренный материал сменяется слоистыми мелкообломочными и слабопроницаемыми для радона осадками, плотность потока радона значительно снижается. Здесь в нижней части разреза также диагностируется наличие мерзлоты.

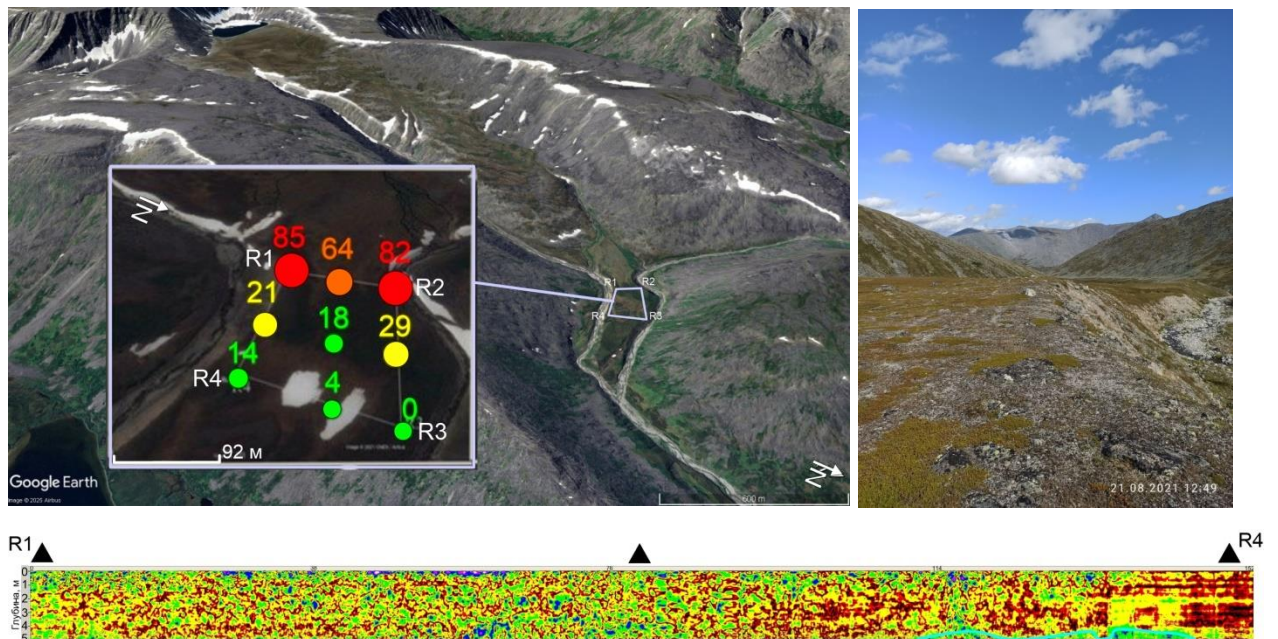


Рисунок 5.6 – Распределение плотности потока радона в пределах моренного языка и георадиолокационный профиль по линии R1-R4 (длина 152 м). На левом верхнем рисунке показан участок исследований. На врезке показаны результаты измерения плотности потока радона. На правом верхнем рисунке представлена фотография участка исследований – моренного языка. На нижнем рисунке соответственно показан георадиолокационный профиль

Второй участок расположен в пределах боковой морены и представляет собой торфяное болото верхового типа. Согласно георадарограмме по линии 085-088 (рис. 5.7) торфяник подстилается слабопроницаемым минеральным материалом, который на

профиле имеет устойчивые линейные границы. Выделяемые на георадарограмме темные протяженные линии с контрастными границами отвечают, по-видимому, накоплению мелкодисперсных осадков, осаждавшихся в подпрудном озере до начала его зарастания и превращения в верховое торфяное болото (рис. 5.7). Видимый сток с участка концентрируется в виде небольшого ручейка, промывшего боковую морену. В целом участок характеризуется наличием слитной мерзлоты с небольшой мощностью сезонно-талого слоя в среднем 20-40 см (кровля мерзлоты отмечена синей линией), совпадающей по мощности с торфяным покровом. В пределах отдельных мочажинных участков глубина сезонно-талого слоя увеличивается. В этих мочажинах, видимых также визуальнo, по георадарограмме отмечается сильное увлажнение разреза на глубину до 2.0 м, создающих понижения в кровле мерзлоты (светло-фиолетовый цвет в верхней части разреза). Плотность потока радона в пределах всего профиля характеризуется низкими значениями, варьирующими в диапазоне от 5 до 11 мБк/м²·с, отражая внутреннее строение этого участка. Поток радона, очевидно, ограничивается наличием близко залегающей от поверхности слитной мерзлоты. По сути, весь свободный радон формируется в пределах торфяного слоя с низким содержанием материнских для радона радионуклидов.

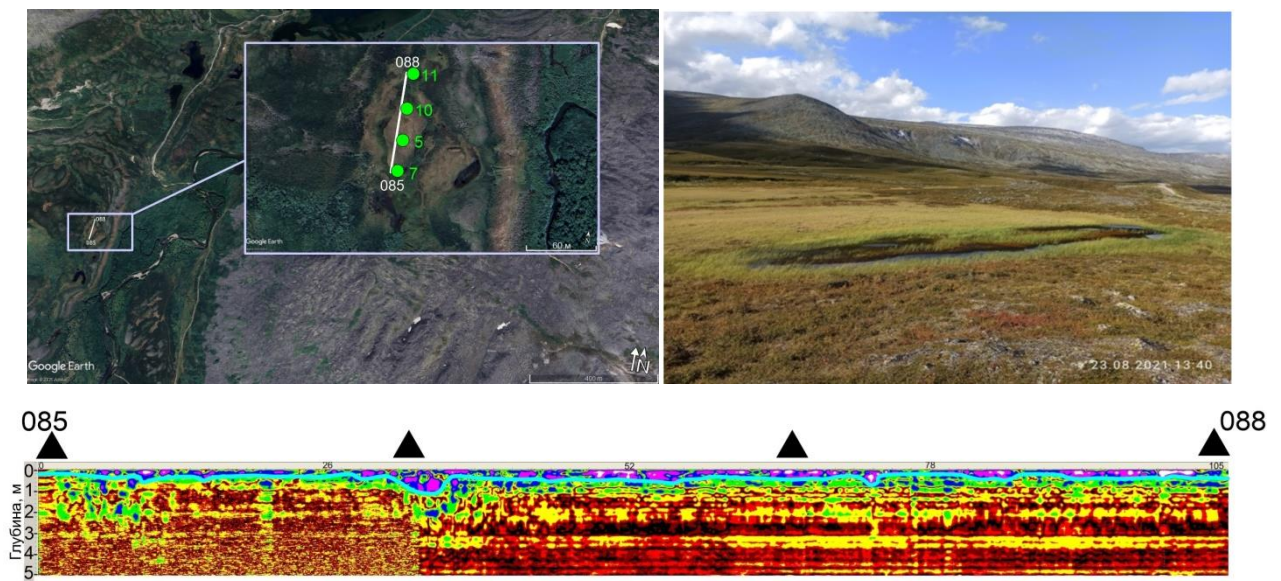


Рисунок 5.7 – Распределение плотности потока радона в пределах боковой морены и георадиолокационный профиль по линии 085-088 (длина 105 м). На левом верхнем рисунке показан участок исследований. На врезке показаны результаты измерения плотности потока радона. На правом верхнем рисунке представлена фотография участка исследований – боковой морены с верховым болотом. На нижнем рисунке соответственно показан георадиолокационный профиль

Третий участок представляет собой каровое верховое болото с развитием сплошного

мохового покрова, которое расположено на пологонаклонном участке в зоне увлажнения, сформированной стекающим с вершины кара ручьем (рис. 5.8). Данный участок на георадарограмме характеризуется наиболее сложным внутренним строением и наиболее невыдержанной по профилю верхней поверхностью многолетнемерзлых пород (граница отмечена синей линией на георадарограмме).

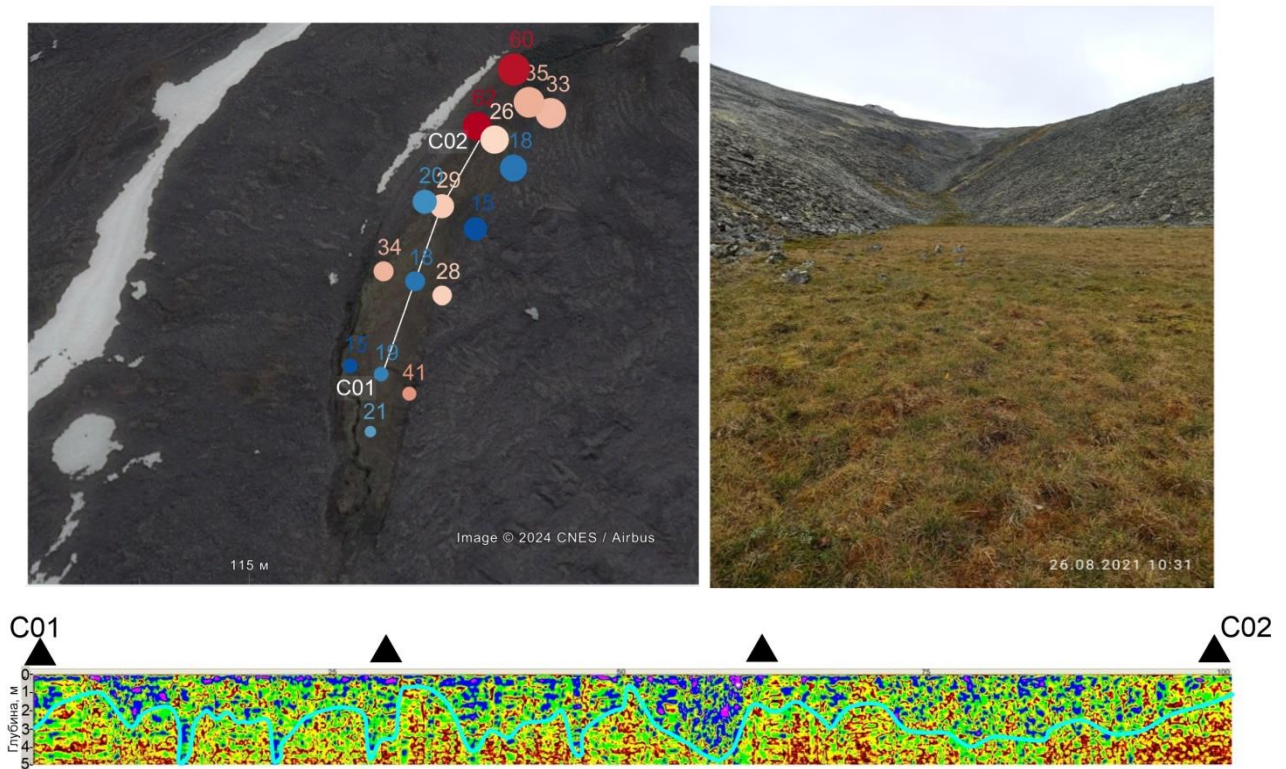


Рисунок 5.8 – Распределение плотности потока радона и георадиолокационный профиль в пределах карового болота по линии C01-C02 (длина 100 м). На левом верхнем рисунке показан участок исследований. На врезке показаны результаты измерения плотности потока радона. На правом верхнем рисунке представлена фотография участка исследований – каровое болото и ручей, стекающий из кара. На нижнем рисунке соответственно показан георадиолокационный профиль

Во внутреннем строении участка, судя по наличию контрастных неоднородностей со сложной топографией, принимают участие крупнообломочные отложения, представленные, наиболее вероятно, неокатанными глыбами курумника различной формы и размера. Мощность сезонно-талого слоя по профилю варьирует в широком диапазоне глубин и в нижней части разреза достигает 4.5 м. Поверхность кровли мерзлоты вдоль всего профиля осложнена субвертикальными каналами увлажнения, выделяемыми на георадарограмме зонами синего цвета. Наибольшее количество зон увлажнения наблюдается в левой (точка C01) и средней части профиля. Субвертикальные зоны литологических неоднородностей, отмечаемые в нижней части разреза, возможно,

отражают зоны раздробленности пород коренного склона. Крупнообломочный состав отложений верхней части разреза, обуславливающий хорошую дренированность участка, а также обогревающее воздействие ручья, стекающего с кара, по всей видимости, способствовало опусканию кровли мерзлоты и, соответственно, увеличению мощности сезонно-талого слоя.

Такая контрастность мерзлотных условий данного участка, вероятно, обусловила и сравнительно высокие значения потока плотности потока радона, варьирующие от 15 мБк/м²·с в левой части профиля (точка С01) до 62 мБк/м²·с в правой части профиля (точка С02). В правой части профиля, где верхняя часть разреза менее увлажнена, наблюдаются более высокие значения плотности потока радона. Как и в пределах первого участка (моренный язык), формированию здесь высоких значений плотности потока радона, вероятно, способствуют лучшая дренированность участка и глубокое залегание кровли мерзлоты. На данном участке в точках, где выполнены замеры радона, были отобраны пробы торфяной растительности, представленной сфагновыми мхами. В этих пробах были выполнены измерения удельной активности ²¹⁰Pb, которая варьировала в пределах 158 до 850 Бк/кг. Таблица с данными по удельной активности ²¹⁰Pb в пробах торфяной растительности приведена в Приложении И. Примечательно, что в пределах данного участка обнаруживается наличие слабой положительной корреляционной связи на уровне $R^2=0.27$ ($R=0.52$) между плотностью потока радона и удельной активностью ²¹⁰Pb в пробах сфагнового мха (рис. 5.9). Корреляционная зависимость между параметрами невысока, поскольку основная часть ²¹⁰Pb во мхах все же связана с его поступлением из атмосферы, однако положительная корреляция, возможно, указывает на накопление дополнительной активности ²¹⁰Pb за счет почвенного радона.

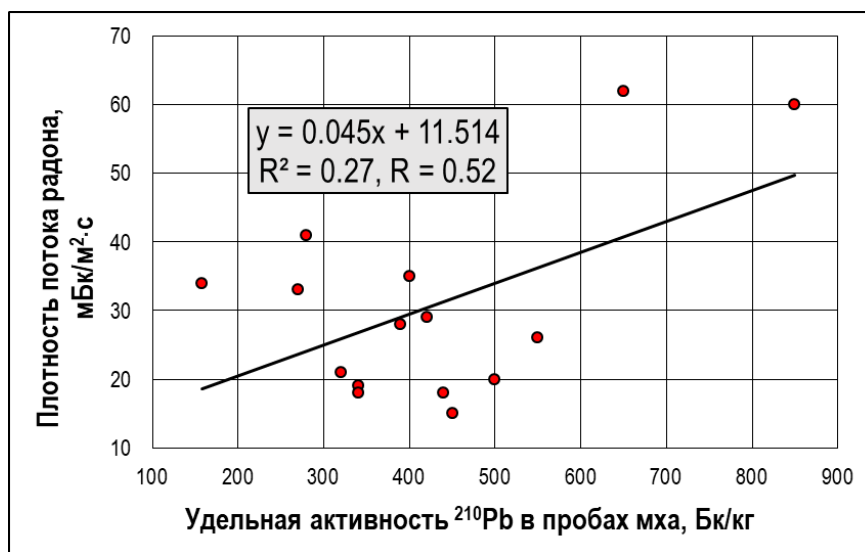


Рисунок 5.9 – График зависимости плотности потока радона с поверхности карового болота и удельной активности ²¹⁰Pb в пробах мха

Полученные данные свидетельствуют о том, что на участках с большей мощностью сезонно-талого слоя радон активнее мигрирует к поверхности земли с накоплением продуктов распада, таких как ^{210}Pb , в почвенно-растительном покрове. Подобная картина наблюдалась нами и в западной части Ненецкого АО в пределах Канинской тундры, где для участка верхового болота близ русла реки Несь, которая оказывает отопляющее влияние на торфяной разрез, была выявлена сильная корреляционная связь $R = 0.90$ между плотностью потока радона и глубиной протаивания сезонно-талого слоя, измеренной прямым методом с помощью термощупа (Пучков и др., 2023).

Модельные исследования влияния изменения мерзлотных условий на высвобождение (поток) ^{222}Rn были проведены на примере экспериментальной площадки с заданными радиационно-физическими параметрами, имитирующей строение верхнего разреза криолитозоны (сезонно-талый слой, многолетнемерзлые породы), на которой в течение 5 месяцев непрерывно проводили измерение плотности потока радона (Puchkov et al., 2022; Пучков, 2023). Экспериментальные работы показали, что в мерзлом состоянии грунта диффузионная подвижность радона сильно ограничена в присутствии льда (коэффициент эманирования около 1 %). Однако при полном оттаивании мерзлых пород активность радона в реальных условиях увеличивается в 6-8 раз; моделирование (расчетные значения) показывает увеличение в 20 раз и активность до 43000 Бк/м^3 . Это подтверждает то, что деградация мерзлых пород в регионах Западного сектора Российской Арктики может привести к значительному увеличению потока радона, что потребует изменения существующих подходов к оценке радоноопасности территорий. В свою очередь увеличение потока ^{222}Rn при оттаивании многолетнемерзлых пород может привести к изменению параметров естественного радиационного фона на поверхности земли за счет накопления продуктов распада.

5.2 Изотопы урана в природных водах

Помимо возрастания активности радона и продуктов его распада в связи с деградацией мерзлоты, глобальное потепление, вызывающее масштабные климатические изменения, может также привести к возрастанию активностей изотопов урана в поверхностных и подземных водах Западного сектора Российской Арктики, что отражается в изменении отношения изотопного состава $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в природных водах. В ряде регионов изотопы урана являются основными радионуклидами, которые определяют радиационное качество подземных вод (Nordberg et al., 2007; Keith et al., 2013; Sofield, Kantar, 2013; Silva, Bonotto, 2015; Thang et al., 2022; Vengosh et al., 2022). В изотопной

смеси природного урана изотоп ^{234}U по массе занимает всего 0.0054 %, но, поскольку ^{234}U является продуктом распада урана-238 (99.27 % в изотопной смеси) с более коротким периодом полураспада ($T_{1/2} \text{ } ^{234}\text{U} = 245$ тыс. лет, $T_{1/2} \text{ } ^{238}\text{U} = 4.47$ млрд. лет), то его активность такая же, как и у родительского нуклида (Чердынцев, 1969). Это свойство имеет важнейшее значение в радиологических исследованиях природных вод, поскольку в данном случае активность природного урана удваивается (Киселев, 1999). Радиационное воздействие ядра отдачи и химическое растворение пород приводит к небольшому обогащению природных вод ^{234}U , что впервые обнаружили В.В. Чердынцев и П.И. Чалов (Чалов, 1975). В результате радиационных и химических взаимодействий в системе «вода-порода» типичный диапазон вариаций отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах составляет 1.2-2.5 (Киселев, 2005; Бахур, 2009). Исходя из этого, прогнозируемая предельная удельная активность ^{234}U может превышать активность ^{238}U не более чем в 2.5 раза. В связи с этим высказываются предложения по отказу от дорогостоящего определения активностей отдельных изотопов урана, и предлагается ограничиться измерением общей концентрации урана (фактически ^{238}U , если его активность не превышает 0.7 Бк/л), по которой можно оценить активность изотопа ^{234}U (Кадука и др., 2018). Однако обнаруживаются подземные воды с избытками ^{234}U относительно родительского нуклида ^{238}U более 20 (Поляков, 1991; Bonotto, 1999; Suksi et al., 2006; Токарев, 2008; Petersena et al., 2013; Mejean et al., 2016; Almasoud et al., 2020), что, очевидно, может повлиять на ухудшение радиационного качества подземных вод в плане превышения уровня вмешательства по суммарной альфа-активности за счет изотопов урана.

В формировании аномальных избытков ^{234}U (в виде отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) наблюдается примечательная географическая закономерность. Такие аномальные избытки ^{234}U ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 56$) обнаружены в северо-западной части Восточно-Европейской платформы в зоне сочленения Русской плиты и Балтийского кристаллического массива – в Прибалтике, Карелии, Ленинградской и Архангельской областях в водоносных горизонтах венда и верхней трещиноватой части кристаллического фундамента (Поляков, 1991; Ежова и др., 1996; Малов, Киселев, 2008; Токарев, 2012; Mokrik, Samalavičius, 2022). Похожая картина характерна для глубоких водоносных горизонтов краевых частей Канадского щита в Северной Америке (Канада, северные штаты США) (Banner et al., 1990; Arndt, West, 2000; Peterman et al., 2016; Mejean et al., 2016, 2017). Поэтому сверхвысокое обогащение подземных вод изотопом ^{234}U могло быть обусловлено глобальными климатическими изменениями позднего плейстоцена-голоцена, связанными со становлением и деградацией покровного оледенения (Лаврентийский ледниковый щит в Северной Америке, Скандинавский – на севере Европы) и подземной мерзлоты,

существовавшей на краевых частях ледников.

Влияние климатических событий на формирование подземных вод с аномальным обогащением ^{234}U могло быть результатом совокупного воздействия нескольких процессов.

Во-первых, со снятием ледниковой нагрузки на породы водоносных горизонтов существенно возросла их трещиноватость (Баранская и др., 2019), а интенсивность выхода ядра отдачи из пород пропорциональна площади взаимодействия в системе «вода-порода», что увеличивает в воде содержание изотопа ^{234}U (Malov, 2016). Такой механизм экспериментально показан для водоносных горизонтов Канадского щита (Mejean et al., 2017) (рис. 5.10).

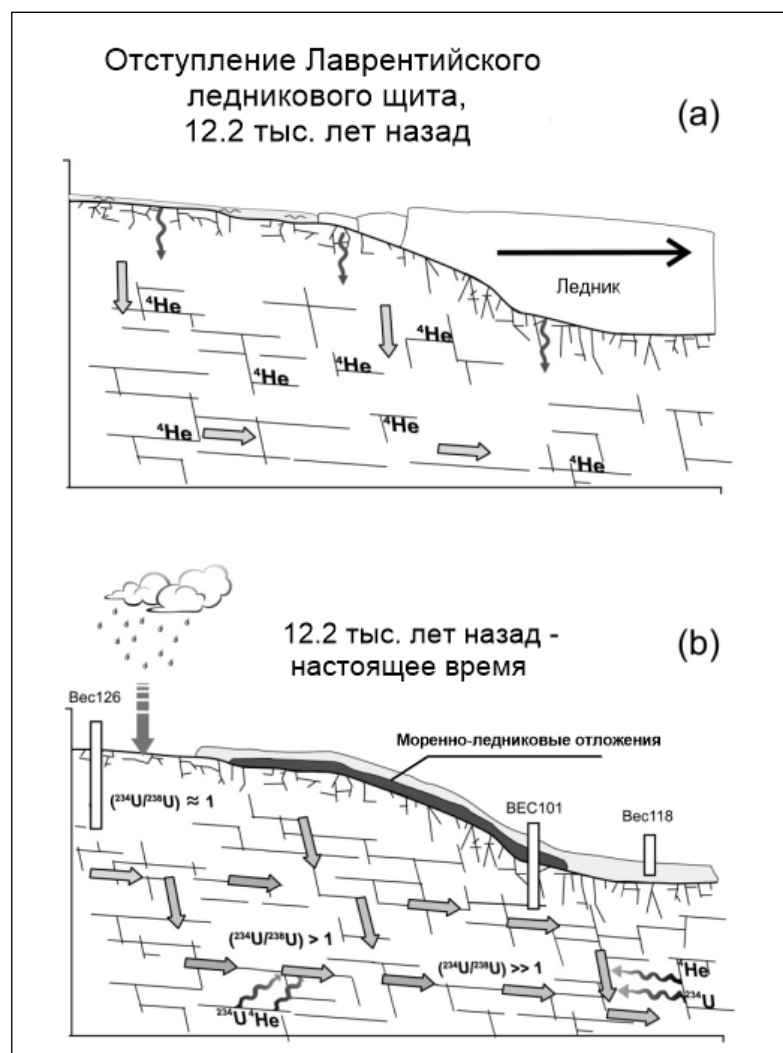


Рисунок 5.10 – Модель обогащения подземных вод ураном-234 и гелием-4 в результате отступления Лаврентийского ледника в Канаде (по Mejean et al., 2017)

Во-вторых, талые ледниковые воды после таяния ледниковых щитов по мере движения к областям разгрузки расходовали кислород на химические реакции, в результате чего в глубоких водоносных горизонтах установилась восстановительная

обстановка (Provost et al., 1998). В таких условиях химическое растворение урана значительно замедляется (Дутова, 2008), а распад продолжается, что приводит к накоплению ^{234}U .

В-третьих, в перигляциальных условиях в связи с длительным нахождением водонасыщенных пород в мерзлом состоянии подвижность урана снижена, однако накопление продуктов распада продолжается, и с оттаиванием мерзлоты происходит залповый выброс накопленного ^{234}U в воду (Поляков, 1991; Токарев, 2008; Tokarev et al., 2021).

В-четвертых, обогащение подземных вод изотопом ^{234}U могло происходить в результате формирования остаточных вод при промерзании разреза, когда остаточные воды обогащаются вытесненными из льда солями (Ежова и др., 1996). Обогащение остаточной воды при частичном ее замерзании изотопом ^{234}U было экспериментально подтверждено Г.П. Киселевым (Киселев и др., 2016).

В-пятых, в перигляциальной зоне в подмерзлотных водах существовала восстановительная обстановка, при которой ^{238}U мог преимущественно осаждаться при восстановлении U^{6+} до U^{4+} с накоплением продуктов распада (Mokrik, Samalavičius, 2022). Поскольку накопление ^{234}U имеет важное радиологическое значение, проверка возможности обнаружения подземных вод с аномальными значениями $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и оценка влияния избытков ^{234}U на радиационное качество подземных вод выполнена на примере водоносных горизонтов Ленинградской области и южной части Карелии. Данная территория не относится к Арктической зоне Российской Федерации, однако может быть рассмотрена как представительный пример в качестве иллюстрации гидрогеологической обстановки, сформированной под воздействием климатических вариаций позднего плейстоцена-голоцена (Tokarev et al., 2019) (рис. 5.11). Кроме этого, в регионе подземные воды активно эксплуатируются для целей питьевого водоснабжения и реликты криогенных вод вполне могли сохраниться за счет наличия в разрезе водоупорных отложений – вендских и кембрийских глин (Воронюк и др., 2016; Виноград и др., 2019). Геологическая карта района исследований и точки отбора подземных вод представлены на рис. 5.12.

В геологическом отношении территория исследования расположена в зоне сочленения юго-восточного склона Балтийского щита и северо-западного фланга Русской плиты. Породы щита и фундамент платформы представлены архей-протерозойскими кристаллическими образованиями. Верхняя часть кристаллического массива на глубину от первых до нескольких десятков метров представляет собой трещиноватый водоносный горизонт. В кристаллических породах фундамента водоносными также являются зоны

региональных разломов глубокого заложения. В восточной части Карельского перешейка и в южной части Ладожского озера располагается локальная депрессия в фундаменте (Ладожский грабен), заполненная песчаниками венд-рифейского водоносного горизонта мощностью в несколько сотен метров.

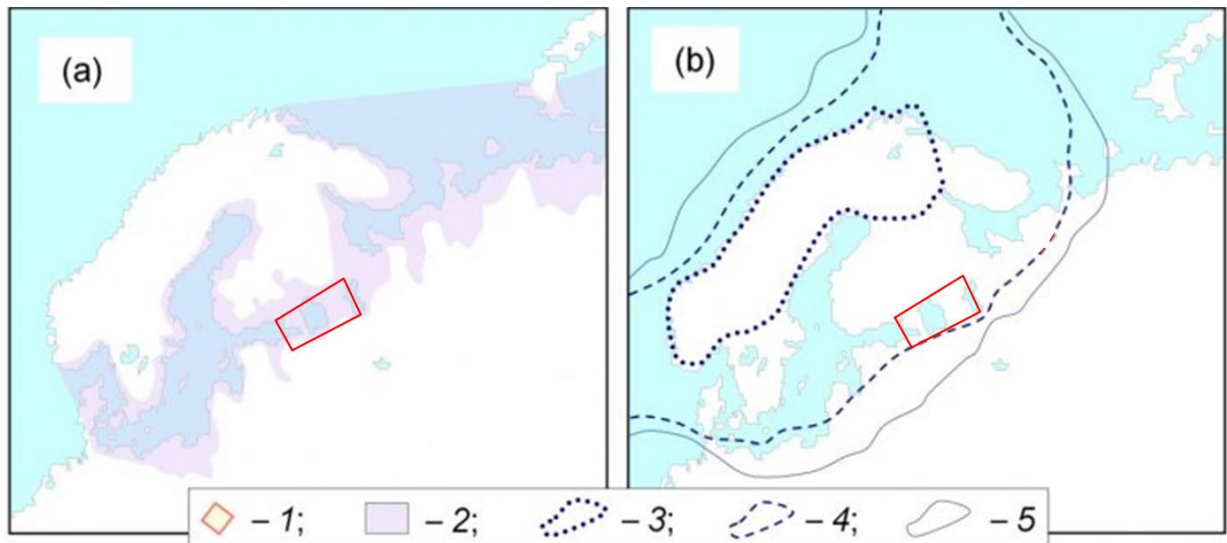


Рисунок 5.11 – Микулинское море (а) и Скандинавский ледниковый щит (b): 1 - исследуемый регион; 2 - Микулинское море 115–130 тыс. лет назад; граница ледникового покрова при трех максимумах климатического похолодания: 3 - 85, 4 - 60, 5 - 18 тыс. лет назад (Токарев, 2012)

Основными водоносными горизонтами в зоне сочленения Русской плиты с Балтийским щитом являются (снизу–вверх): базальный горизонт чехла – вендский водоносный терригенный комплекс (гдовский горизонт), венд-кембрийский (воронковско-ломоносовский) терригенный горизонт, кембро-ордовикский терригенно-карбонатный водоносный комплекс. С поверхности территория покрыта чехлом четвертичных терригенных образований различного генезиса. Особенность региона – наличие переуглубленных речных долин, возникших в последний ледниковый период в результате опускания уровня воды в Мировом океане. В этих долинах, заполненных четвертичными отложениями, выделяются два (нижний и верхний) межморенных горизонта, имеющих зачастую заметный избыточный напор воды.

Результаты исследований изотопного и химического состава изученных подземных вод представлены в таблицах К1-К3 Приложения К. В данном разделе результаты визуализированы в виде графиков на рисунках 6.13 – 6.16. Исследования основных эксплуатируемых водоносных горизонтов показали, что в изученных подземных водах наблюдается аномальный изотопный состав урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ с избытками ^{234}U более 25. При этом вариации изотопного состава урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ имеют отчетливую связь с

химическим составом подземных вод и физико-химическими параметрами водоносных горизонтов (рис. 5.13 и рис. 5.14).

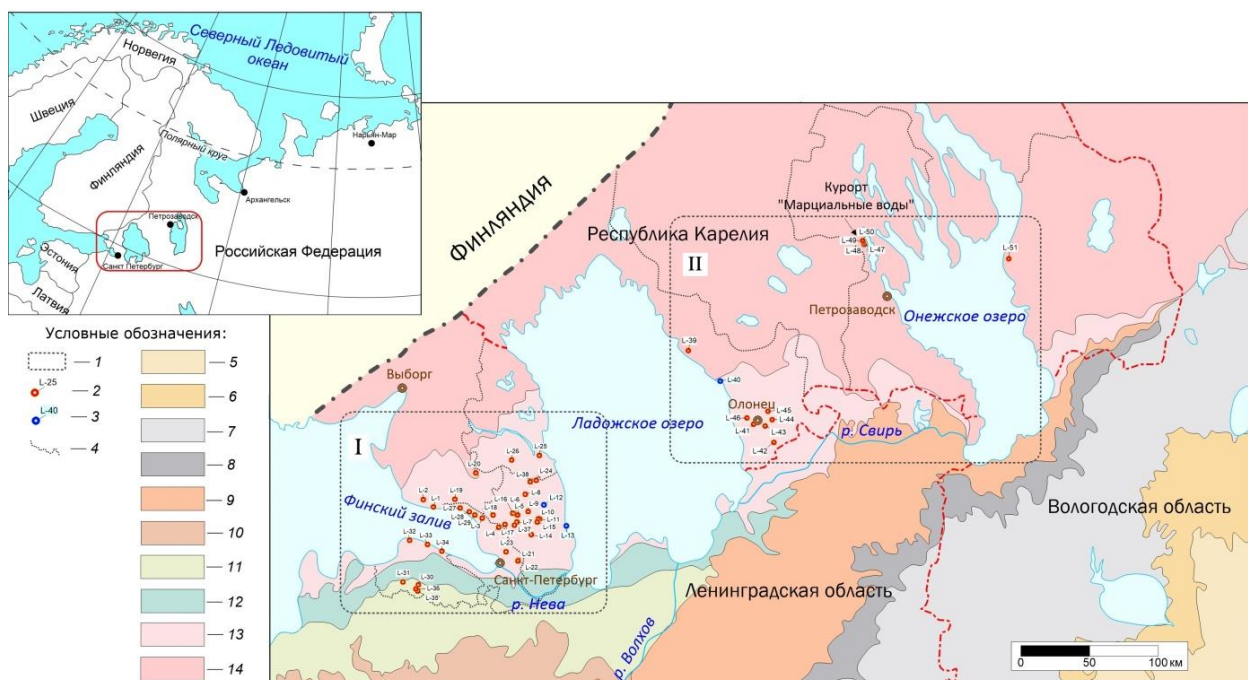


Рисунок 5.12 – Геологическая схема территории исследований и расположение точек опробования подземных и поверхностных вод: 1 – основные районы исследований (I – Ленинградская область, II – южная часть Карелии); 2 – точки отбора проб подземных вод; 3 – точки отбора проб поверхностных вод; 4 – границы между административными районами; основные водоносные комплексы: 5 – верхнепермский; 6 – нижнепермский; 7 – верхне-среднекаменноугольный; 8 – нижнекаменноугольный; 9 – верхнедевонский; 10 – среднедевонский; 11 – кембро-ордовикский; 12 – нижнекембрийский; 13 – вендский; 14 – архейско-протерозойский кристаллический фундамент с водоносным горизонтом, приуроченным к зоне экзогенной трещиноватости и водоносными зонами глубоких региональных разломов

Так, аномальные значения изотопного состава урана характерны для подземных вод глубокой циркуляции с преобладанием ионов хлора и натрия, которые приурочены к трещиноватым породам верхней части фундамента и песчано-глинистым отложения венда.

Для этих вод глубокой циркуляции наблюдается увеличение активности ^{234}U с ростом минерализации (рис. 5.14а,б). При этом по предельным избыткам ^{234}U они разделяются на две подгруппы, что, вероятно, отражает процессы формирования подземных вод (рис. 5.14в).

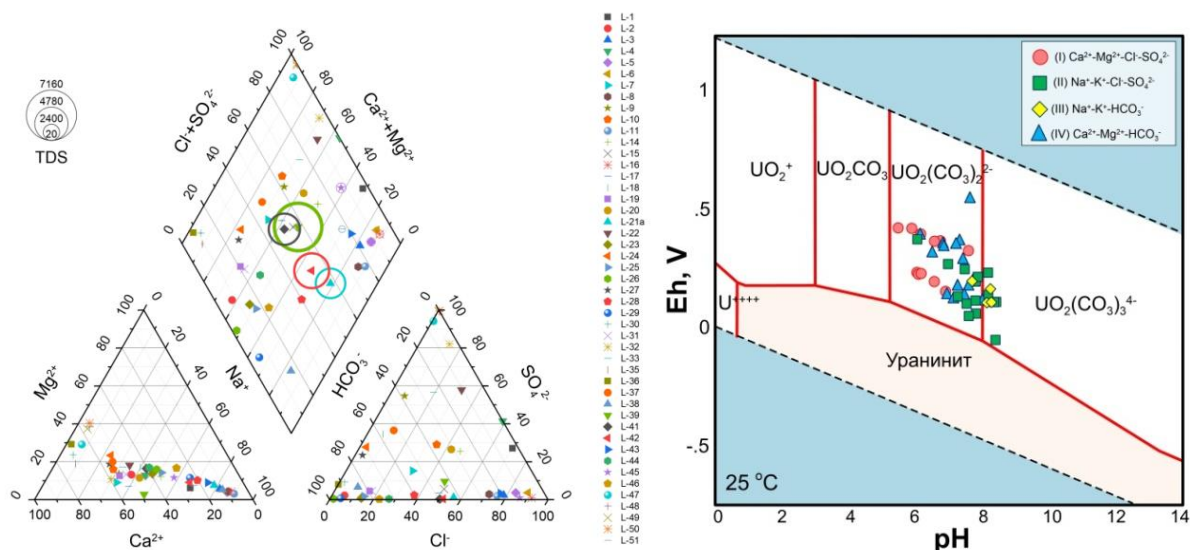


Рисунок 5.13 – Распределение химического состава (левый рисунок) и форм нахождения урана (правый рисунок) в подземных водах Ленинградской области и южной части Карелии. Гидрохимические типы подземных вод согласно диаграмме Пайпера: I – фация сульфатных кальциевых вод (красные кружки); II – фация хлоридных натриевых вод (зеленые квадраты); III – фация вод измененных под влиянием ионного обмена кальция на натрий (желтые ромбы); IV – фация пресных гидрокарбонатных кальциевых вод (голубые треугольники)

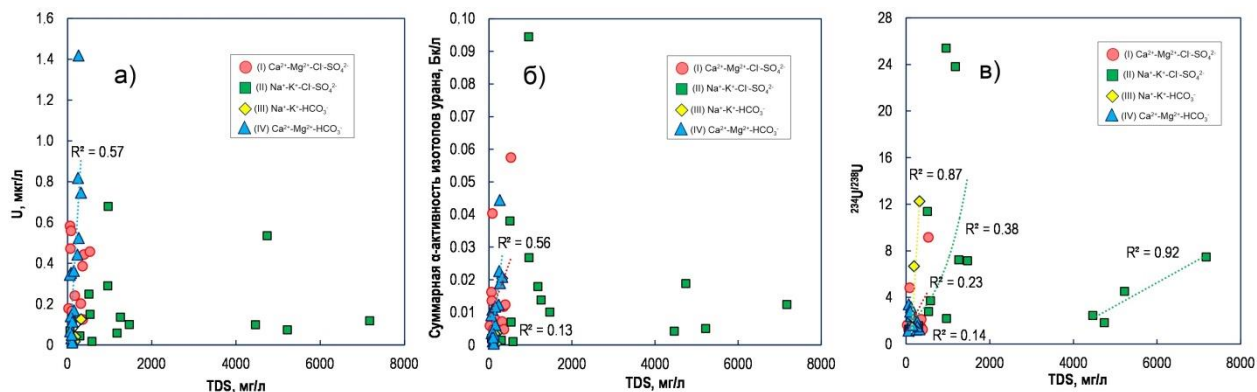


Рисунок 5.14 – Графики зависимости минерализации и радиационных параметров (а – содержания урана, б – суммарной активности изотопов урана и в – $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в подземных водах Ленинградской области и южной части Карелии. Разные цвета и форма точек на графиках указывают на принадлежность проб к различным гидрохимическим фациям подземных вод: I – фация сульфатных кальциевых вод (красные кружки); II – фация хлоридных натриевых вод (зеленые квадраты); III – фация вод измененных под влиянием ионного обмена кальция на натрий (желтые ромбы); IV – фация пресных гидрокарбонатных кальциевых вод (голубые треугольники)

Первый компонент имеет высокие значения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 25$ при относительно низкой минерализации около 1 г/л, а второй – отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 7$ и высокую минерализацию более 5-7 г/л. Вероятно, первая подгруппа глубинных вод содержит примесь компоненты, образованной как в результате таяния покровного ледника, так и подземной мерзлоты, что фиксируется по легкому составу стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ (рис. 5.15), отражающему формирование вод в холодных климатических условиях. Вторая подгруппа вод с высокой минерализацией – это остаточные воды, оттесненные вниз по разрезу при его замораживании. В условиях этих глубоких водоносных горизонтов преобладает восстановительная обстановка, что видно по величине Eh (рис. 5.15), которая при снижении выщелачиваемости урана способствует росту отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Аномальному росту активности ^{234}U также, вероятно, способствует и трещиноватость водоносных горизонтов, возросшая в связи со снятием ледниковой нагрузки.

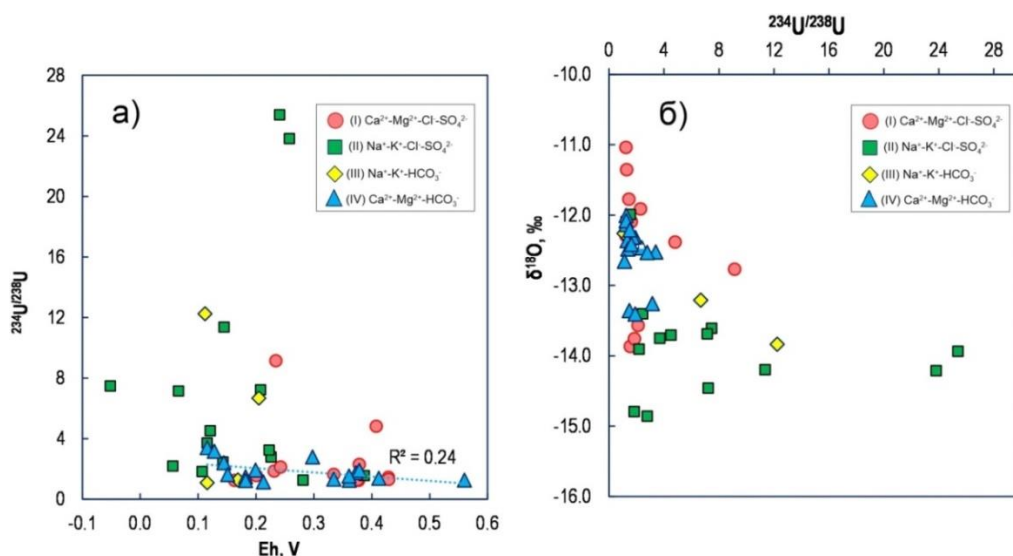


Рисунок 5.15 – Графики зависимости изотопного отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и величины Eh (а) и $\delta^{18}\text{O}$ (б) в подземных водах Ленинградской области и южной части Карелии. Расшифровка принадлежности точек к различным гидрохимическим фациям приведена на рис. 5.14

Подземные воды верхнего водоносного горизонта гидрокарбонатного состава имеют наибольшую концентрацию урана, которая определяется ростом содержания кислорода, сменой восстановительной среды на окислительную (рис. 5.15). Изотопное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ при этом в этих водах минимальное, поскольку компенсируется повышенным выщелачиванием урана из пород. Исходя из этого для пресных гидрокарбонатных вод с минимальными избытками изотопа ^{234}U имеет место практически прямая зависимость общей альфа-активности и концентрации урана (рис. 5.16 а).

Однако в глубинных водах такой зависимости не наблюдается, поскольку на их радиационное качество начинает влиять изотоп ^{234}U , активность которого до 25 раз выше,

чем активность ^{238}U . Так, например, проба воды (L-6) из трещиноватого архей-протерозойского горизонта при крайне низкой активности изотопа $^{238}\text{U} = 0.0036$ Бк/л (0.29 мкг/л) из-за аномально высоких избытков ^{234}U ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=25.39$) имеет суммарную альфа-активность $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$ около 0.1 Бк/л, что является пороговым значением норматива НРБ-99, который ранее действовал в России.

Действующей в настоящее время в Российской Федерации норматив НРБ-99/2009 ограничивает уровень вмешательства по суммарной альфа-активности величиной 0.2 Бк/л. Можно предположить, что при обнаружении подземных вод с отношениями $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ более 36 уровень вмешательства по суммарной альфа-активности 0.2 Бк/л может быть превышен (рис. 5.16 б). Такие оценки необходимо провести, поскольку воды с обнаруженным аномальными избытками ^{234}U имеют минерализацию около 1 г/л и используются для питьевого водоснабжения.

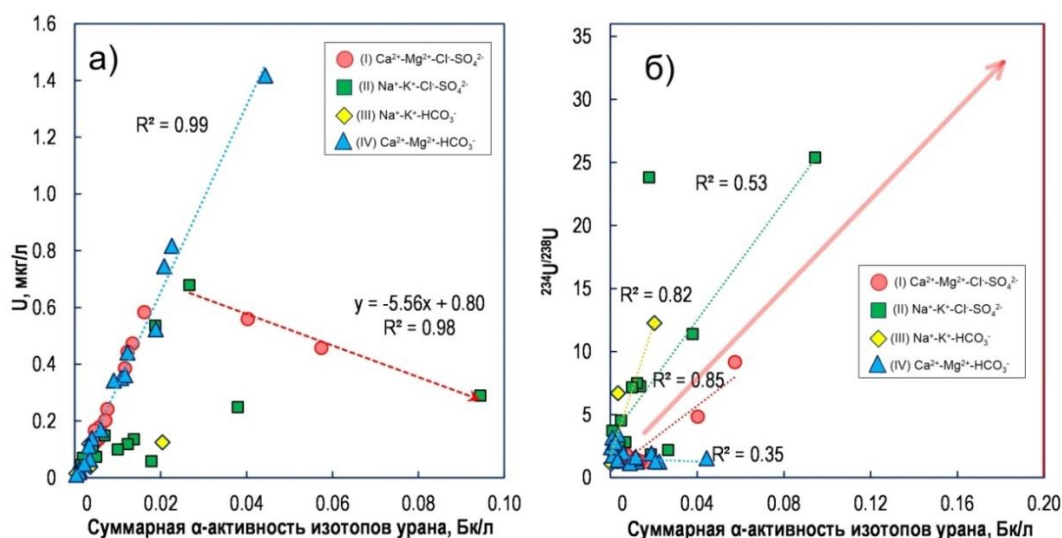


Рисунок 5.16 – Зависимость суммарной альфа-активности $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$ от концентрации урана (а) и изотопного отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (б) для различных гидрохимических типов подземных вод Ленинградской области и южной части Карелии. Расшифровка принадлежности точек к различным гидрохимическим фациям приведена на рис. 5.14

Возможность обнаружения столь высокого соотношения изотопов урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 36$ не исключена, поскольку ранее на водозаборах Эстонии были выявлены отношения 56 единиц (Поляков, 1991). В связи с этим в некоторых случаях может быть некорректно из общей концентрации урана (фактически урана-238) рассчитывать суммарную активность его изотопов, что может не в полной мере отражать действительные радиационные характеристики подземных вод.

Гидрохимические параметры подземных вод, характерные для водоносных горизонтов районов распространения мерзлоты, могут способствовать накоплению ^{234}U в

восстановительных условиях подмерзлотных водоносных горизонтов (Mokrik, Samalavičius, 2022). Однако в настоящее время данных об изотопном составе урана таких вод нет. В то же время для района Тибетского нагорья было показано (Ma et al., 2020; Gao et al., 2023), что деградация мерзлоты, нарушая гидродинамический режим мерзлотных водоносных горизонтов, повышает интенсивность подтока подмерзлотных подземных вод, что влияет на увеличение речного стока. Очевидно, что увеличение вклада этой компоненты в речной сток должно отражаться на изменении гидрохимических параметров поверхностных вод. Так, для Восточной Сибири достоверно установлено, что потепление климата ускоряет гидрогеохимические процессы в речных бассейнах, занятых мерзлотой, в плане увеличения общей минерализации воды и концентраций основных ионов в поверхностных водах (Wang et al., 2024). Подобные процессы, выражающиеся в трансформации гидрохимических параметров поверхностного стока крупных речных бассейнов, в первую очередь Печорского, должны также наблюдаться и в пределах Западного сектора Российской Арктики. Однако в настоящее время при увеличении общего стока р. Печоры (АМАР, 2021) изменения модулей ионного стока в целом для Печорского бассейна достоверно не выявлены (Даниленко и др., 2020). В то же время в малых водотоках бассейна Печоры, например, в зоне формирования стока в области развития горной мерзлоты Приполярного Урала, обнаруживаются повышенные для поверхностных вод отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ до 2.59, что может быть связано с вкладом подземной компоненты. При этом вклад талых сезонных снегов в речном стоке диагностируется по закономерному снижению с набором высоты температуры, минерализации и величины pH, а также $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$; окислительно-восстановительный потенциал возрастает (таблица К4, Приложение К). Подобные изменения проявлены в микроэлементном составе и содержании стабильных изотопов в притоках реки Печоры (Токарев и др., 2022; Yakovlev et al., 2023). Изотопные эффекты, наблюдаемые в компонентах континентального стока, могут оказывать влияние на изотопный состав растворенного урана в арктическом бассейне и отражаться в виде накопленного $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ сигнала, что было продемонстрировано для канадской Арктики и центральной части Северного-Ледовитого океана (бассейн Макарова) (Andersen et al., 2010). При этом уран, содержащийся в речном стоке, выносится в арктический бассейн практически полностью, не осаждаясь на геохимическом барьере в устьях рек (Andersen et al., 2007). Было установлено, что изотопный состав растворенного урана в Баренцевом море также значительно отличается от среднего для Мирового океана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ до 2.08) (Tokarev, Yakovlev, 2021). Повышенные значения активности ^{234}U , наблюдаемые в Баренцевом море, могут быть связаны как с вкладом речного стока, так и за счет субмаринной

разгрузки подземных вод с аномальным изотопным составом $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, обнаруженных в Белом море (Киселев, Зыков, 2005).

Таким образом, обнаруженные закономерности в реакции изотопов уранового ряда ^{238}U могут быть использованы в качестве трассеров при исследовании состояния криолитозоны, оценки радиационного качества природных вод и прогнозирования изменения радоновой обстановки в связи с деградацией многолетней мерзлоты.

5.3. Оценка эмиссии техногенных радионуклидов

Помимо ускорения эмиссии естественных радиоактивных газов, потепление климата может привести к мобилизации техногенных радионуклидов, накопленных с начала атомной эры в почвах и торфяниках Арктики. Так, в настоящее время в почвах и торфяниках Шпицбергена наблюдаются весьма высокие активности техногенных радионуклидов, их основная активность зафиксирована в слоях, соответствующих максимуму атмосферных испытаний, что свидетельствует о слабой миграции радионуклидов после депонирования и ограниченности их для усвоения биотой (Lokas et al., 2013). Так, активность техногенных радионуклидов в этих слоях достигала: ^{137}Cs – 292 Бк/кг, $^{239+240}\text{Pu}$ – 22.93 Бк/кг, ^{238}Pu – 0.53 Бк/кг, ^{241}Am – 10.67 Бк/кг. Однако рост температуры воздуха и изменения гидрологических условий могут ускорить процессы гумификации и разложения органического вещества арктических почв и торфяников (АСИА, 2004), что может увеличить доступность накопленных техногенных радионуклидов с последующей миграцией в экосистемах и по пищевым цепям.

Весьма значительная роль в накоплении техногенной радиоактивности принадлежит и ледниковому покрову Арктики, в первую очередь на Новой Земле – единственном месте в Арктике, где проводились атмосферные ядерные испытания. По оценкам (Aarkrog, 1997) расчетная суммарная активность радиоцезия, которая могла поступить на острова Новой Земли в результате локальных тропосферных выпадений, составляет ~30 ПБк. И действительно, в криоконитах ледникового покрова Северного острова Новой Земли были обнаружены наиболее высокие для Арктики активности ^{137}Cs , варьирующие в диапазоне 5700-8100 Бк/кг (Miroshnikov et al., 2021). Столь высокое накопление ^{137}Cs в криоконитах было связано с таянием погребенного слоя загрязненного льда, образовавшегося в ходе атмосферных ядерных испытаний. С высвобождением ^{137}Cs из ледникового покрова Новой Земли связано и формирование в прибрежных донных осадках зоны с повышенной активностью ^{137}Cs как в Карском, так и Баренцевом море (Мирошников, 2012; Miroshnikov et al., 2021). Высокие активности техногенных радионуклидов наблюдаются в почвах

прогляциальных зон ледников (откуда ледники отступили) на Шпицбергене, сформированных из недавно отложившегося материала морен и характеризующихся плохим морфологическим развитием (АМАР, 2016). В этих почвах, сформированных в том числе, загрязненным радионуклидами веществом криоконитов, активности ^{137}Cs , $^{239+240}\text{Pu}$ и ^{241}Am достигают значений 3293 Бк/кг, 20.4 Бк/кг и 14.2 Бк/кг соответственно. В связи с этим, очевидно, что в будущем, из-за роста среднегодовых температур ускоряющих таяние покровных ледников Арктики, покровное оледенение, особенно на Новой Земле, будет являться основным источником вторичного радиационного загрязнения арктических экосистем. Причем, таяние льда в Арктике, не только покровного, но и морского, в ближайшие десятилетия может значительно ускориться, поскольку модели CMIP6 прогнозируют, что к концу XXI века средняя годовая температура приземного воздуха в Арктике увеличится на 3.3 – 10.0°C по сравнению с текущим моментом (IPCC, 2023). В связи с тем, что Арктика нагревается быстрее, чем другие регионы планеты, значительные потери морского льда приводят к быстрому закислению морских вод бассейна Северного Ледовитого океана, особенно в западной его части, где темпы закисления в 3-4 раза выше других океанических бассейнов (Qi et al., 2022). Существуют опасения, что повышение температуры и кислотности придонных морских вод может увеличить скорость коррозии защитных оболочек контейнеров, захороненных в морях Арктики (Kwiatkowski et al., 2020; Gwynn et al., 2024).

Некоторую роль в качестве источника вторичного радиационного загрязнения морской среды Арктики могут играть устьевые части рек, которые как особый геохимический барьер на границе раздела «река-море», накапливают значительные объемы радионуклидов, поступивших с водосборных бассейнов (Oughton et al., 1997; Киселев и др., 2000; Zhong et al., 2020). В связи с повышением уровня моря, гидрохимические параметры эстуариев значительно изменятся, а барьерные зоны будут смещаться вглубь суши (Prandle, Lane, 2015), что может стать фактором мобилизации радионуклидов из донных отложений устьевых частей рек. Возможность мобилизации радионуклидов из донных осадков эстуариев из-за воздействия морских вод показана для ^{137}Cs , ^{90}Sr и изотопов радия (^{223}Ra , ^{224}Ra , ^{226}Ra , ^{228}Ra) (Webster et al., 1996; Oughton et al., 1997). В открытых частях морей увеличению мобилизации радионуклидов из донных отложений может способствовать изменение характера бентической биотурбации – изменение распределения и видового состава бентосных организмов при повышении температуры и снижении солености придонной воды (Weinert et al., 2022). Возрастанию активностей радионуклидов в морской среде может способствовать также наблюдаемые в последние 50 лет увеличение стока арктических рек и ускорение береговой абразии

(AMAP, 2021; Gwynn et al., 2024).

Повышение температуры приземного слоя воздуха и уменьшение количества осадков приводит к усилению высыхания и ветровой эрозии почв в аридных и субгумидных районах, провоцируя опустынивание и частое формирование пыльных бурь (Huang et al., 2020), что способствует увеличению содержания в атмосфере как литогенных, так и накопленных в почве техногенных радионуклидов (Chamizo et al., 2010; Xu et al., 2013). Формируемые в засушливых районах атмосферные аэрозоли могут переноситься на значительные расстояния, составляющие иногда тысячи километров (Wei et al., 2023). Нередки и случаи переноса аэрозолей из засушливых районов в Арктику. Так, выпавшие в марте 2008 года в Архангельской области осадки, окрасившие снег в желтый цвет, стали результатом переноса мелкодисперсной пыли из полупустынных и степных районов юга России и Казахстана (Шевченко и др., 2010). В Арктике есть и местные источники аэрозолей, связанные с промышленными и горнодобывающими предприятиями, лесными пожарами (Шевченко, 2006; Голобокова и др., 2020). В последнее время большое внимание привлекает к себе увеличение в атмосфере Арктики биоаэрозолей, состоящих из различных микроорганизмов, бактерий, грибов, спор, пыльцы, растительных остатков, вирусов, которые связаны с таянием покровных ледников, обнажающих площади заселенные микроорганизмами и грибами, с увеличением биомассы зеленой растительности в тундре и деградацией мерзлоты (Pusz, Urbaniak, 2021; Freitas et al., 2023). Таким образом, увеличение концентраций аэрозолей различного происхождения в атмосфере Арктики, которые несут в себе как литогенные, так и техногенные радионуклиды, может привести к негативным радиоэкологическим последствиям для населения и биоты.

Недавние медицинские исследования показали, что рост среднегодовой температуры, влияющий на увеличение концентраций аэрозолей в воздухе, в районах с естественным радиационным фоном может стать дополнительным фактором развития воспалительных легочных заболеваний, обусловленных производством активных форм кислорода, вызванных взаимодействием с ионизирующим излучением атмосферных аэрозолей (Macias-Verde et al., 2021). В свою очередь, было установлено, что воздействие излучения радиоактивных аэрозолей на легочную ткань, ведет к активации инфламماسомы NLRP3, обеспечивающей хроническую воспалительную реакцию, что значительно осложняет течение респираторных заболеваний, таких как SARS-CoV-2 (COVID-19) (Macias-Verde et al., 2021).

Таким образом, глобальное потепление выражается в реакции всех природных систем планеты, что может иметь последствия и для трансформации радиационного фона

в Арктике, обусловленного ускорением эмиссии радионуклидов в окружающую среду из различных источников: мерзлота, ледники, аэрозоли, донные осадки. Для понимания этих процессов и определения масштабов текущих и будущих радиационных воздействий необходимы комплексные исследования, направленные на оценку влияния изменений климата на распределение и миграцию радионуклидов в различных компонентах экосистем Арктики.

Таким образом, установлено, что **изменение параметров криолитозоны, связанных с таянием мерзлоты и увеличением мощности сезонно-талого слоя, может приводить к ухудшению радиационной обстановки в районах с фоновым содержанием естественных радиоактивных элементов, выражающемся в накоплении избытков ^{234}U в природных водах, а также в увеличении эманаций ^{222}Rn и продуктов его распада (^{210}Pb). Эти новые критерии, отражающие трансформацию радиационного фона в связи климатическими изменениями, необходимо учитывать при создании комплексной системы радиоэкологического мониторинга и управления радиационными рисками в арктическом регионе (второе защищаемое положение).**

Выводы к главе V

Глобальное потепление климата в Арктическом регионе, обуславливающее рост температуры приземного воздуха, опережает среднемировые темпы в три раза, что проявляется в целом ряде негативных явлений, таких как резкое сокращение ледового и снежного покрова, деградация мерзлоты, увеличение речного стока. Самым быстро нагревающимся регионом Арктики является район между Шпицбергенем и Новой Землей. Изменения климата в Арктике носят системный характер, вызывая комплексную трансформацию природной среды в регионе по принципу положительных обратных связей. Климатические изменения также являются важнейшим фактором трансформации радиационного фона в регионе.

Ключевым звеном, связывающим изменения климата и трансформацию радиационного фона в Арктике, является деградация многолетней мерзлоты. Ожидается, что при этом основное радиационное воздействие будет связано с увеличением эмиссии ^{222}Rn , являющегося главным дозообразующим радионуклидом естественного происхождения. Оттаивание многолетнемерзлых пород, обуславливающее увеличение мощности сезонно-талого слоя, приводит к повышению эманаций радона за счет раскрытия пор и трещин в более обогащенных естественными радионуклидами

подпочвенных отложениях, которые ранее были заполнены льдом и ограничивали подвижность продуктов распада, главным образом ^{222}Rn .

Показано, что для человека и биоты радиоэкологическая опасность увеличения эмиссии ^{222}Rn в результате деградации мерзлоты не ограничивается только ингаляционным путем облучения. Важную роль в этом играют накапливающиеся в растительности дочерние продукты распада радона, такие как ^{210}Pb и ^{210}Po , обладающие высокой радиотоксичностью за счет внутреннего облучения. В результате этого традиционная для коренного населения Арктики пищевая цепь «лишайник – северный олень – человек» выступает в качестве эффективного концентратора продуктов распада ^{222}Rn . То есть, дополнительное увеличение эмиссии ^{222}Rn будет иметь многократное увеличение дозовых нагрузок на коренное население за счет продуктов распада.

Результаты полевых исследований в зоне развития мерзлоты в Печорском бассейне показали наличие связи между плотностью потока радона и мощностью сезонно-талого слоя. Максимальные значения плотности потока радона (до $85 \text{ мБк/м}^2 \cdot \text{с}$) характерны для хорошо дренированных участков с большой мощностью сезонно-талого слоя и, соответственно, с глубоким залеганием кровли мерзлоты. Минимальная плотность потока радона (до $11 \text{ мБк/м}^2 \cdot \text{с}$) наоборот отмечается на участках с развитием слитной мерзлоты и небольшой мощностью сезонно-талого слоя (20-40 см). В пределах таких участков весь свободный радон формируется в пределах сезонно-талого слоя (по сути, в торфяной подушке) с низким содержанием материнских для радона радионуклидов. Таким образом, данные полевых исследований доказывают, что увеличение глубины протаивания многолетнемерзлых пород выступает непосредственным механизмом, который вызывает увеличение эмиссии ^{222}Rn из нижележащих подпочвенных отложений.

Установлено, что климатические изменения, вызывающие деградацию многолетнемерзлых пород, могут отражаться на изменении радиационных параметров подземных вод, используемых для питьевого водоснабжения. Показано, что трансформация радиационных параметров подземных вод может происходить за счет аномального увеличения активности ^{234}U , являющегося дочерним продуктом распада урана-238, оказывая при этом прямое влияние на радиационное качество воды. При крайне малой массовой доле в природной изотопной смеси урана изотоп ^{234}U за счет более короткого периода имеет такую же активность, как и материнский изотоп ^{238}U (отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$). Это свойство имеет важнейшее значение в радиологических исследованиях подземных вод при оценке суммарной альфа-активности, поскольку в данном случае активность природного урана удваивается.

Исследования подземных вод в прилегающих к Западному сектору Российской

Арктики регионах, расположенных в зоне сочленения Балтийского щита и Русской плиты (Ленинградская область и Карелия), показали, что активность дочернего изотопа ^{234}U может превышать более чем в 25 раз активность материнского изотопа ^{238}U . Это указывает на проявленность специфических геохимических процессов в водоносных горизонтах, приводящих к резкому нарушению равновесия $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Установлено, что аномальный изотопный состав урана имеет выраженную связь с гидрохимическим типом подземных вод и физико-химическими параметрами, такими, как минерализация и окислительно-восстановительный потенциал (Eh). Максимальные значения отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (~25) наблюдаются в подземных водах глубокой циркуляции хлоридно-натриевого состава с повышенной минерализацией и низкими значениями параметра Eh (восстановительная обстановка). Эти воды приурочены к водоносным горизонтам венда и трещиноватым породам верхней части фундамента.

Установлено, что по изотопному составу и минерализации подземные воды глубокой циркуляции, находящиеся в резко восстановительных условиях, подразделяются на две различные в генетическом плане подгруппы. К первой подгруппе относятся пресные подземные воды с минерализацией до 1 г/л, характеризующиеся наибольшим избытком ^{234}U ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 25$). Легкий состав стабильных изотопов ^2H - ^{18}O подземных вод этой подгруппы указывает на влияние палеоклиматической компоненты, связанной со вкладом талых вод покровного оледенения и мерзлоты. Ко второй подгруппе относятся солоноватые воды с минерализацией 5-7 г/л и отношениями $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 7$, которые интерпретируются как криогенные остаточные воды, оттесненные вниз по разрезу в период его промерзания.

Выявлено, что в пресных подземных водах гидрокарбонатного состава, приуроченных к верхнему водоносному горизонту, наблюдается наибольшая концентрация урана (до 1.4 мкг/л) и при этом минимальное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (в среднем 1.8). Это связано с преобладанием окислительной обстановкой в верхнем водоносном горизонте, что способствует активному выщелачиванию урана из водовмещающих пород, при этом в воду переходят оба изотопа ^{234}U и ^{238}U . Для этих вод характерна прямая зависимость между общей концентрацией урана и суммарной альфа-активностью изотопов урана. Для вод глубокой циркуляции наоборот, зависимость между концентрацией урана и альфа-активностью не наблюдается, поскольку их радиационное качество определяется не концентрацией урана в целом, а активностью изотопа ^{234}U .

Показано, что аномально высокое отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ даже при крайне низкой концентрации урана-238, которая характерна для восстановительной обстановки глубоких водоносных горизонтов, может привести к превышению уровня вмешательства по

суммарной альфа-активности за счет изотопов урана (0.2 Бк/л по НРБ-99/2009). Ожидается, что в подземных водах с отношением $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 36$, уровень вмешательства 0.2 Бк/л может быть превышен при концентрации $^{238}\text{U} \sim 0.5$ мкг/л. При этом возможность обнаружения столь высокого соотношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ не исключена, поскольку ранее в подземных водах вендского водоносного горизонта в соседней с Ленинградской областью Эстонии были выявлены отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 56$.

Показано, что для корректной оценки радиологического качества подземных вод с ожидаемым аномальным изотопным составом урана необходимо проводить прямое альфа-спектрометрическое измерение активностей отдельных изотопов урана ^{234}U и ^{238}U . Расчет суммарной альфа-активности, исходящий лишь из общей концентрации урана в воде (фактически концентрации одного изотопа ^{238}U), измеренной стандартными химическими методами (ААС, ICP MS), может не в полной мере отражать действительные радиационные характеристики подземных вод в плане формирования альфа-активности за счет изотопов урана. Этот подход может быть критически важным, поскольку подземные воды с аномальным изотопным составом являются пресными с минерализацией до 1 г/л и активно используются для питьевого водоснабжения в Ленинградской области и Карелии, что требует учета дополнительных радиационных рисков для человека.

Установлено, что высокое обогащение подземных вод дочерним ^{234}U обусловлено глобальными климатическими изменениями позднего плейстоцена-голоцена, связанными с деградацией покровного оледенения и мерзлоты, отразившимися на изменении химизма и изотопного состава водоносных горизонтов зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты. Показано, что основными механизмами обогащения подземных вод ^{234}U могли являться: 1) возрастание трещиноватости водовмещающих пород в результате снятия ледниковой нагрузки, что при увеличении площади контакта в системе «вода-порода» увеличило интенсивность выхода ^{234}U ; 2) при оттаивании мерзлоты выброс в воду ^{234}U , накопленного в период длительного нахождения водовмещающих пород в мерзлом состоянии; 3) установление в глубоких водоносных горизонтах восстановительной обстановки, при которой химическое растворение урана значительно замедляется, а распад продолжается, что приводит к накоплению ^{234}U ; 4) криогенное концентрирование солей в остаточных водах в результате промерзания разреза, при котором ^{234}U преимущественно переходит в остаточные воды; 5) установление восстановительной обстановки в подмерзлотных водоносных горизонтах. Таким образом, полученные в работе данные имеют непосредственное отношение к современным процессам, происходящим в Арктике в результате глобального потепления климата. Текущее потепление климата может привести к активизации аналогичных механизмов

формирования изотопного состава урана в арктических регионах, которые в настоящее время заняты мерзлотой.

Показано, что текущие тенденции потепления климата в Арктике могут привести к вторичному техногенному радиационному загрязнению экосистем. В первую очередь, это относится к ледниковому покрову Новой Земли, в котором оказались депонированы значительные количества техногенной радиоактивности, выпавшей на поверхность ледников в результате атмосферных испытаний. Мобилизация накопленных техногенных радионуклидов в настоящее время формирует зоны повышенной радиоактивности в прибрежных донных осадках, что показано на примере ряда опубликованных работ. Также было показано, что изменение климата может способствовать мобилизации радиоактивных элементов и из других сред. Существуют оценки, что наблюдаемое в настоящее время закисление морских вод и подъем уровня мирового океана могут привести к разрушению геохимических барьеров в дельтах рек и ускорению коррозии защитных оболочек контейнеров с радиоактивными отходами, захороненными на арктическом шельфе. Переносу техногенной радиоактивности в Арктике могут способствовать ветровая эрозия и учащение пылевых бурь. Также в Арктике наблюдается увеличение концентрации атмосферных аэрозолей различного происхождения, которые могут выступать носителями радиоактивных элементов, оказывая дополнительное воздействие ионизирующего излучения на легочную ткань.

Таким образом, можно отметить, что глобальное потепление климата выражается в реакции всех природных систем, что может иметь прямые последствия для трансформации радиационного фона в Арктике, обусловленного ускорением эмиссии радионуклидов в окружающую среду из различных источников. Для понимания этих процессов и определения масштабов текущих и будущих радиационных воздействий необходимы комплексные исследования, направленные на оценку влияния изменений климата на распределение и миграцию радионуклидов в различных компонентах экосистем Арктики. Эти новые вызовы требуют разработки новых подходов к радиационному мониторингу и оценке радиоэкологических рисков. Можно констатировать, что существующие подходы не учитывают новые источники эмиссии радионуклидов, обусловленные климатическими изменениями. В частности, результаты данной работы показали, что требуется дополнить методологию оценки радоноопасности территорий и оценки радиационного качества подземных вод с учетом деградации многолетнемерзлых пород. Согласно полученным данным, приоритетными районами для проведения превентивных радиоэкологических исследований должны стать регионы, где в ближайшие десятилетия прогнозируется наиболее интенсивная деградация мерзлоты.

ГЛАВА VI

РАДИОГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА В АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ ПО ДАНЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАДИОНУКЛИДОВ УРАНОВОГО РЯДА В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

6.1. Предпосылки исследования радионуклидов уранового ряда в разновозрастных отложениях Архангельской алмазоносной провинции

Как было подробно рассмотрено в главе 1, исследование радионуклидов в различных компонентах природной среды в Арктике имеет не только важнейшее геоэкологическое значение, связанное с оценкой источников радиационного загрязнения и формирования радиогенных нагрузок на биоту и человека, но и геохимическое значение, направленное на понимание геологических процессов, протекающих в земной коре, и индикацию различных геохимических обстановок. Важнейшим направлением приложения радиогеохимических знаний является прогноз и поиски месторождений полезных ископаемых, в первую очередь нерадиоактивных: углеводородов, фосфоритов, бокситов, калийных солей, редкоземельного и тантал-ниобиего оруденения, золотосеребряных и молибденовых месторождений (Арбузов, Рихванов, 2009).

Возможности использования радиогеохимических методов для целей поисков такого широкого спектра нерадиоактивных полезных ископаемых определяются закономерностями распределения естественных радиоактивных элементов в различных геохимических обстановках, обуславливающих формирование различных концентраций радиоактивных элементов и их соотношений, нарушение равновесных соотношений изотопов, что приводит к образованию радиогеохимической зональности и создает методическую основу для применения радиогеохимических методов (Титаева, 2005; Леденгский, 2016). Определенные перспективы радиогеохимические методы имеют для поисков алмазоносных кимберлитов, что было показано на примере кимберлитовых полей Якутской алмазоносной провинции (Контарович, 1997), а также для ряда других алмазных месторождений различных регионов мира (McDowall, Koketso, 1991; Versteeg, Paterson, 1997; Elliot et al., 1998; Mwenifumbo, Kjarsgaard, 1999; Cordani et al., 2010; Ramadass et al., 2015; Khati, Matabane, 2019; Fadeyi et al., 2021; Silva, 2024). Особую актуальность развитие новых методов поисков алмазоносных кимберлитов имеет для Западного сектора Российской Арктики, поскольку к настоящему времени в применении традиционных

методов прогноза и поисков месторождений алмазов на территории Архангельской алмазоносной провинции наметился определенный кризис (Истратова, 2023). В настоящее время на территории провинции выявлено более 50 трубок взрыва щелочно-ультраосновных пород, сосредоточенных в пределах нескольких полей (рис. 6.1). Большая часть трубок была открыта еще в 80-е годы прошлого века, а последним значимым открытием было обнаружение в 1996 году алмазоносной трубки им. В. Гриба (месторождение им. В. Гриба) (Истратова, 2023). В то же время геологические предпосылки территории предполагают наличие значительных перспектив на открытие новых месторождений алмазов (Научно-методические..., 2017).

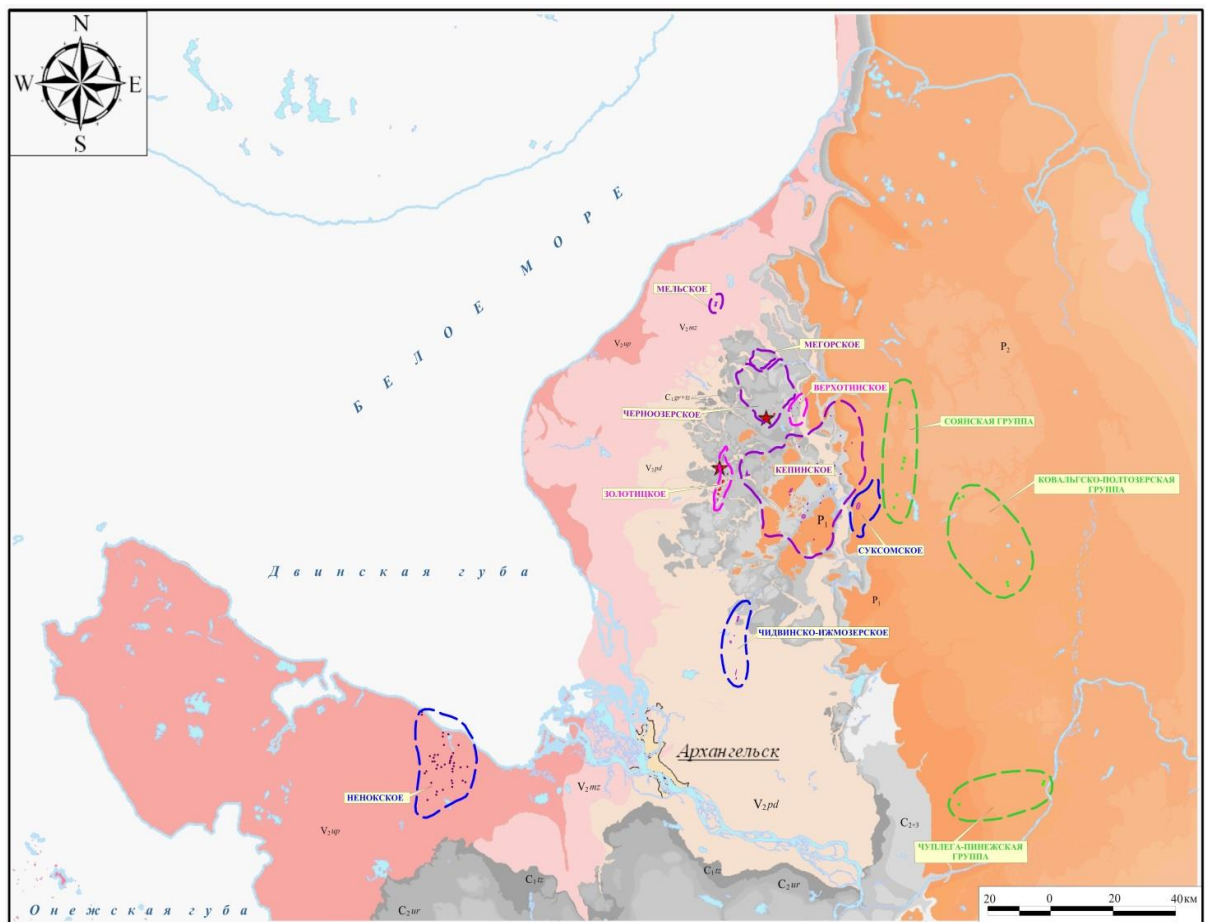


Рисунок 6.1 – Схема расположения трубок взрыва щелочно-ультраосновного состава Архангельской алмазоносной провинции (по данным Третьченко, 2008)

В связи с тем, что большая часть Архангельской алмазоносной провинции относится к закрытому геотипу поисковых территорий (Коротков, 2011), то до недавнего времени основным и доминирующим из всех методов геофизики была магниторазведка. Однако в настоящее время практически исчерпан фонд перспективных высокоамплитудных локальных магнитных аномалий для заверки бурением (Стогний, Коротков, 2010). Работа ведется с остаточным фондом перспективных участков на уровне точности выполнения

аэромагнитной съемки (Вержак и др., 2008). Методы поисков по индикаторным минералам (шлихо-минералогические методы) также не принесли удовлетворительных результатов, поскольку кимберлиты Архангельской алмазоносной провинции содержат относительно мало индикаторных минералов, в частности пиропов (Соболев, 1991; Богатилов и др., 1999; Кудрявцева и др., 2004). В результате вторичного преобразования кимберлитов (сапонитизации) легкие минералы занимают большую часть общего объема трубок (Соболев, 1991). Кроме того, большинство трубок слабо эродированы и имеют кратер, что затрудняет попадание индикаторных минералов в окружающую среду (Гаранин и др., 2008). Другие геофизические и геохимические методы не дали удовлетворительных результатов (Бабаянц и др., 2006). В связи с этим возникла острая необходимость внедрения новых геофизических методов исследований, комплексная интерпретации геолого-геофизической информации, модернизация и оптимизация существующих методик поиска, увеличение объёмов геологоразведочных работ (Коротков, 2011; Научно-методические..., 2017). Были попытки выделения методом наземной гамма-спектрометрии вторичных радиогеохимических ореолов в качестве поисковых признаков кимберлитов (Киселев и др., 2013). Опытные-методические работы, проведенные на ряде кимберлитовых полей Архангельской алмазоносной провинции показали, что известные трубки выделяются аномалиями гамма-поля (Киселев и др., 2016). Так, трубки Золотицкого кимберлитового поля выделяются ореолами повышенных концентраций тория и калия, в то время как в поле урана трубки проявлены слабо, что позволяет в качестве отличительного критерия радиогеохимических ореолов трубок использовать Th/U отношение (рис. 6.2).

В то же время, несмотря на такие показательные примеры, связанные с формированием радиогеохимических ореолов от уже известных трубок, которые также контрастно проявлены в других геофизических полях, значительное количество обнаруживаемых ложных гамма-спектрометрических аномалий и мощный чехол перекрывающих отложений крайне осложняют интерпретацию радиогеохимических данных (Киселев и др., 2016; Yakovlev, 2019).

Эти же причины осложняют использование других, более традиционных геофизических методов поисков кимберлитов (Коротков, 2011). В связи с этим в настоящее время, по мнению ряда исследователей, наиболее перспективным представляется использование нетрадиционных методов поисков скрытых рудовмещающих и рудоконтролирующих структур (Андронов и др., 2004; Бушков, 2006; Вержак и др., 2008; Васильев, 2010; Коротков, 2011). Выделение и исследование подобных структур традиционными геофизическими методами зачастую не приносит

положительного результата в связи с закрытостью территории и слабой проявленностью рудоконтролирующих разломов в физических полях (Игнатов и др., 2008).

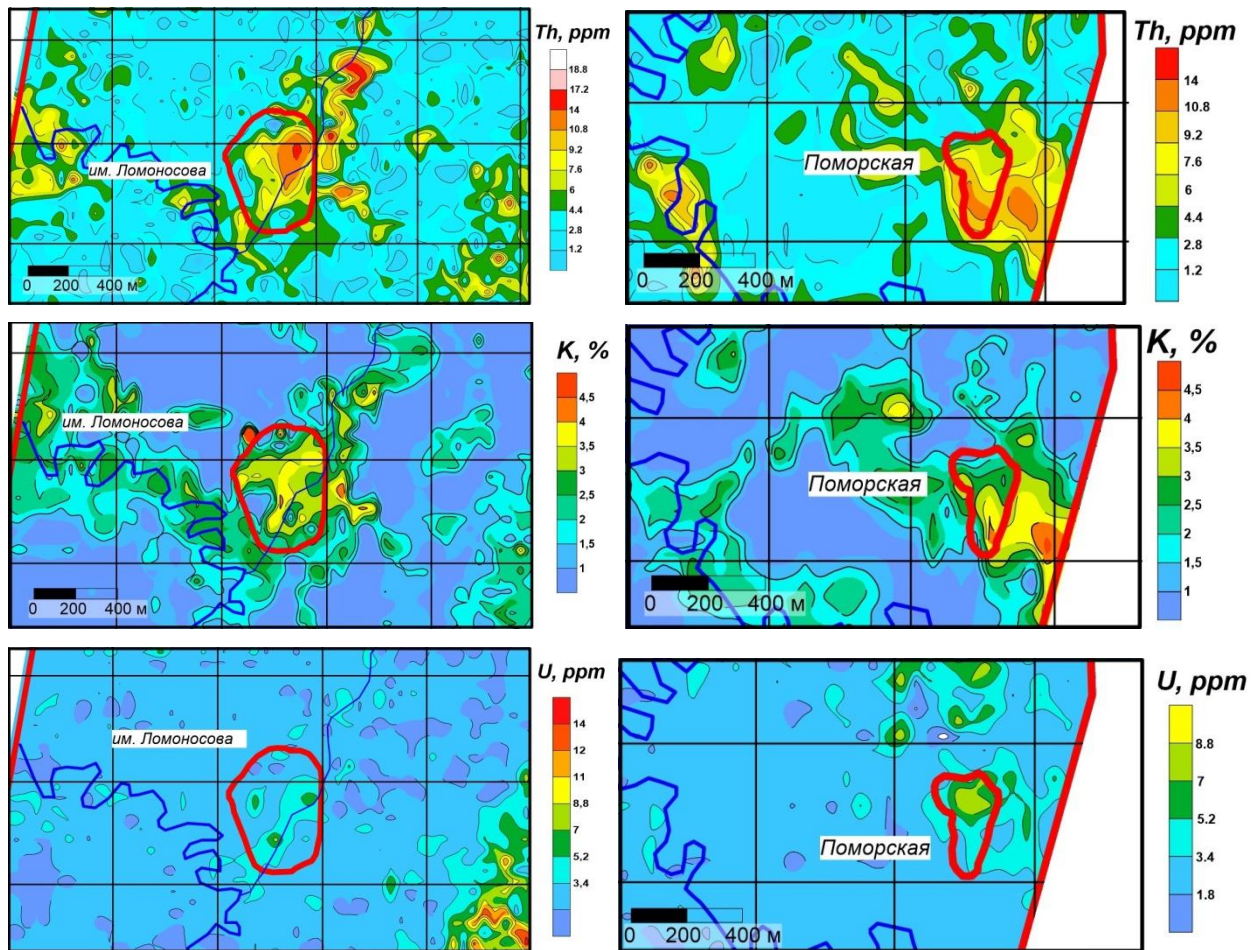


Рисунок 6.2 – Th-K-U радиогеохимические ореолы трубок Золотицкого кимберлитового поля (по Киселев и др., 2016)

Важнейшее значение при этом приобретает выделение признаков разломной тектоники и околорудных изменений горных пород, а также связанных с ними изотопно-геохимических и вещественных изменений непосредственно в разрезах поисковых скважин. (Игнатов и др., 2011). Во вмещающих кимберлиты породах венда Золотицкого поля установлены локальные тектонические элементы, вещественные изменения пород, геохимические аномалии, специфические минеральные ассоциации, вариации стабильных и радиоактивных изотопов, указывающие на околорудное пространство и маркирующие рудоконтролирующие структуры (Игнатов и др., 2009; Игнатов, 2010; Вержак и др., 2008; Зарипов, 2014). Поиск таких признаков кимберлитового магматизма в разрезах поисковых скважин со структурными построениями позволяет выделять перспективные участки на обнаружение кимберлитов (Игнатов и др., 2012; Новиков и др., 2009; Васильев, 2010). Учитывая негативное влияние геологических факторов на эффективность поисков кимберлитов, перспективным направлением в развитии поисковых методов на территории

Архангельской алмазоносной провинции выступает выделение кимберлитоконтролирующих структур и выявление вещественных, тектонических и изотопно-геохимических признаков околотрубочного пространства в разрезах поисковых скважин. В связи с этим, задачей данного исследования выступала необходимость ответа на вопрос, каким образом воздействие кимберлитов на вмещающие породы отражается на изменении активности и соотношения радиоактивных изотопов и как следствие формирование радиогеохимических признаков в экзоконтактах кимберлитовых трубок. Выполненные ранее исследования на территории Архангельской алмазоносной провинции показали существование предпосылок изучения радиогеохимических признаков рудоконтролирующих структур, которые могут выделяться по изотопам уранового ряда (Утузикова, Киселев, 2011; Киселев и др., 2013).

6.2. Изотопы урана ^{234}U и ^{238}U в породах кимберлитового поля

Для всех типов горных пород возрастом более 1 млн лет изотопное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ равно 1, поэтому изменение этой величины, связанное с концентрированием или выщелачиванием дочернего изотопа ^{234}U , является индикатором геохимической активности геологической среды (Чалов и др., 1990; Киселев, 1999; Тихонов, 2009). Формирование ореолов неравновесного урана во вмещающих породах и рудах было обнаружено для ряда полиметаллических и ртутно-сурьмяных месторождений Средней Азии (Киселев, 1999). В пределах кимберлитовых полей Якутской алмазоносной провинции также было установлено, что во вмещающих кимберлиты породах наблюдаются избытки ^{234}U , приуроченные к разломам и трещиноватым зонам, связанные с осаждением урана из подземных вод (Зверев и др., 1979; Киселев, 2005).

В рамках данной работы был изучен изотопный состав урана в кернах в основном поисковых скважин, пробуренных в разные годы в пределах Золотицкого кимберлитового поля для заверки геофизических аномалий. Всего были изучены керны 10 скважин, местоположение которых приведено на рис. 6.3. Также изучены пробы из карьеров трубок Карпинского-1 и Архангельская, входящих в состав месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова (рис. 6.3). Подробное описание геологического строения территории в целом и Золотицкого поля в частности представлено в главах 2 и 4, здесь они кратко показаны в виде схемы и разреза на рис. 6.3, которых в рамках решаемой в данной главе задачи может быть достаточным для формирования общих представлений о геологическом строении района работ.

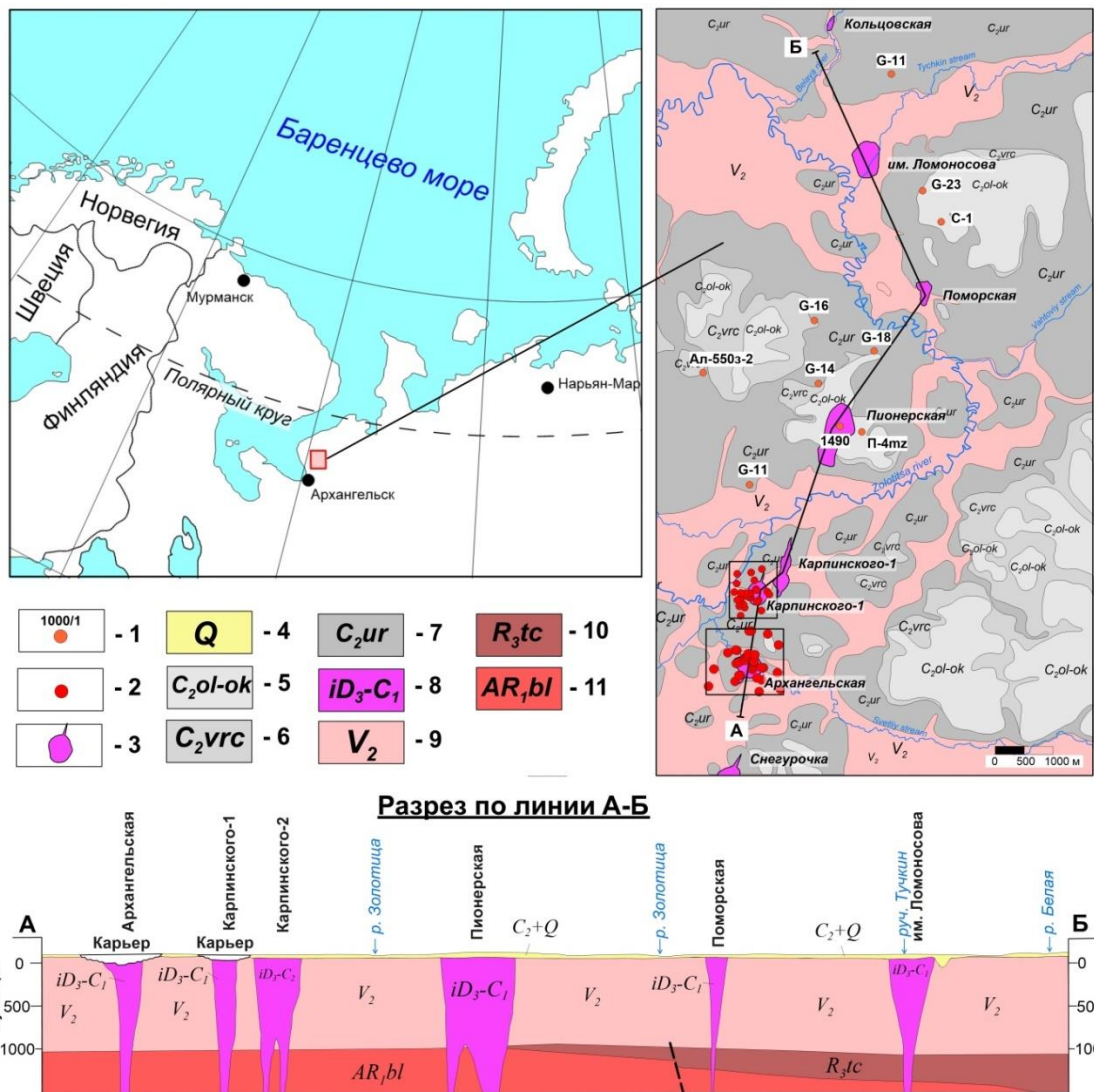


Рисунок 6.3 – Схема геологического строения Золотицкого кимберлитового поля (по материалам ПАО «Севералмаз») и точки опробования на изотопный состав урана. 1 – точки отбора проб из скважин; 2 – точки отбора проб из карьеров; 3 – контуры кимберлитовых трубок; 4 – 7 – комплекс перекрывающих пород четвертичного и среднекаменноугольного возраста (на разрезе объединенный комплекс перекрывающих пород C_2+Q): 4 – четвертичные отложения Q (пески, суглинки, галечники, супеси); 5 – 7 – среднекаменноугольные терригенно-карбонатные образования олмуго-окуневской C_{2ol+ok} , воереченской C_{2vr} и урзугской C_{2ur} свитами (песчаники, известняки и доломиты); 8 – кимберлитовые трубки с возрастом поздний девон-ранний карбон iD_3-C_1 (кратерная часть – осадочно-вулканогенные породы (туфопесчаники, туфы, туффиты), жерловая часть (ксенотуфобрекчии и автолитовые брекчии)); 9 – песчано-глинистые отложения венда V_2 , представленные сверху-вниз породами падунской V_{2pd} , мезенской V_{2mz} и усть-пинезской свит V_{2up} (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 10 – тучкинская свита рифея R_{3tc} (аргиллиты, алевролиты, мергели, аркозы); 11 – беломорская серия архея AR_{1bl} (гнейсы, гранито-гнейсы, граниты и амфиболиты)

Получены данные изотопного состава урана по разрезу разновозрастных отложений Золотицкого поля, представленные кимберлитами верхнего девона-среднего карбона, вмещающими кимберлиты песчано-глинистыми отложениями венда, перекрывающими среднекаменноугольными и четвертичными породами (рис. 6.4). В общей сложности проанализировано 140 проб. Результаты измерений в виде диапазона значений (минимальное и максимальное) и средних величин для каждого типа пород представлены в таблице 6.1. В расширенном виде данные по каждой пробе, включая аналитические погрешности, приведены в таблице Л1 Приложения Л.

Как видно из таблицы 6.1, для четвертичных водно-ледниковых отложений, представленных преимущественно песками, характерна наиболее высокая средняя концентрация урана, которая составляет ~ 7 мкг/кг. Наиболее высокая концентрация урана приурочена к четвертичным пескам с примесью темных кремней, обогащенных ураном. В них концентрация урана достигает 46 мг/кг, что значительно выше кларковых значений, характерных для верхней континентальной коры (Rudnick, Gao, 2003). Вероятно, источником ураноносных кремней в четвертичных образованиях выступали окремненные прослои нижележащих средне-верхнекаменноугольных карбонатных отложений, эродированных ледником. Изотопное отношение урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в четвертичных отложениях в среднем составляет 0.95. Отложения каменноугольного возраста, сложенные песками, песчаниками и доломитами характеризуются концентрацией урана варьирующей в диапазоне от 0.4 до 5.9 мг/кг, при среднем значении 1.3 мг/кг. Средняя величина изотопного отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в этих породах составляет 0.92.

Для вендских пород, отобранных из поисковых скважин, удаленных от кимберлитовых трубок, концентрация урана изменяется в пределах 0.3 – 10.7 мг/кг, среднее значение составляет 2.1 мг/кг, что близко к величинам, характерным для верхней континентальной коры (Rudnick, Gao, 2003). Изотопное отношение урана в этих породах изменяется в пределах 0.46 – 1.20 и в среднем близко к равновесному.

Минимальным содержанием урана среди изученных пород характеризуются кимберлиты жерловой фации трубок, представленных автолитовой брекчией. Так концентрация урана в автолитовой брекчии трубок Архангельская, Карпинского-1 и Пионерская варьирует в диапазоне от 0.3 до 1.0 мг/кг, при среднем значении 0.7 мг/кг, что в целом характерно для кимберлитов. Изотопное отношение урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ для кимберлитов жерловой фации, варьирует в пределах 0.80-1.14, при среднем равновесном значении.

Песчаники и алевролиты вендского возраста, отобранные из приконтактных зон трубок Архангельская, Карпинского-1 и Пионерская, значительно отличаются по

изотопному составу урана от вендских отложений из поисковых скважин, отобранных на территории Золотицкого поля. Величина $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в них существенно выше, чем во вмещающих породах не связанных с трубками. Повышенные значения изотопного отношения урана также характерны для туфогенно-осадочных пород, слагающих периферийные части кратерных фаций. Для пород околотрубочного пространства величина $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в среднем составляет 1.24, при средней концентрации урана 1.52 мг/кг. При этом опробование в карьерах трубок Архангельская и Карпинского-1 демонстрирует наиболее контрастные аномалии повышенных отношений изотопов урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, характерные для пород приконтактной зоны (Yakovlev, 2019).

Таблица 6.1 – Изотопный состав урана в разновозрастных отложениях Золотицкого кимберлитового поля

Тип пород	Количество проб	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	U, мг/кг
Q – пески, суглинки, супеси, галечники	10	<u>0.54-1.13</u> 0.95	<u>0.63-46.13</u> 7.03
C ₂ – пески, песчаники, доломиты	31	<u>0.37-1.34</u> 0.92	<u>0.41-5.94</u> 1.32
*V ₂ - песчаники, алевролиты, аргиллиты	54	<u>0.46-1.20</u> 0.94	<u>0.32-10.73</u> 2.23
D ₃ -C ₁ – автолитовая брекчия (жерловая фация)	13	<u>0.80-1.14</u> 1.00	<u>0.33-1.07</u> 0.67
D ₃ -C ₁ , V ₂ – туфопесчаники, туффиты, туфы, песчаники, алевролиты (околотрубочное пространство)	32	<u>0.85-3.57</u> 1.24	<u>0.40-5.93</u> 1.52

Примечание: *вмещающие породы, отобранные из кернов поисковых скважин. В числителе указан диапазон значений, в знаменателе – среднее. Околотрубочное пространство – отложения верхнего венда и периферийные части кратерных фаций трубок.

Формирование высоких значений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в породах приконтактной зоны, вероятно, обусловлено геологическим строением околотрубочного пространства, поскольку хорошо согласуется с данными по тектоническим и вещественным изменениям, установленных рядом авторов (Новиков и др., 2009; Васильев, 2010; Игнатов и др., 2015, Зарипов, 2017). Развитие зон трещиноватости, ограничивающих трубки, по всей видимости, приводит к проникновению инфильтрационных вод в водоносные горизонты вендских отложений и изменению гидрохимического режима подземных вод, в результате которого происходит осаждение урана с избытками подвижного изотопа ^{234}U (Kiselev et al., 2017). Подобные процессы накопления радиоактивных элементов могут наблюдаться и в пределах кимберлитоконтролирующих разломов, поскольку нарушение сплошности

залегания отложений также может создавать условия проникновения инфильтрационных вод и смешения их с минерализованными подземными водами, которое приводит к образованию геохимических барьеров. Установление радиогеохимических особенностей кимберлитоконтролирующих разломов требует отдельного внимания, поскольку к настоящему времени таких данных нет, как и нет данных об общей геохимической специализации разломов (Кутинов, Чистова, 2004). В то же время узлы и зоны тектонических нарушений сопровождаются подъемом вод венда, снижение минерализации которых происходит в зоне контакта с пресными водами карбона, что может приводить, в том числе, к формированию радиогеохимических аномалий (Кутинов, Чистова, 2004).

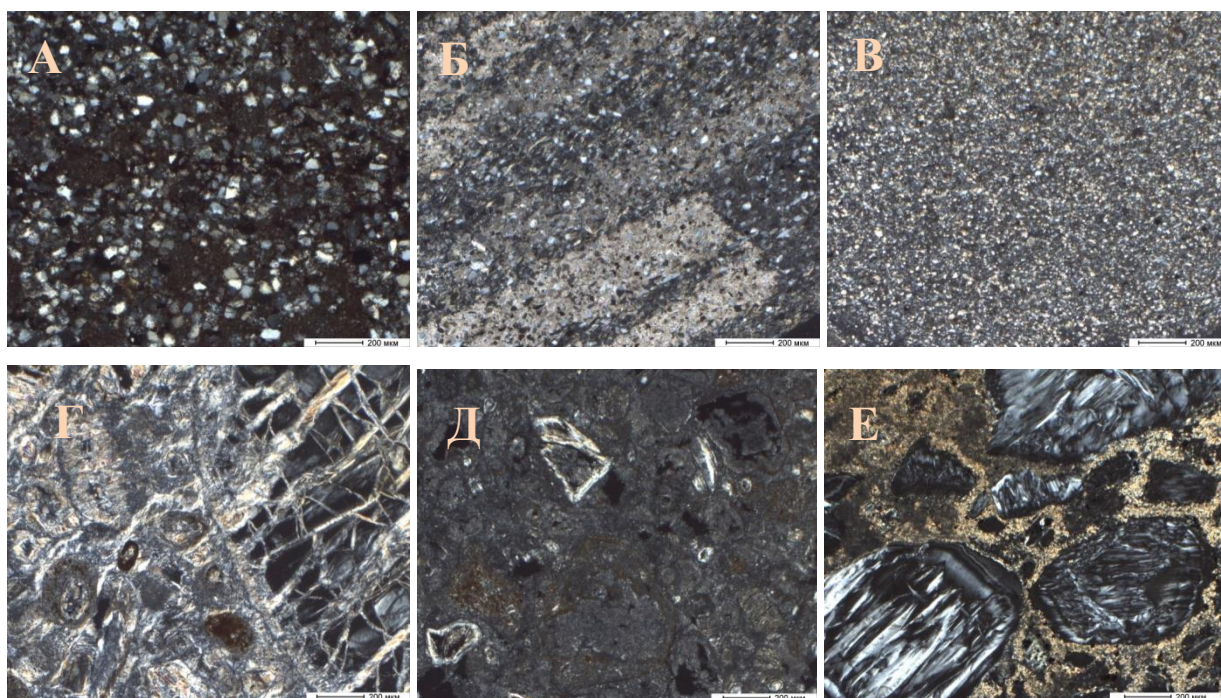


Рисунок 6.4 – Фотографии шлифов некоторых изученных пород Золотицкого поля: А - песчаник с гидроокислами железа в цементе, Б - алевропесчаник с карбонатным цементом, В – алевролит, Г - серпентинизированный кимберлит, Д – кимберлит, Е - туф кимберлита (микроскоп Axioscope 5, Carl Zeiss, аналитик Алешин А.П.)

Эмпирически установленные в ходе лабораторных исследований данные об избытках в породах дочернего ^{234}U , позволяют предположить, что неравновесный уран может быть связан с проявлениями кимберлитового магматизма. Несомненно, для формирования неравновесного урана в породах осадочного чехла должны иметь место специфические геохимические условия, благоприятные для накопления в породах урана с избытком ^{234}U . Такие специфические условия существуют в околотрубочном пространстве кимберлитов Золотицкого поля. В кернах поисковых скважин, где

отсутствуют какие-либо признаки влияния кимберлитового магматизма, фракционирование изотопов урана проявлено в значительно меньшей степени и, вероятно, определяется гидрогенным перераспределением урана в верхнем разрезе осадочной толщи.

Возможность осаждения из подземных вод урана с избытками подвижного изотопа ^{234}U в зонах трещиноватости околотрубного пространства подтверждено экспериментальными исследованиями по определению форм нахождения изотопов, выполненных методом селективного растворения с целью определения фаз-носителей урана, оценки его мобильности и степени фракционирования его изотопов в сорбированном и прочносвязанном виде. В результате последовательного выщелачивания вмещающих вендских пород по методике Yanase (1991) выделены различные урансодержащие минеральные фазы. Установлено, что основная концентрация урана связана с осаждением из подземных вод в форме ферригидрита, аморфных минералов железа и в составе карбонатных минералов, в которых уран находится в резко неравновесном состоянии (рис. 6.5). При этом минералого-геохимические исследования методом цифровой радиографии также показали, что уран во вмещающих породах не образует собственных минеральных фаз и находится в изученных породах преимущественно в рассеянном состоянии (Тарасов, 2021).

Таким образом, накопление урана с избытками ^{234}U в околотрубном пространстве кимберлитов, по всей видимости, связано с осаждением из подземных вод в результате преимущественной сорбции уранил иона (UO_2^+) оксидами железа на отрицательно заряженных поверхностях глинистых минералов (в том числе сапонита), которыми обогащены экзоконтакты кимберлитов. Сравнение содержаний урана и тория, измеренных методом рентгенофлуоресцентного анализ, показало (Тарасов, 2021), что, несмотря на невысокую чувствительность данного метода в области низких концентраций, условно можно выделить две группы урана: первая группа – терригенный уран, генетически связанный с породами, где Th/U отношение составляет ~ 4.3 (Смыслов и др., 1974), и вторая группа, где у Th и U наблюдается обратная зависимость, что говорит о том, что этот уран, вероятно, является наложенным при гипергенных процессах, формирование которого связано с осаждением из подземных вод.

Таким образом, концентрирование урана из подземных вод в породах околотрубного пространства в свою очередь обуславливают дальнейшее накопление продуктов распада, что с учетом развития тектонических элементов (трещиноватости) может привести к формированию повышенных активностей радона, который можно зафиксировать с поверхности.

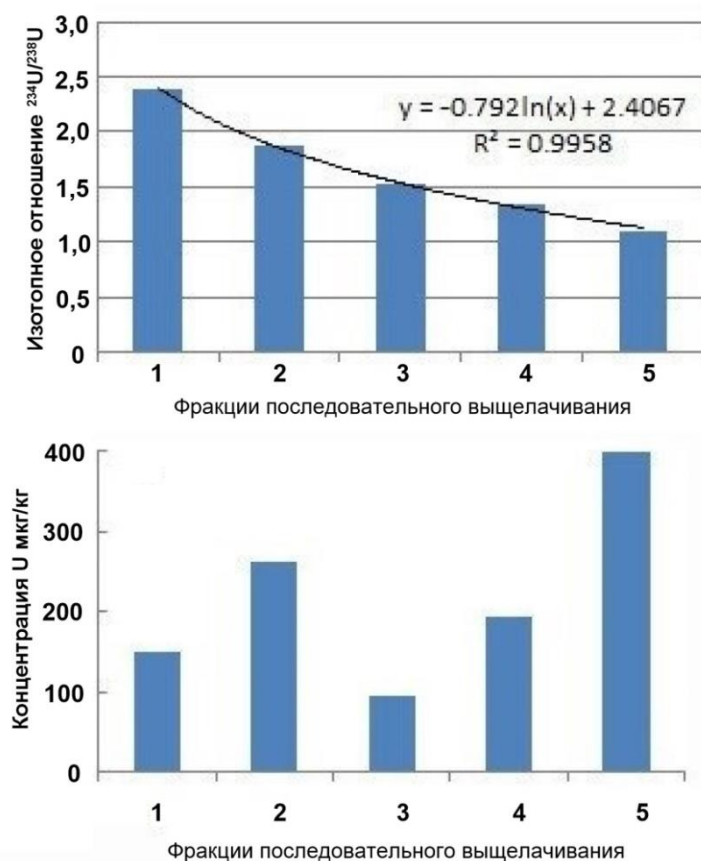


Рисунок 6.5 – Результаты сравнительного выщелачивания песчано-глинистых пород венда

Золотицкого кимберлитового поля (Malov et al., 2021): 1 – раствор Моргана (адсорбированные формы и карбонатные минералы); 2 – раствор Тамма (ферригидрита и аморфные минералы Fe); 3 – раствор CDB (кристаллические минералы железа); 4 – 6M HCl (глинистые и некоторые тугоплавкие минералы); 5 – $\text{HClO}_4 + \text{HF}$ (все остальные стойкие минералы)

В свою очередь, это определяет важность исследования радиогеохимических параметров тектонически ослабленных зон, контролирующих размещение кимберлитов, как с точки зрения поискового значения, так и с точки зрения оценки формирования радиационной обстановки, в первую очередь, за счет радоноопасности. В связи с этим ниже рассмотрим результаты исследований объемной активности радона в пределах кимберлитовых полей Архангельской алмазодносной провинции.

6.3. Распределение объемной активности радона ^{222}Rn в пределах кимберлитовых полей

Радон, являясь газообразным продуктом распада в цепочке урана-238, ввиду своих физических и химических свойств выступает оптимальным индикатором для изучения

многих процессов, происходящих в окружающей среде, в том числе и в геологической (Baskaran, 2016). Связано это с тем, что радон в свободном состоянии за счет эманирования горных пород проявляет способность легко мигрировать в геологической среде в газовой фазе или растворенным в поровых водах, формируя радоновое поле с проявлением эманационных аномалий в приповерхностных горизонтах горных пород, грунтов и почв. Анализ эманационного поля имеет важнейшее значение при геохимических, геофизических и геодинамических исследованиях (Бобров, 2008; Микляев, 2015; Baskaran, 2016), а также при поисках месторождений полезных ископаемых, в том числе нерадиоактивных, таких как кимберлиты (Kiselev et al., 2017). Эманационная съемка традиционно считается методом, позволяющим выявлять разломы, скрытые под наносами, но проникаемые в настоящее время для подземных газов (Семинский, Бобров, 2009). Ввиду достаточно большого времени распада радона, эманационный метод наиболее эффективен при картировании внутренней структуры разломов, определении ширины зон трещиноватости, оценки степени геодинамической активности разломов (Бобров, 2008). Возможность использования эманационной съемки для выделения кимберлитовых тел потенциально обусловлена двумя факторами. Во-первых, кимберлитовые тела контролируются разломами (Милашев, 1984; Кутинов, Чистова, 2004). Во-вторых, в околотрубочном пространстве кимберлитовых тел обычно расположены трещиноватые зоны. Эта трещиноватость образовалась в результате значительного механического воздействия внедряющихся газов и расплавов на вмещающие породы в процессе образования диатрем (Никитин, 1980; Милашев, 1984; Хазанович-Вульф, 2007) (рис. 6.6). Результатом этого является система радиальных и концентрических трещин в околотрубочном пространстве трубок с дроблением и смещением по вертикали блоков вмещающих пород. Наибольшую площадь тектонических нарушений имеют неэродированные или слабоэродированные трубки, а по мере увеличения глубины эрозионного среза трещиноватость вокруг них уменьшается (Хазанович-Вульф, 2007). Развитие разломных зон и повышенной трещиноватости создает условия переноса радона в массиве вмещающих пород. Подобные тектонические признаки в виде разломных нарушений и трещиноватости отчетливо фиксируются на трубках Золотицкого кимберлитового поля Архангельской алмазоносной провинции, как в карьерах, так и кернах разведочных скважин (Игнатов и др., 2012).

В ходе проведенных в рамках данной работы исследований в пределах трубок Золотицкого, Чидвинско-Ижмозерского и Мегорского кимберлитовых полей Архангельской алмазоносной провинции было установлено, что в почвенном воздухе над трубками часто наблюдается аномальная объемная активность радона, превышающая в

несколько раз фоновые значения.

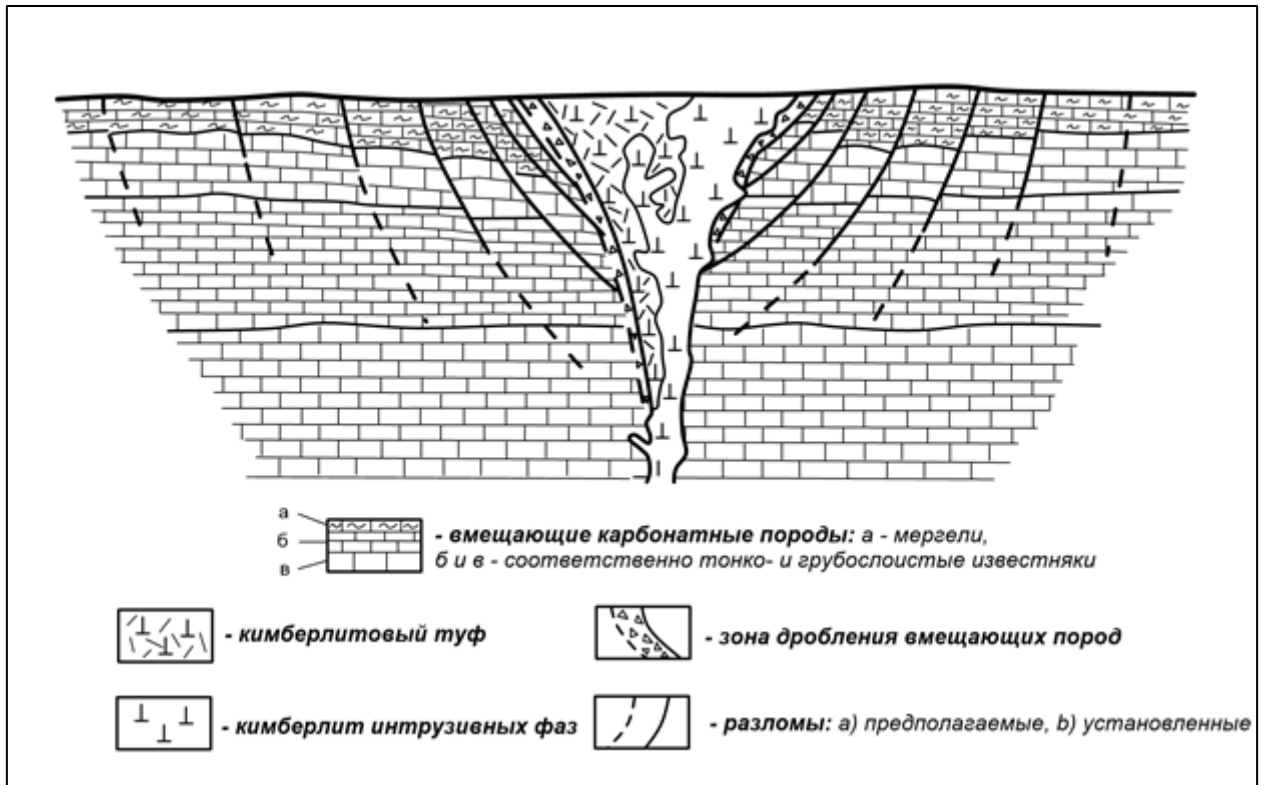


Рисунок 6.6 – Принципиальная схема околотрубочной структуры по Б.М. Никитину (1980)

Так, для Золотицкого поля фоновая активность радона варьирует в диапазоне 91 – 664 Бк/м³, увеличиваясь над трубками в среднем от 2508 до 11519 Бк/м³ (Яковлев, 2016). Над трубкой Верхнетовская Мегорского поля значения объемной активности радона превышают 6000 Бк/м³ при фоновых активностях до 500 Бк/м³ (рис. 6.7, табл. Л2, Приложение Л). При этом максимальная активность радона наблюдается в точках, расположенных над границей разделения кратерной и жерловой частей трубки, что, вероятно, связано с развитием повышенной трещиноватости на границах раздела туфогенно-осадочных и жерловых отложений (Danilov et al., 2023).

В ряде случаев обнаруживается тенденция формирования контрастных радоновых аномалий приуроченных к околотрубочному пространству кимберлитовых тел (Kiselev et al., 2018). Наиболее выражено это проявляется для трубки Чидвинская Чидвинско-Ижмозерского поля (Yakovlev, Puchkov, 2021), что, вероятно, связано с тем, что среди трубок Архангельской алмазоносной провинции она имеет наименьшую мощность перекрывающих отложений (рис. 6.8, табл. Л3, Приложение Л).

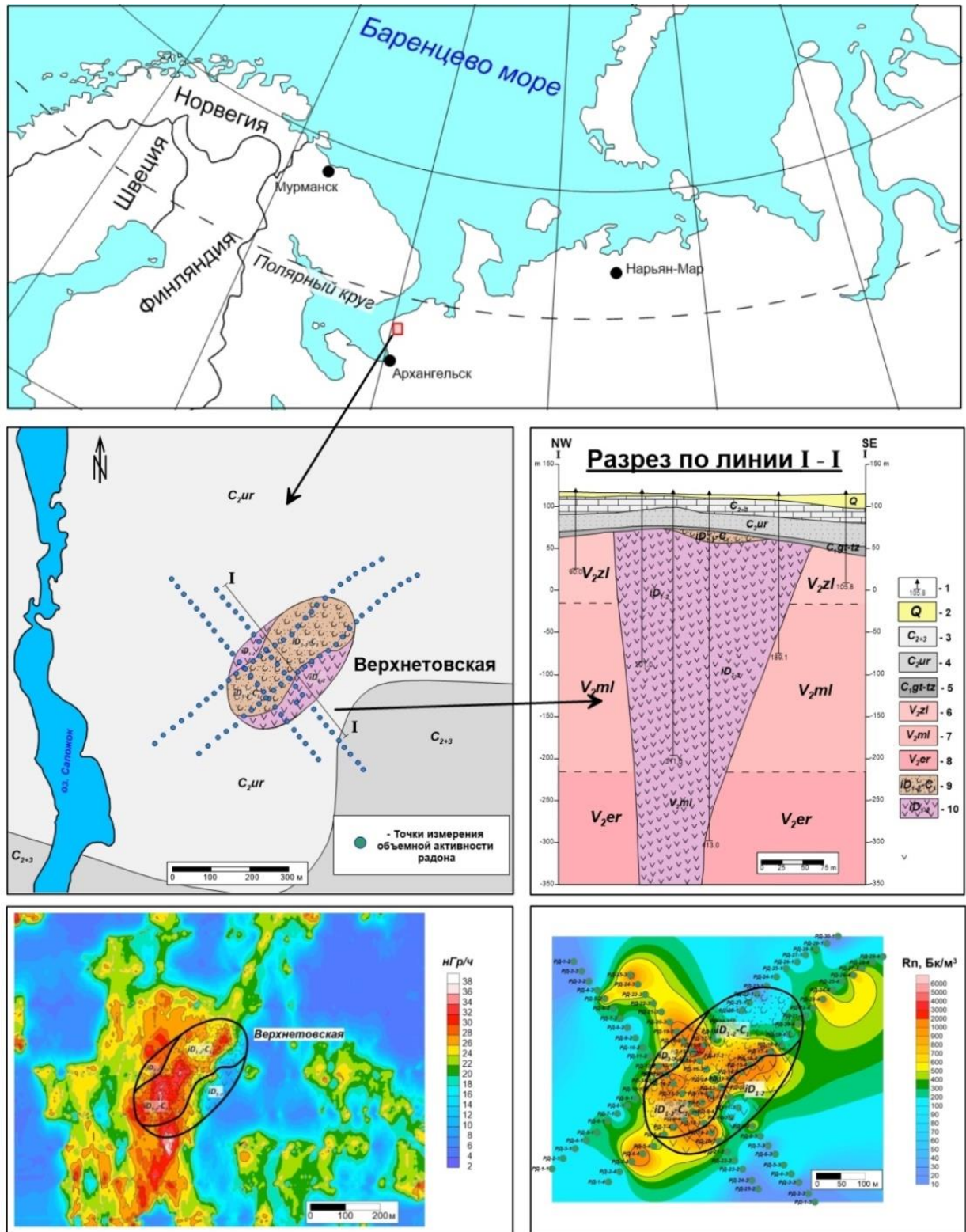


Рисунок 6.7 – Схема геологического строения трубки Верхнетовская Мегорского поля (по Попов, 1988) и распределение мощности дозы гамма-излучения и объемной активности радона

Так, объемная активность радона в почвенном воздухе над трубкой Чидвинская изменяется в пределах от 123 до 4645 Бк/м³. Видно, что проекция границы трубки с

вмещающей средой на дневную поверхность оконтуривается повышенными значениями поля радона с активностями более 400 Бк/м^3 .

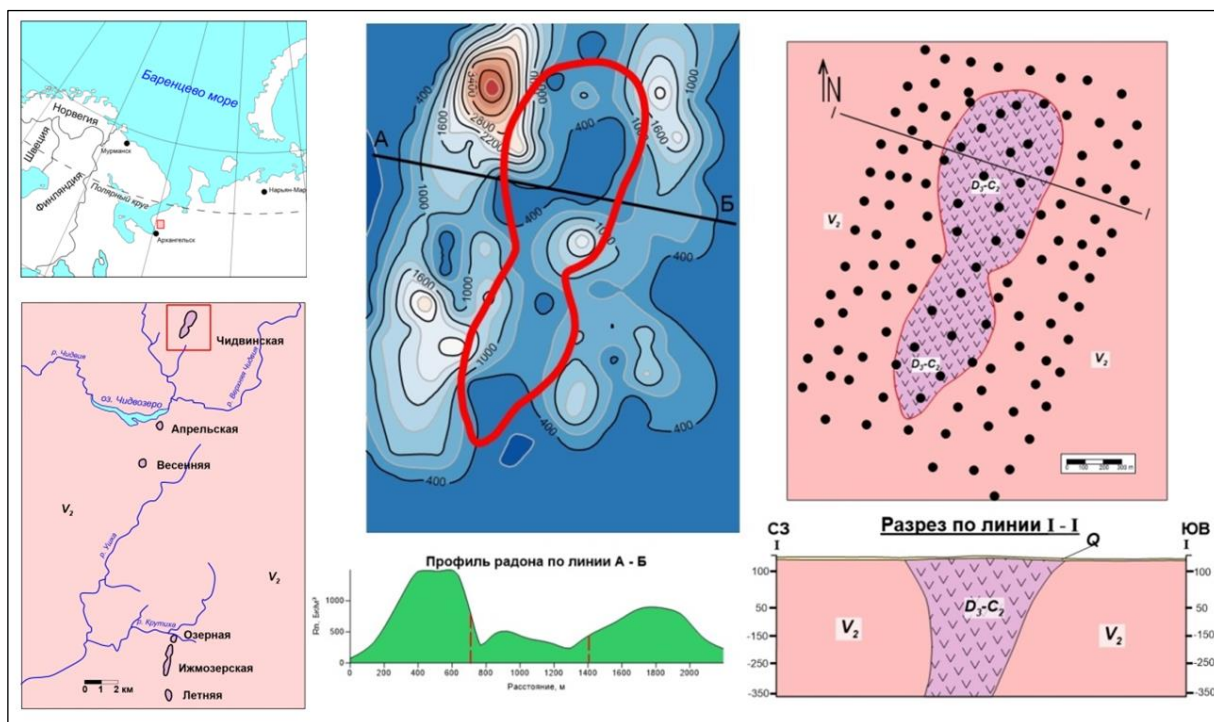


Рисунок 6.8 – Распределение объемной активности радона в районе трубки Чидвинская Чидвинско-Ижмозерского поля

Это хорошо видно на графике изменения объемной активности радона по линии А – В (запад-восток), что свидетельствует о высоком потенциале пород приконтактной зоны к продуцированию радона. Ниже рассмотрим данные экспериментальных исследований по оценке эманулирующей способности различных типов пород кимберлитового поля.

6.4. Экспериментальные исследования по определению скоростей продуцирования радона в породах кимберлитового поля

Поскольку в околотрубочном пространстве кимберлитов Золотицкого поля обнаруживаются повышенные активности $^{226}\text{Ra}(\text{U})$ (Kiselev et al., 2017), можно предположить, что именно породы экзоконтактов трубок будут продуцировать наибольшее количество радона. Для установления механизмов формирования наблюдаемой активности радона в лабораторных условиях выполнены экспериментальные работы по определению основных радиационно-физических параметров, влияющих на продуцирование радона, в основных типах пород кимберлитового поля – кимберлиты жерловой фации, туфогенно-осадочные породы

кратера, вмещающие и перекрывающие отложения на примере трубки Архангельская (табл. 6.2, табл. Л4 и рис. Л1 Приложения Л). Методика определения эманационных параметров пород представлена в главе 3. Здесь отметим, что основными полученными параметрами являлись коэффициент эманирования и уровень продуцирования радона.

Таблица 6.2 – Результаты определения радиационно-физических параметров основных типов пород кимберлитового поля (пробы из карьера трубки Архангельская)

Тип пород	Удельная активность ^{226}Ra , Бк/кг	Коэффициент эманации, %	Уровень продуцирования ^{222}Rn , Бк/(м ³ ·ч)	Пористость, %
Перекрывающие породы, C_2 и Q (n=5)	<u>15.9–30.2</u> 22.2	<u>11.1–24.9</u> 17.4	<u>38.9–59.1</u> 52.5	<u>18.47–32.65</u> 23.77
Вмещающие породы, V_2 (n=15)	<u>16.1–63.3</u> 35.5	<u>6.2–29.1</u> 13.9	<u>37.2–132.0</u> 63.9	<u>4.72–40.96</u> 21.11
Туфогенно-осадочные породы кратера, iD_3 - C_2 (n=5)	<u>11.5–48.4</u> 28.8	<u>9.8–34.1</u> 22.3	<u>34.0–140.0</u> 75.4	<u>13.21–36.74</u> 24.04
Кимберлиты жерла, iD_3 - C_2 (n=5)	<u>12.4–31.5</u> 17.6	<u>1.8–10.7</u> 7.1	<u>9.8–19.0</u> 16.2	<u>0.46–4.92</u> 2.39

Примечание: в числителе указан диапазон значений, в знаменателе – среднее, n – количество проанализированных проб. Удельная активность радия-226 с учетом герметизации образца.

Результаты экспериментальных исследований показали, что среди изученных типов пород наиболее контрастными радиационно-физическими параметрами выделяются породы околотрубного пространства, представленные вмещающими вендскими отложениями и туфогенно-осадочными породами кратера. Уровень продуцирования радона во вмещающих вендских породах варьирует в диапазоне 37.2 – 132.0 Бк/(м³·ч) при среднем значении 63.9 Бк/(м³·ч). Еще большим средним значением уровня продуцирования радона до 75.4 Бк/(м³·ч) выделяются туфогенно-осадочные породы кратерной части трубки, характеризующиеся вариацией значений данного параметра от 34.0 до 140.0 Бк/(м³·ч). Для этих пород характерны высокие значения коэффициента эманации радона, удельной активности радия и пористости, которые и определяют высокий уровень продуцирования радона. Кимберлиты жерловой фации, представленные автолитовой брекчией, закономерно продуцируют минимальное количество радона от 9.8 до 19.0 Бк/(м³·ч) при среднем значении 16.2 Бк/(м³·ч), что более чем в три раза меньше других типов пород.

Таким образом, экспериментальные данные наглядно демонстрируют, что основным источником радона, наблюдаемого в почвенном воздухе над кимберлитовыми трубками,

являются вмещающие вендские породы околотрубного пространства, а также туфогенно-осадочные породы кратера (в случае если у трубки сохранилась кратерная часть). Для проверки возможности миграции радона выполнено моделирование переноса ^{222}Rn в массиве пород кимберлитового поля, результаты которого приведены ниже.

6.5. Моделирование переноса радона в массиве пород кимберлитового поля

Для количественной оценки объемной активности радона, которая может быть зафиксирована в почвенном воздухе при проведении эманационных исследований в районах развития кимберлитового магматизма, было выполнено теоретическое моделирование переноса радона в массиве пород. В качестве модели переноса радона была выбрана диффузионная, описываемая законами Фика, которая имеет хорошие результаты сходимости с экспериментальными данными и часто используется для описания процесса переноса радона (Minkin, 2003; Маренный и др. 2016; Лившиц и др., 2017; Микляев, Петрова, 2019).

Моделирование проводилось на примере трубки Чидвинская Чидвинско-Ижмозерского поля, которая среди известных трубок Архангельской алмазоносной провинции характеризуется наименьшей мощностью перекрывающих отложений (Kiselev et al., 2017), что дало возможность использовать однослойный однородный профиль для расчета переноса радона. В этом случае уравнение, описывающее распределение объемной активности радона, имеет следующий вид (Маренный, 2016):

$$C(x) = C_{Ra} \cdot K_{эм} \cdot \rho \cdot \left(1 - e^{-\sqrt{\frac{\lambda}{D}}x}\right) \quad (6.5.1)$$

где:

$C(x)$ – функция распределения объемной активности свободного радона по вертикальному профилю в массиве породы, Бк/м³;

C_{Ra} – удельная активность ^{226}Ra в породе, Бк/кг;

$K_{эм}$ – коэффициент эманирования радона в грунте, отн. ед.;

ρ – плотность грунта, кг/м³;

λ – постоянная распада радона, 1/с;

D – объемный коэффициент диффузии радона в породе, м²/с.

Расчет переноса радона проведен для трех профилей, характеризующих непосредственно трубчатое тело, вмещающие породы околотрубного пространства и удаленные от трубки (рис. 6.9).

Результаты показали, что при заданных радиационно-физических параметрах, экспериментально установленных для пород, средняя концентрация радона в почвенном воздухе над околотрубочным пространством составит более 9000 Бк/м³ (рис. 6.9). На удалении от трубки концентрация радона значительно снижается до 2000 Бк/м³. Результаты моделирования переноса радона в целом подтверждают данные полевых измерений и отражают реально наблюдаемое распределение объемной активности радона на трубке Чидвинская (рис. 6.8).

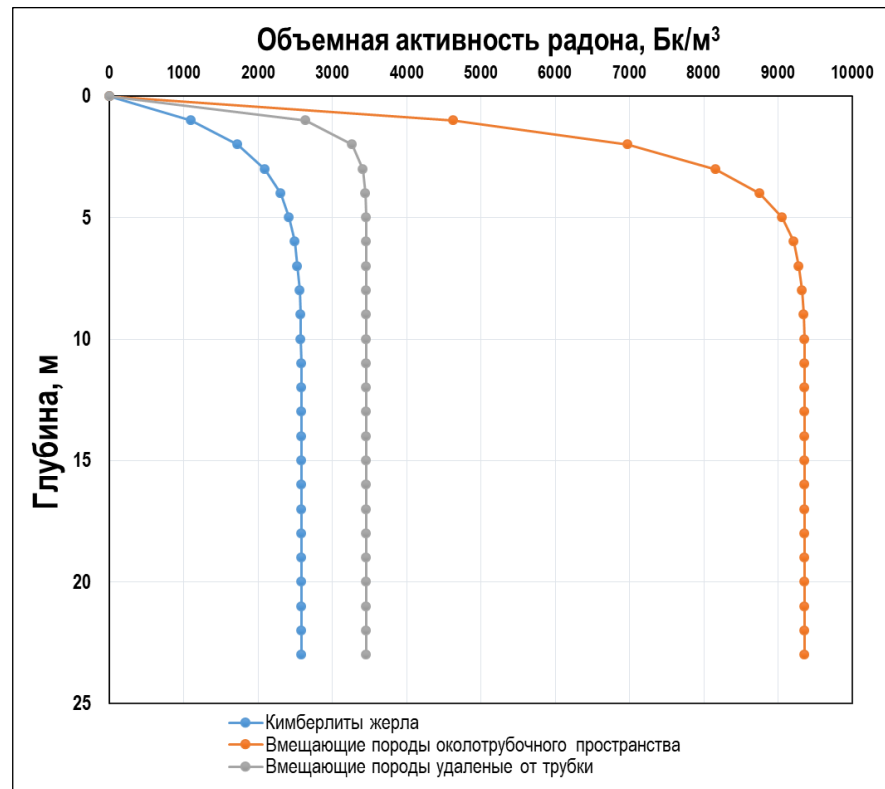


Рисунок 6.9 – Диффузионная модель распределения концентрации радона в массиве пород трубки Чидвинская

Следует отметить, что расчеты переноса радона проводились с использованием средних значений радиационно-физических параметров пород (Yakovlev, Puchkov, 2021). При максимальных значениях, установленных экспериментально (максимальная активность радия, уровень продуцирования радона), активность радона в почвенном воздухе может достигать 50-100 кБк/м³. Такие значения могут представлять опасность воздействия радона в плане повышения радиационных рисков для человека, связанных с возможностью накопления радона в жилых и производственных помещениях с превышением норм радиационной безопасности. Более того, случаи превышения нормируемого НРБ-99/2009 значения объемной активности радона (200 Бк/м³) в жилых помещениях отмечены для северной части Архангельской области, в частности для

населенных пунктов Архангельской агломерации (поселок Рисасиха) (Пучков, Киселев, 2011). В свою очередь, это актуализирует необходимость установления факторов формирования поля радона, связанных с особенностями геологического строения региона для последующего прогноза радиационной обстановки. В связи с этим, изложенный в данной работе подход к оценке уровней продуцирования радона различными типами отложений и переноса радона в массиве пород кимберлитового поля можно использовать для оценки степени радоноопасности территорий и прогнозирования активности радона в подземных водах районов развития кимберлитового магматизма в Архангельской области. С учетом того, что радон является основным дозообразующим радионуклидом, формирующим более 50 % годовой дозы облучения населения, оценка формирования радонового потенциала территорий с использованием современных подходов является крайне актуальной.

Таким образом, **выявленные закономерности распределения радионуклидов уранового ряда (изотопы урана ^{234}U - ^{238}U , ^{226}Ra , ^{222}Rn) в осадочном чехле областей развития кимберлитового магматизма в Архангельской области определяют необходимость дополнительной радиогеоэкологической оценки структур контролирующих трубки с точки зрения оценки радиационных рисков, связанных с радоном. Кроме этого, выявленные закономерности распределения радионуклидов уранового ряда могут рассматриваться в качестве дополнительных радиогеохимических признаков кимберлитоконтролирующих структур в Архангельской области (третье защищаемое положение).**

Выводы к главе VI

В ходе исследований изотопного состава урана в разновозрастных отложениях Золотицкого кимберлитового поля Архангельской алмазоносной провинции была установлена связь повышенных отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ с проявлениями кимберлитового магматизма. Так, в породах околотрубного пространства кимберлитовых тел, представленных вмещающими песчано-глинистыми отложениями венда и туфогенно-осадочными породами периферийных частей кратерных фаций трубок, обнаруживается значительное повышение отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (среднее составляет 1.24) в сравнении с фоновыми значениями ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 1$), полученными по данным изучения кернов поисковых скважин.

Полученные данные свидетельствуют об активном проявлении гидрогеохимических процессов в приконтактной зоне кимберлитовых трубок, связанных с осаждением

неравновесного урана из подземных вод в зонах развития трещиноватости. Экспериментальные данные по определению форм нахождения урана в породах приконтактной зоны кимберлитов подтвердили этот вывод. Подтверждением этого также являются данные минералого-геохимических исследований. Результаты исследований позволяют говорить о том, что аномалии неравновесного урана в изученных породах могут выступать в качестве дополнительного геохимического признака, маркирующего околотрубочное пространство кимберлитов Золотицкого поля.

В то же время концентрирование урана из подземных вод в породах околотрубочного пространства может обуславливать накопление продуктов распада, что с учетом развития трещиноватости главным образом выражается в формировании повышенных активностей радона. Соответственно, это обстоятельство определяет важность исследования радиогеохимических параметров тектонически ослабленных зон, контролирующих размещение кимберлитов не только с точки зрения поискового значения, но и с точки зрения оценки формирования радиационной обстановки, в первую очередь, за счет радоноопасности.

Данные полевых исследований, проведенных на территории кимберлитовых полей Архангельской алмазоносной провинции, показали, что в почвенном воздухе над трубками наблюдается аномальная объемная активность радона в десятки раз превышающая фоновые значения (до 11519 Бк/м^3). Формирование контрастных аномалий активности радона связано с развитием повышенной трещиноватости, в наибольшей степени проявленной на границах раздела туфогенно-осадочных и жерловых отложений. В ряде случаев обнаруживается тенденция формирования контрастных радоновых аномалий, приуроченных непосредственно к околотрубочному пространству трубок, что наиболее характерно для трубки Чидвинская, имеющей наименьшую мощность перекрывающих отложений среди трубок Архангельской алмазоносной провинции.

Экспериментально установлено, что основным источником радона, наблюдаемого над трубками, являются вмещающие вендские отложения и туфогенно-осадочные породы кратерных фаций трубок. Эти породы характеризуются повышенной удельной активностью ^{226}Ra , высокими значениями коэффициента эманации радона и пористости. Уровень продуцирования радона во вмещающих вендских породах достигает $132.0 \text{ Бк/(м}^3 \cdot \text{ч)}$, а в туфогенно-осадочных породах кратера – $140 \text{ Бк/(м}^3 \cdot \text{ч)}$. Кимберлиты жерловой фации, представленные автолитовой брекчией, продуцируют минимальное количество радона до $19.0 \text{ Бк/(м}^3 \cdot \text{ч)}$.

Оценка миграции радона к поверхности выполнена на основе моделирования диффузионного переноса ^{222}Rn в массиве пород кимберлитового поля на примере трубки

Чидвинская. Установлено, что при экспериментально установленных радиационно-физических параметрах пород средняя концентрация радона в почвенном воздухе над околотрубочным пространством составит более 9000 Бк/м³. При этом на удалении от трубки концентрация радона значительно снижается до 2000 Бк/м³. Показано, что результаты моделирования переноса ²²²Rn хорошо согласуются с данными полевых измерений трубки Чидвинская, отражая реально наблюдаемое распределение объемной активности радона. Полученные данные позволяют прогнозировать объемную активность радона в зависимости от литологии и радиационно-физических параметров пород.

Предложенный в данной работе подход к оценке уровней продуцирования радона различными типами отложений и переноса радона в массиве пород кимберлитового поля имеет важнейшее радиогеоэкологическое значение в плане оценки радиационных рисков для человека. Полученные данные можно использовать для оценки степени радоноопасности территорий и прогнозирования активности радона в подземных водах районов развития кимберлитового магматизма в Архангельской области. Оценка связанных с радоном радиационных рисков, обусловленных геологическими факторами, особенно актуальна для населенных пунктов Архангельской области, где отмечаются превышения нормируемого НРБ-99/2009 значения объемной активности радона в воздухе жилых помещений.

Исходя из полученных данных, наибольшее радиогеоэкологическое значение имеет оценка радоноопасности, как основного фактора радиационного воздействия на человека за счет природных источников. При этом нельзя не отметить возможность использования полученных данных для решения прикладных задач, связанных с поиском кимберлитовых трубок. В условиях низкой эффективности традиционных геофизических и минералогических методов для поисков трубок в Архангельской алмазоносной провинции, выделение дополнительных признаков кимберлитового магматизма (в нашем случае радиогеохимических признаков) является своевременным и актуальным.

ГЛАВА VII

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ПОВЫШЕНИЕ РАДИОГЕННЫХ НАГРУЗОК НА ЭКОСИСТЕМЫ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

7.1. Горнотехническая деятельность как фактор трансформации естественного радиационного фона (на примере добычи алмазов)

Эксплуатация месторождений полезных ископаемых в осадочных бассейнах характеризуется интенсивным развитием техногенных факторов изменения геоэкологических условий окружающей среды (Янин, 1993; Prasad et al., 2014; Труфанов, 2017; Malov, 2018). Один из таких факторов связан с формированием радиогенных нагрузок на биоту и человека. Для некоторых отраслей горнотехнической деятельности проблема формирования повышенной радиоактивности является очевидной и известной, например, добыча радиоактивных руд и углеводородов, в которых применяются соответствующие меры снижения радиационного воздействия на персонал и окружающую среду. Как показал обзор, приведенный в главе 1, значительно меньше внимания с точки зрения оценки формирования радиогенных нагрузок уделяется исследованию горнотехнической деятельности, связанной с добычей и переработкой нерадиоактивных полезных ископаемых (в основном металлов), хотя их радиационное воздействие на экосистемы может быть вполне сопоставимо с добычей урановых руд, поскольку руды металлов часто ассоциированы с уран-торий содержащими минералами. Более того, было показано, что даже, когда извлекаемые руды имеют близкие к кларковым содержания радиоактивных элементов, в процессе добычи, обогащения, последующей миграции радионуклидов из отвалов и хвостов происходит многократное концентрирование изотопов (особенно в депонирующих средах окружающей среды), при котором их активности могут представлять для экосистем значимое радиологическое воздействие. Проведенные в последние годы в ряде стран исследования показали, что эта проблема имеет значительно больший масштаб, чем считалось раньше, поэтому в настоящее время данный вопрос активно разрабатывается на уровне МАГАТЭ и крупных международных проектов (Euratom Horizon, 2020; IAEA, 2022).

Геологические предпосылки образования повышенных содержаний естественных радиоактивных элементов при разработке месторождений твердых полезных ископаемых существуют и для территории Западного сектора Российской Арктики, особенно для

Кольского полуострова, где разрабатываемые месторождения часто ассоциированы с уран-ториевыми минералами в рудах и вмещающих породах. Однако вопросы, связанные с возможным радиационным воздействием на экосистемы районов добычи полезных ископаемых в регионе, освещены крайне слабо в научной литературе. В связи с возможностью многократного концентрирования радиоактивных элементов в процессе разработки, особенно остро (ввиду неочевидности) эта проблема может стоять для месторождений, руды которых характеризуются крайне низкими содержаниями естественных радиоактивных элементов. В Западном секторе Российской Арктики примером таких месторождений являются алмазонасные кимберлиты, которые среди магматических пород имеют наименьшее содержание радиоактивных элементов ($U < 1$ мг/кг). Для решения этой проблемы, связанной с разработкой методов корректной оценки воздействия горно-технической деятельности на эмиссию в окружающую среду Западного сектора Российской Арктики естественных радионуклидов, в качестве объекта был выбран район месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова. Его можно рассматривать как модельный представительный объект для арктического региона, характеризующий комплексное воздействие на окружающую среду, которое возникает при добыче полезных ископаемых открытым способом. К таким видам экологического воздействия относятся нарушение природных ландшафтов, постоянное увеличение площадей занятых под отвалы и хвостохранилища, загрязнение атмосферы в результате дробления пород и пыления отвалов, возникновение антропогенных геохимических аномалий, загрязнение водной среды в результате сброса карьерных и сточных вод и др.

Месторождение алмазов имени М.В. Ломоносова, расположено в Приморском районе Архангельской области примерно в 100 км к северу от областного центра города Архангельска. Месторождение является крупнейшим промышленным месторождением алмазов в Европе, на долю которого приходится 18 % запасов алмазов Российской Федерации (Истратова, 2023). Месторождение состоит из шести кимберлитовых трубок – Архангельская, Карпинского-1, Карпинского-2, Пионерская, Поморская, Ломоносова (Андросов, 2004). Схема геологического строения месторождения представлена на рис. 5.1.

Кимберлитовые трубки входят в состав Золотицкого рудного поля и линейно расположены в зоне глубинного разлома субмеридионального направления с нарушениями северо-восточной и субширотной ориентировки.

В геологическом отношении территория месторождения расположена на северной окраине Русской плиты, в зоне её сочленения с Балтийским кристаллическим щитом, что обуславливает наличие двух структурных этажей. Нижний – кристаллический фундамент,

представлен образованиями нижнего архея возрастом в 3.5 млрд. лет и протерозоя возрастом 2.7 млрд. лет (Губайдуллин, 2002). В составе верхнего – осадочного чехла, выделяются три структурных яруса (Богатиков и др., 1999). Рифейский объединяет слабометаморфизованные отложения среднего и верхнего рифея мощностью до 2 км, вендский представлен толщей переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и песчаников общей мощностью 0.5–1.0 км, а к верхнепалеозойскому относятся карбонатные отложения среднего и верхнего карбона, нижней и верхней перми. Изучение ксенолитов осадочных пород в кимберлитовых трубках показало, что в регионе были развиты нижнепалеозойские (нижний кембрий – нижний ордовик) терригенно-карбонатные породы общей мощностью около 100 м (Саблуков, 1987). Перекрывающими трубки породами в пределах месторождения им. Ломоносова являются верхнепалеозойские отложения среднекаменноугольного возраста, общая мощность которых возрастает с юга на север от 28 до 55 м, и четвертичного возраста. В составе отложений среднего карбона преобладают песчаники с редкими маломощными прослоями алевролитов, реже – известняков и гравелитов, а также известняки и доломитизированные известняки с включениями кремней. Четвертичные рыхлые образования сплошным чехлом перекрывают древние породы.

В генетическом отношении – это флювиогляциальные, ледниковые, озерные, озерно-болотные и аллювиальные отложения, сформировавшиеся на протяжении нескольких эпох оледенения, а также под воздействием современных эрозионно-денудационных процессов (Кутинов, Чистова, 2004). Их литологический состав весьма пестрый – к преобладающим разновидностям относятся пески, суглинки, галечники, супеси и торф. Мощность отложений колеблется от первых метров до 180 м, средняя – 35 м, максимальная мощность характерна для участков погребенных палеодолин, одна из которых установлена на северном фланге трубки им. Ломоносова.

В вертикальном разрезе кимберлитовые тела имеют форму типичной воронки взрыва с раструбом в верхней части. Трубки Поморская, им. Карпинского-2 и Пионерская относятся к двухкорневым и представляют собой две сближенные трубки с общим раструбом. Часть трубок сохранила кратерную часть, выполненную кратерными туфогенно-осадочными фациями - Архангельская, Карпинского 1, Пионерская. В трубках им. Карпинского - 2, Поморской и Ломоносова представлены только жерловые фации.

Особенностью гидрогеологического строения территории является отсутствие в разрезе выдержанных по мощности и в пространстве слабопроницаемых отложений, которые могли бы рассматриваться как региональный водоупор (Малов, Киселев, 2008).

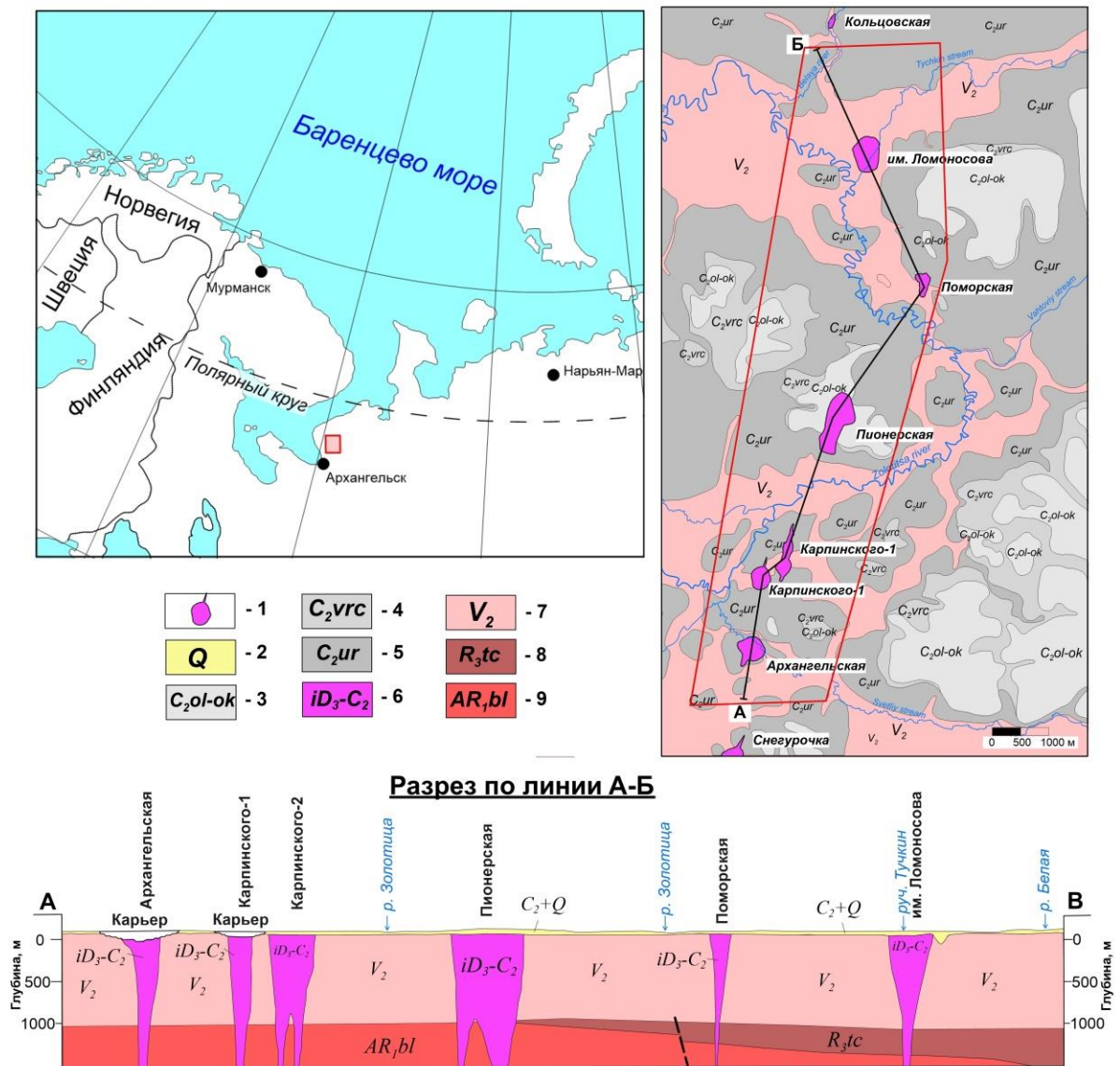


Рисунок 7.1 – Схема расположения и геологического строения месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова (по данным ПАО «Севералмаз» с изменениями).

1 – контуры кимберлитовых трубок; 2 – 5 – комплекс перекрывающих пород четвертичного и среднекаменноугольного возраста (на разрезе объединенный комплекс перекрывающих пород C_2+Q): 2 – четвертичные отложения Q (пески, суглинки, галечники, супеси); 3 – 5 – среднекаменноугольные терригенно-карбонатные образования олмуго-окуневской C_{2ol+ok} , воереченской C_{2vr} и урзугской C_{2ur} свитами (песчаники, известняки и доломиты); 6 – кимберлитовые трубки с возрастом поздний девон-ранний карбон iD_3-C_1 (кратерная часть – осадочно-вулканогенные породы (туфопесчаники, туфы, туффиты), жерловая часть (ксенотуфобрекчии и автолитовые брекчии)); 7 - песчано-глинистые отложения венда V_2 , представленные сверху-вниз породами падуновской V_{2pd} , мезенской V_{2mz} и усть-пинезской свит V_{2ur} (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 8 - тучкинская свита рифея R_3tc (аргиллиты, алевролиты, мергели, аркозы); 9 – беломорская серия архея AR_1bl (гнейсы, гранито-гнейсы, граниты и амфиболиты)

Месторождение им. М.В. Ломоносова было открыто сравнительно недавно в начале 80-х годов прошлого века (Вержак, 1987), однако в связи с кризисом в российской экономике 90-х годов промышленное освоение месторождения (горно-капитальные работы) началось только в 2003 году, а в 2005 году началась разработка первой трубки Архангельская и заработала обогатительная фабрика. На проектную мощность горно-обогатительная фабрика вышла в 2014 году с началом разработки второй трубки Карпинского-1 (Солдатов, 2016). В настоящее время добыча алмазов ведется открытым способом из двух карьеров, сближенных друг к другу трубок Архангельская и Карпинского-1, включает в себя полный цикл обогащения и различные мероприятия по обеспечению функционирования горно-обогатительного производства (сооружение отвалов и хвостохранилищ, водопонижение, очистка промывных вод обогатительной фабрики, сооружение полей фильтрации) (рис. 5.2).

Активная разработка месторождения не могла не отразиться на экологическом состоянии окружающей среды. Основное экологическое воздействие с начала разработки кимберлитовых трубок испытала на себе река Золотица – основная река, протекающая в районе месторождения. Река Золотица, впадающая в Белое море, имеет длину 177 км, площадь ее бассейна 2010 км², среднегодовой расход 22.7 м³/с (Беднарук, 2008). С начала разработки с 2003 года в связи со сбросом дренажных вод произошла значительная трансформация химического состава воды в реке, приведшая к изменению ее ионного состава (Malov, 2018). Так гидрохимический состав поменялся с CaHCO₃ на Na-HCO₃-Cl, а общая минерализация выросла практически в 2.5 раза, с 160-172 мг/л до 380 мг/л.



Рисунок 7.2 – Ломоносовский горно-обогатительный комбинат (фото ПАО «Севералмаз»,

<https://www.severalmaz.ru/>)

Концентрации ряда тяжелых металлов таких, как Sr, B, Mo, Zn, Cr в речной воде также значительно повысились (Malov, 2018). Сброс дренажных вод закономерно отразился на увеличении расхода реки, особенно в меженный период (Котова и др., 2022). Среднее содержание растворенного в воде кислорода снизилось с 12.75 до 9.47 мг/л, причем отмечались периоды, когда концентрация кислорода опускалась ниже ПДК (6.0 мг/л) до 5.08 мг/л в апреле 2005 и до 5.80 мг/л в марте 2012 года (Котова и др., 2022). В работе (Селянина и др., 2020) было показано, что изменение кислотности и рост минерализации речной воды привел, с одной стороны, к увеличению разнообразия водных растений (гидрофитов) в реке Золотице, с другой стороны, к снижению доли часто встречающихся и росту доли редких видов. Опасение вызывает появление в реке инвазивного высококонкурентного гидрофита – элодеи *Elodea canadensis*, способного активно вытеснять аборигенные растения (Селянина и др., 2020). Важно отметить, что риски загрязнения речной экосистемы во многом связаны с масштабной сапонитизацией кимберлитовых пород. Из-за высокой степени химического выветривания кимберлитов месторождения им. М.В. Ломоносова высокомагнезиальный глинистый минерал сапонит практически полностью замещает минералы слагающих трубки пород (автолитовые и туфобрекчии) (Вержак, Гаранин, 2005). Сапонитсодержащая пульпа, образующаяся в результате обогащения кимберлитов, складывается в хвостохранилищах. Однако тонкодисперсная сапонитовая суспензия, составляющая основную часть легкой фракции хвостов, имеет очень низкие скорости седиментации (~ 0.004 см/час) и плотность осадка, что вынуждает увеличивать площадь и объем хвостохранилищ (Карпенко, 2009). Значительное количество сапонита содержится и в карьерных водах – суммарный дебет водопонижительных составляет более $5000 \text{ м}^3/\text{ч}$ (Алексеев и др., 2020). После предварительного осветления в отстойниках, воды сбрасываются на болота-поля фильтрации (верховые сфагновые торфяники), после чего самотеком поступают в пойму реки (Атрощенко, 2019).

Экспериментальное моделирование показало, что, несмотря на высокую буферную способность верхового торфа, сброс сапонитсодержащих вод оказывает раскисляющее действие на болотный массив и приводит к повышению общей минерализации болотных вод (Пономарева и др., 2019). Воздействие сапонита на болотные воды, обуславливающее изменение их физико-химических параметров, приводит к образованию органоминеральных ассоциатов, устойчивых к седиментации. Этот процесс обеспечивает транзит минеральных частиц, связанных с органическим веществом болотных вод, с последующей аккумуляцией в донных осадках реки (Селянина и др., 2020). Таким образом, сапонит оказывает влияние на снижение буферной способности болот-полей

фильтрации за счет изменения сорбционной способности торфа, в результате чего недостаточно очищенные сбрасываемые воды могут поступать в русло реки и оказывать негативное влияние на экологическое состояние водных экосистем реки Золотицы. В то же время река Золотица относится к высшей категории водных объектов рыбохозяйственного значения, поскольку является крупным в бассейне Белого моря нерестилищем семги – атлантического лосося (*Salmo salar*) (Калюжин, 2003). В среднем течении реки Золотицы расположен крупный Приморский государственный природный ландшафтный заказник, основными охраняемыми природными объектами которого являются старовозрастные леса и семужье-нерестовые реки (рис. 5.3). В нижнем течении реки на северной границе заказника расположены две традиционные поморские деревни (дер. Верхняя и Нижняя Золотица), для которых река является основным источником воды и промысла рыбы (Селянина и др., 2020).

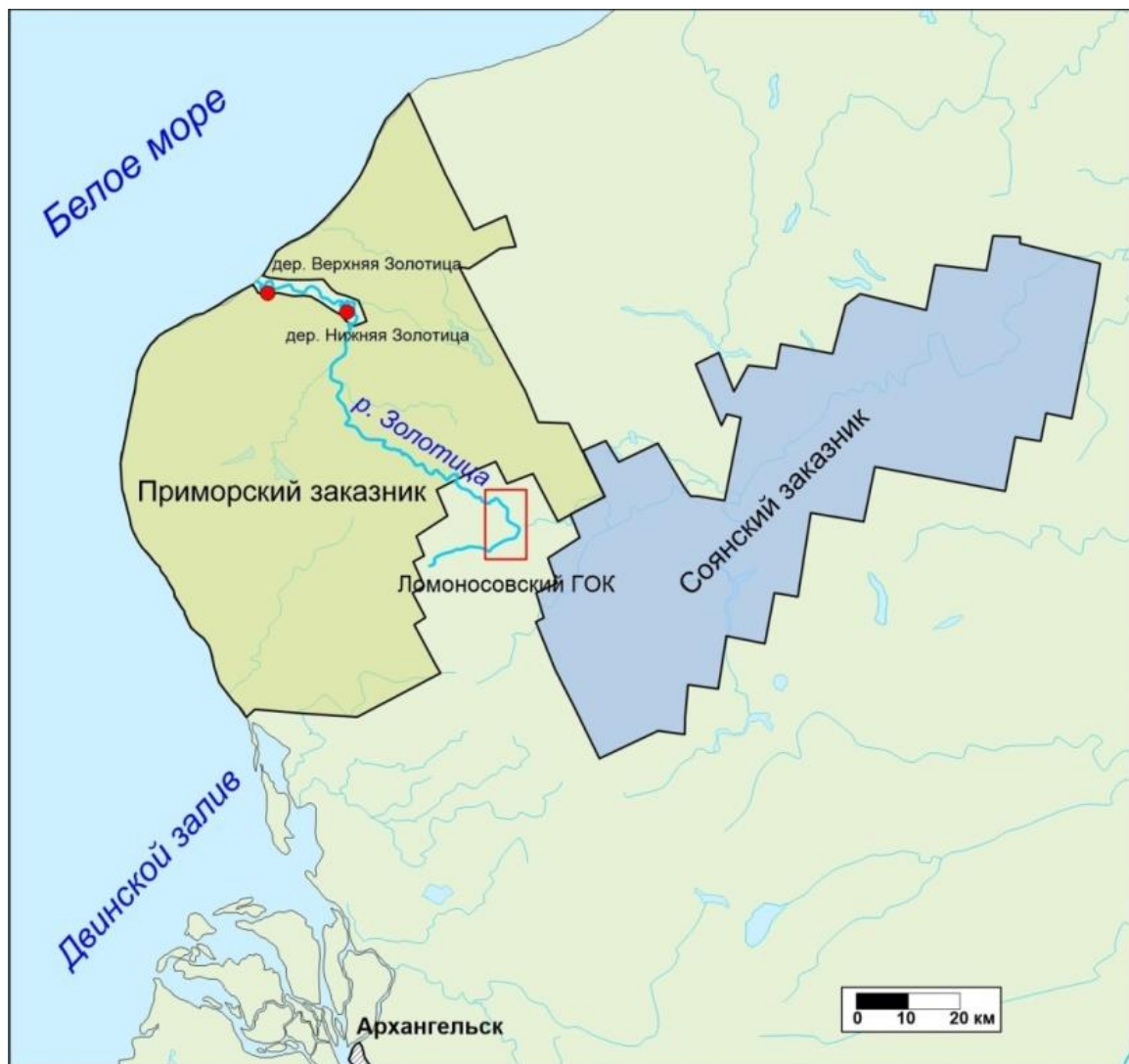


Рисунок 7.3 – Схема расположения особо охраняемых природных территорий в долине реки Золотицы

Таким образом, особый природоохранный статус реки Золотицы требует сохранения экологических устойчивости водной экосистемы реки (гидрофиты, зообентос, рыбы) и снижения экологических рисков, что определяет необходимость комплексной оценки всех возможных рисков и источников загрязнения. Один из таких рисков для водной экосистемы реки Золотицы может быть связан с естественными радиоактивными элементами, поскольку было установлено, что в глубоких горизонтах трубок месторождения им. М.В. Ломоносова породы экзоконтактов кимберлитов значительно обогащены ^{234}U , ^{238}U , ^{226}Ra , ^{232}Th (Kiselev et al., 2018₁). Возможность поступления в реку сбрасываемых сапонитсодержащих вод, обогащенных естественными радиоактивными элементами, и аккумуляция сапонита в донных осадках требуют проведения исследований по оценке влияния разработки месторождения на формирование радиогенных нагрузок для водной экосистемы реки Золотицы. Для решения этой задачи были выполнены радиогеохимические исследования речных отложений реки Золотицы и ее притоков – как основной депонирующей среды, отражающей степень антропогенного воздействия на водную экосистему. Донные осадки играют важнейшую роль в накоплении загрязняющих веществ и, соответственно, от степени их загрязненности зависит экологическая устойчивость всей водной экосистемы. Важно, что донные осадки реки Золотицы являются субстратом для произрастания гидрофитов и местом обитания зообентоса (двустворчатые моллюски, водные личинки, малощетинковые черви), являющего основной кормовой базой семги (Завиша и др., 2020). Также выполнены исследования различных типов пород, извлекаемых из карьеров, как источников радионуклидов – перекрывающие и вмещающие породы, кимберлиты. Помимо радионуклидного состава определены содержания ряда металлов донных отложений, поскольку сапонит, обладая высокими сорбционными свойствами, активно сорбирует содержащиеся в сбрасываемых водах металлы (Malov et al., 2023), что определяет многоаспектность проблемы загрязнения речной экосистемы, требующей комплекса подхода. Схема опробования донных отложений и извлекаемых из карьеров горных пород на радиогеохимические исследования показана на рис. 5.4. Всего на различные виды аналитических исследований (физико-химические параметры, гранулометрический состав, радиоактивные элементы, химический состав) было отобрано 48 проб речных отложений, 55 проб горных пород из карьеров и 8 проб речных вод. На основе полученных фактических данных выполнена оценка возникновения неблагоприятных биологических эффектов для водной экосистемы от загрязнения донных отложений, связанных с добычей алмазов.

7.2. Распределение радионуклидов в речных отложениях и горных породах

В донных отложениях реки Золотица и ее притоков, а также извлекаемых из карьеров пород были выполнены исследования естественных радионуклидов ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K , представляющих основной интерес с точки зрения радиационных воздействий природного происхождения согласно СанПиН 2.6.1.2523-09 (НРБ-99/2009). Помимо естественных радионуклидов определена активность техногенного ^{137}Cs – наиболее распространенного и основного дозообразующего радионуклида антропогенного происхождения, поступившего в биосферу с началом атомной эры. Радиоцезий повсеместно фиксируется в донных осадках в Западном секторе Российской Арктики и вносит основной вклад в дозовые нагрузки от техногенных радиационных источников (Kiselev et al., 2018₂). Данные по исследованию радиоактивных элементов в речных донных осадках и породах извлекаемых из карьеров в расширенном виде представлены в таблицах М1-М3 Приложения М. В обобщенном виде (в виде средних значений) данные показаны в таблице 7.1.

В ходе исследований установлено, что средние удельные активности естественных радионуклидов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K , а также техногенного ^{137}Cs в изученных донных отложениях реки Золотицы и ее притоков имеют относительно низкие значения и составляют 8,2, 10,3, 305,8, 5,1 Бк/кг соответственно (табл. 7.1).

Средние активности естественных радионуклидов в изученных речных осадках существенно ниже значений характерных для верхней континентальной коры согласно оценкам (Rudnick, Gao, 2014: ^{226}Ra – 33,8 Бк/кг, ^{232}Th – 42,7 Бк/кг и ^{40}K – 743 Бк/кг). Необходимо отметить, что полученные низкие активности радионуклидов в целом являются характерными для донных осадков рек бассейна Белого моря, состоящих в основном из мелкозернистых фракций песка и обладающих сравнительно слабой аккумулярующей способностью (Киселев и др., 2000). Содержание естественных радионуклидов в изученных донных осадках соответствует кларковым значениям, характерным для песчаников согласно оценкам (Evaluation..., 1999: $^{226}\text{Ra} < 12$ Бк/кг, $^{232}\text{Th} < 8$ Бк/кг и $^{40}\text{K} < 265$ Бк/кг). Тем не менее, при таких относительно низких средних активностях прослеживается ряд закономерностей пространственного распределения радионуклидов в речных осадках района исследований, которые могут быть обусловлены техногенным влиянием – горнотехнической деятельностью (рис. 5.5-5.6).

Так, для притоков, расположенных от ГОКа выше по течению (ручей Светлый, река Светлая), характерны наименьшие активности естественных радионуклидов среди изученных донных осадков. Активности ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в них не превышают 5, 10 и 270

Бк/кг, соответственно. В то же время в притоках, расположенных от комбината ниже по течению, содержание природных радионуклидов несколько выше (река Белая, ручьи Тучкин и Вахтовый).

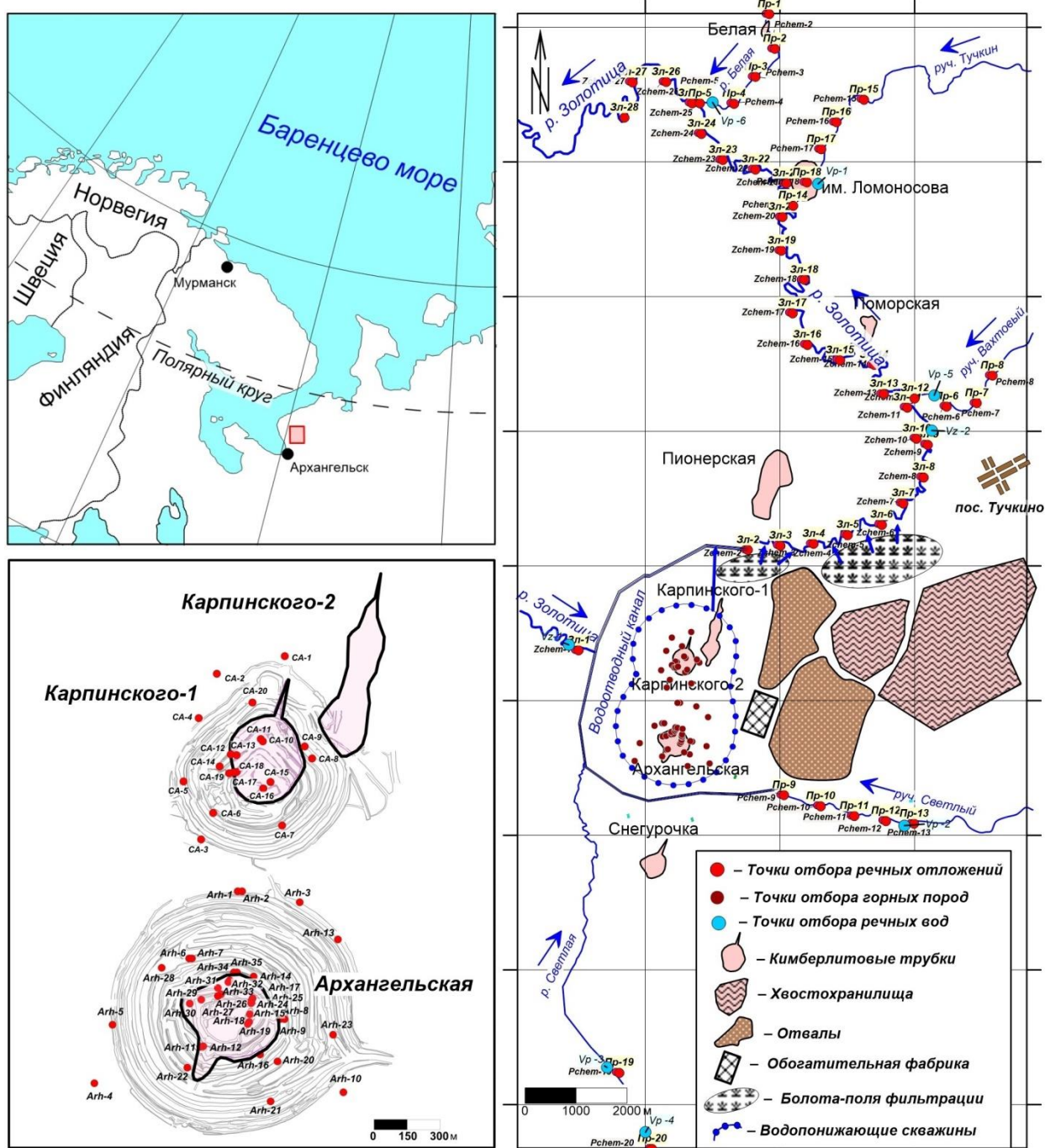


Рисунок 7.4 – Обзорная карта месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова и расположение точек опробования речных отложений и речных вод, а также горных пород в карьерах трубок Архангельская и Карпинского-1

Особенно это заметно для самого северного притока – реки Белая, которая протекает над группой небольших трубок, расположенных в северной части Золотицкого кимберлитового поля (Кольцовская, Белая и Первомайская), что вероятно, обуславливает

повышенный радиогеохимический фон в этом районе. Однако наиболее высокие активности радионуклидов наблюдаются в русле самой Золотицы, при этом максимальные активности имеют приуроченность к ближней зоне воздействия ГОКа. В этой зоне, протянувшейся, судя по радиогеохимическим ореолам (рис. 5.5-5.6), на ~3 км от северной границы горно-обогатительного комбината до поселка Тучкино, удельные активности ^{137}Cs , ^{226}Ra и ^{232}Th достигают максимальных среди всех изученных донных осадков значений – 15, 29 и 37 Бк/кг соответственно. При этом заметного увеличения активности ^{40}K в донных осадках Золотицы на этом участке не обнаруживается, для него характерно наиболее сложное среди радионуклидов распределение вдоль русла реки.

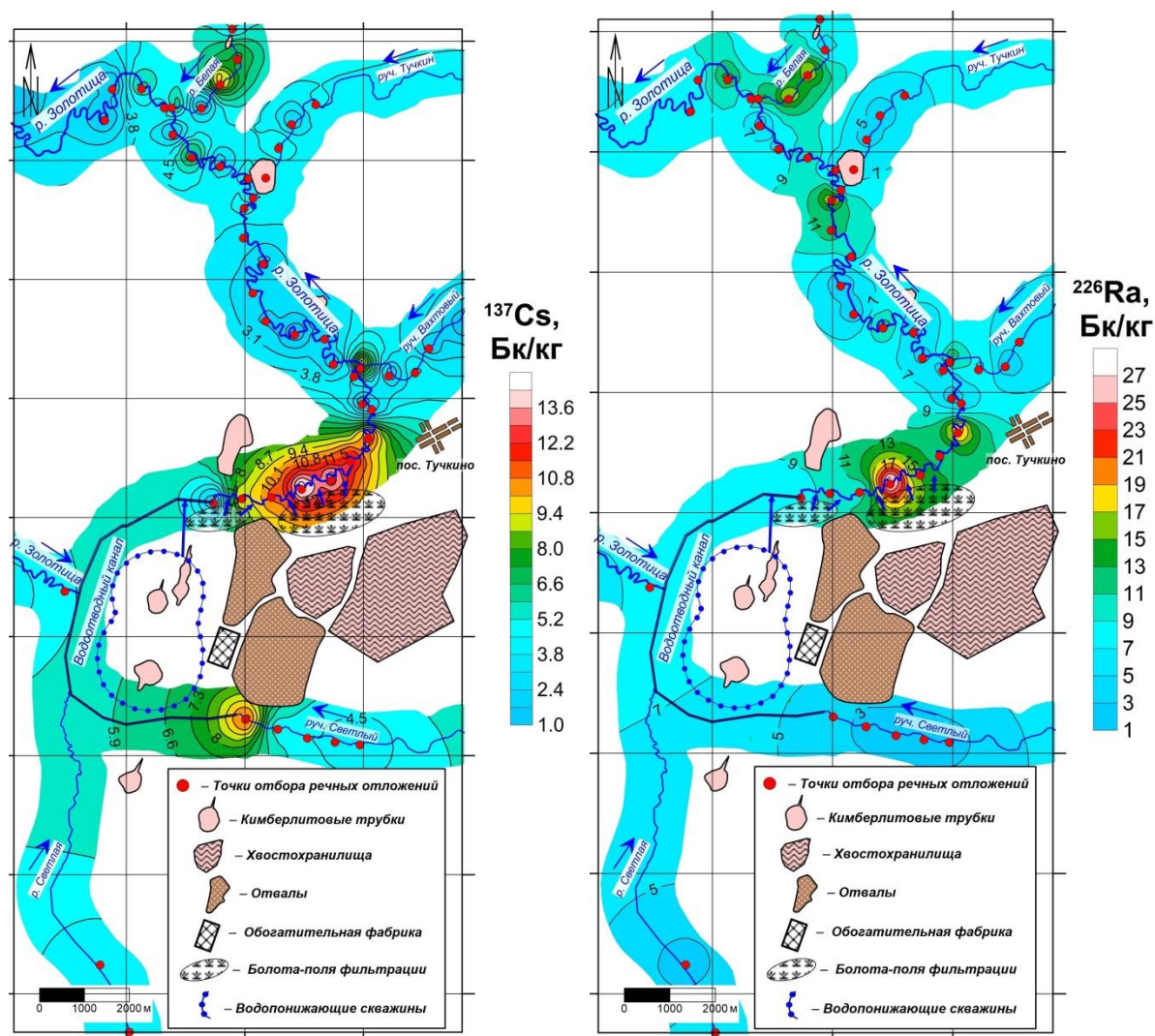


Рисунок 7.5 – Пространственное распределение удельных активностей радионуклидов ^{137}Cs , и ^{226}Ra в донных осадках реки Золотицы и ее притоков

В ближней зоне воздействия ГОКа, где наблюдаются ореолы повышенных активностей ^{137}Cs , ^{226}Ra и ^{232}Th , отсутствует какие либо притоки, которые бы могли быть потенциальным источником радионуклидов, выносимых с водосборных площадей. В

связи с этим можно предположить возможное влияние деятельности ГОКа, которое может отражаться на изменении активностей радионуклидов в речных осадках Золотицы. В этом случае источником естественных радионуклидов могут являться извлекаемые из карьеров и складированные в отвалы породы, вмещающие красноцветные песчано-глинистые породы венда. На обзорной фотографии месторождения (рис. 5.2) эти красноцветные породы хорошо видны как в самих карьерах, так и отвалах. Вендские породы, представленные алевритами и песчаниками, являются наиболее обогащенными ^{226}Ra (18.2 Бк/кг) и ^{232}Th (32.7 Бк/кг) по сравнению с другими изученными отложениями (табл. 7.1). Вендские отложения в среднем содержат практически в два раза больше ^{226}Ra и в три раза больше ^{232}Th , чем речные осадки района исследований.

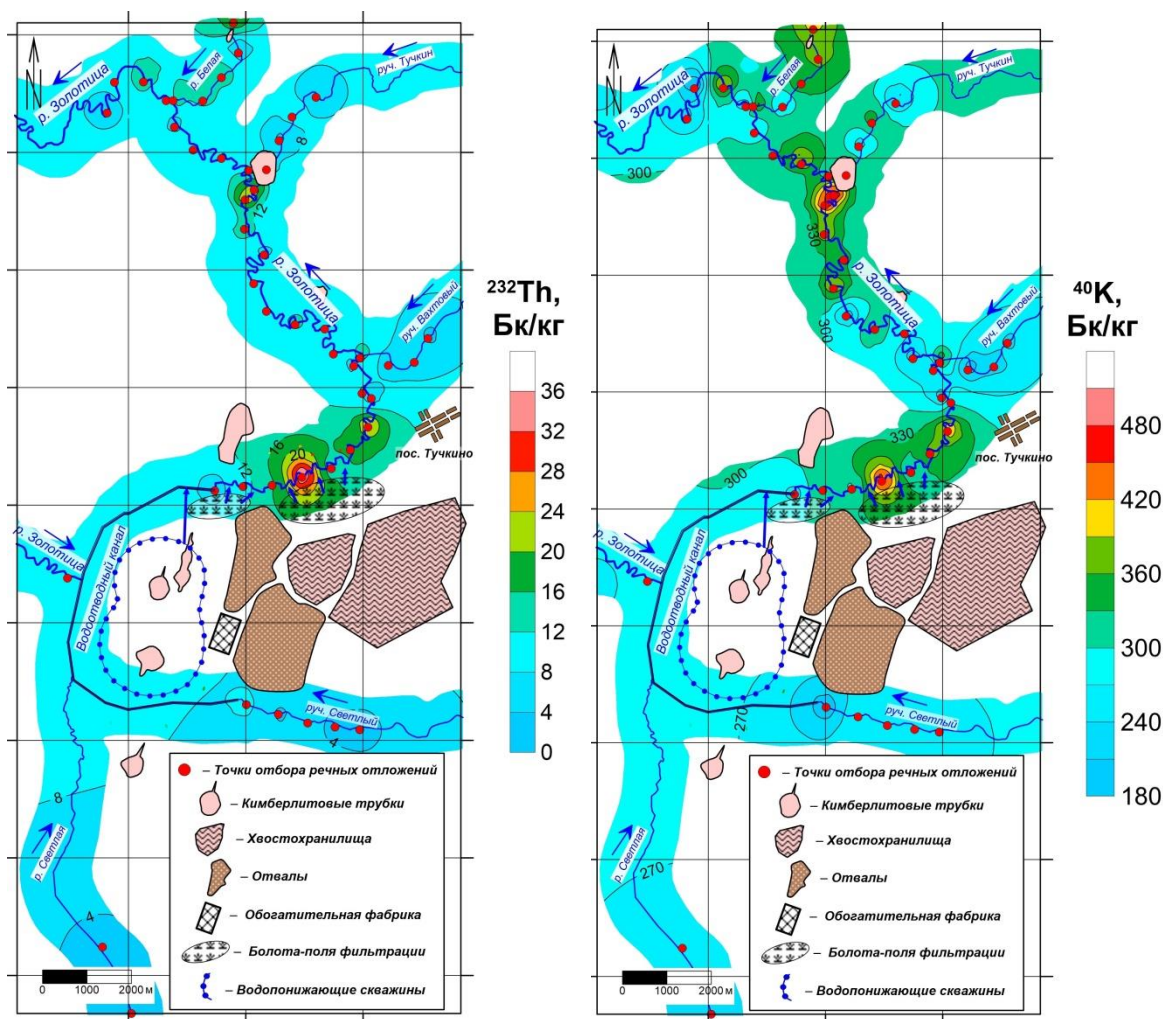


Рисунок 7.6 – Пространственное распределение удельных активностей радионуклидов ^{232}Th и ^{40}K в донных осадках реки Золотицы и ее притоков

Одним из вероятных механизмов поступления естественных радионуклидов в реку является выветривание и размыв дождевыми и талыми водами отвалов вендских пород. В результате переноса временными потоками материала с повышенным содержанием

радионуклидов непосредственно в русло Золотицы возможно накопление ^{226}Ra и ^{232}Th в донных отложениях ближней зоны ГОКа. Не исключен и ветровой перенос в результате пыления отвалов. Подтверждением поступления в русло Золотицы пород, извлекаемых из карьеров, вне зависимости от механизма поступления (размыв или ветровой перенос), служат результаты исследования физико-химических параметров донных отложений (рис. 5.7). В частности обращает на себя внимание значительное увеличение в речных осадках доли глинистых фракций (до 11 %) в ближней зоне влияния ГОКа. Их вероятным источником являются отвалы красноцветных вендских отложений, которые значительно обогащены глинистой компонентой, в том числе сапонитом (рис. 5.7a). Кроме того, присутствие вендских пород из-за их красноцветной окраски диагностировалось визуально в тех пробах речных осадков из ближней зоны комбината, где были зафиксированы повышенные содержания глинистых фракций. Можно отметить, что содержание глинистых фракций в русле Золотицы повышается в устьевых частях притоков, однако их доля не превышает 6 %. В пределах остальных участков русла, фоновое содержание глинистой компоненты не превышает 3 %. Схожие закономерности распределения характерны и для других изученных физико-химических параметров речных осадков – содержания органики (до 6.6 %), карбонатов (до 1.6 %) и водорастворимых солей (0.7 мг/г). Таким образом, можно заключить, что одним из источников повышенного содержания естественных радиоактивных элементов, в частности ^{226}Ra и ^{232}Th , в донных осадках русла реки Золотицы в ближней зоне комбината являются породы, извлекаемые из карьеров. Тем не менее, нельзя забывать, что радиогеохимические особенности Золотицкого кимберлитового поля (повышенный радиогеохимический фон в осадках водотоков, протекающих над трубками) могут нивелировать флуктуации естественных радионуклидов, которые сформированы их поступлением в русло из отвалов.

Таблица 7.1 – Средние активности радиоактивных элементов в донных отложениях реки Золотицы и ее притоков, а также горных пород, извлекаемых из карьеров Ломоносовского ГОКа

Тип отложений	^{137}Cs , Бк/кг	^{226}Ra , Бк/кг	^{232}Th , Бк/кг	^{40}K , Бк/кг
Речные отложения	5.1	8.2	10.3	306
Перекрывающие породы – Q и C ₂	-	9.2	21.0	318
Вмещающие породы – V ₂	-	18.2	32.7	317
Кимберлиты, D ₃ -C ₂	-	13.6	19.1	230

Примечание: Q – четвертичные отложения (пески, суглинки, галечник, супеси), C₂ – среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки), V₂ – отложения верхнего венда (алевролиты, песчаники), D₃-C₂ – кимберлиты верхнего девона-среднего карбона (автолитовая брекчия, кимберлитовый туф, туффиты).

Другим возможным источником повышения активностей естественных радионуклидов в донных осадках реки Золотицы в ближней зоне влияния ГОКа могут служить обогащенные глинистым минералом сапонитом карьерные воды, которые сбрасываются на болота-поля фильтрации с последующей разгрузкой в русло реки самотеком. Разгрузка этих откачиваемых минерализованных вод на участке русла Золотицы в ближней зоне ГОКа может также диагностироваться по увеличению в донных осадках доли глинистых компонентов, содержания органики, карбонатов и водорастворимых солей. Исходя из этого, можно предположить, что полной очистки откачиваемых карьерных вод в результате фильтрации через болотный массив не происходит. В настоящее время сложно сказать какова роль этих дренажных вод в увеличении в донных осадках естественных радионуклидов.

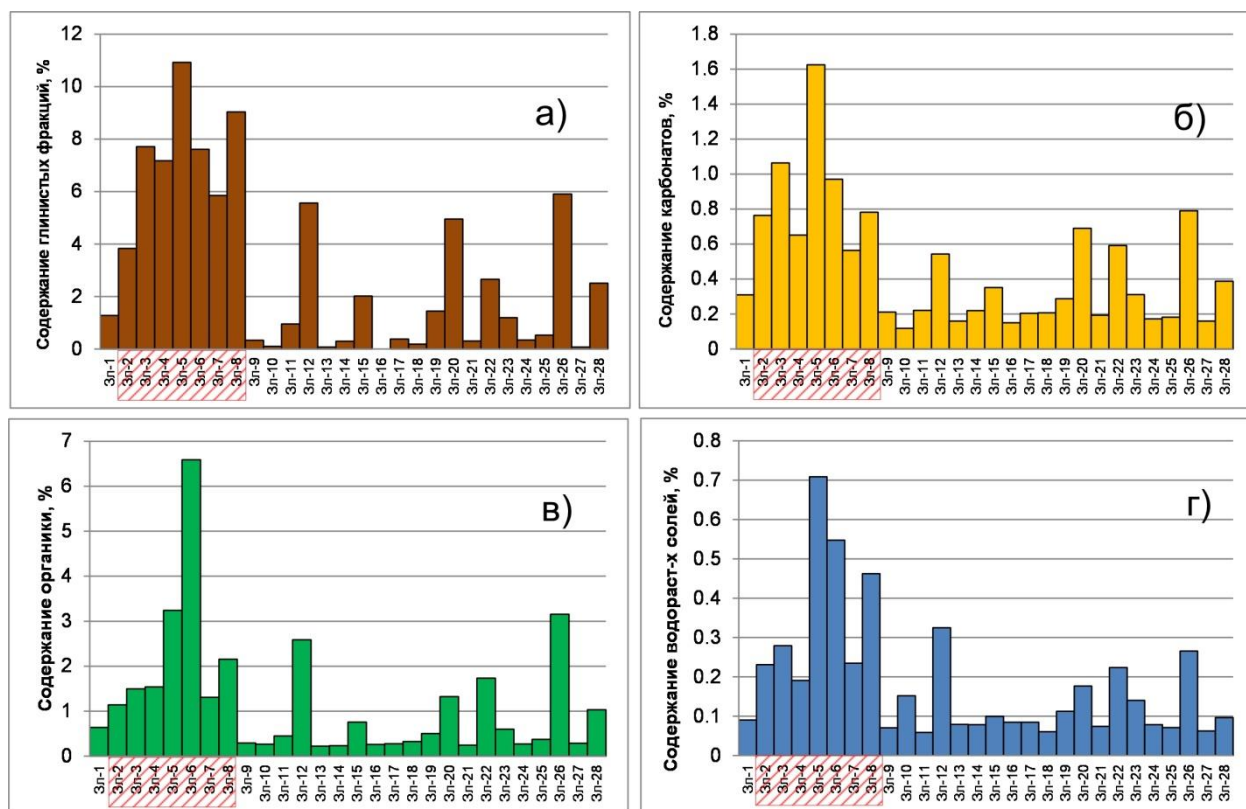


Рисунок 7.7 – Изменение физико-химических параметров в донных осадках реки Золотицы: а) содержание глинистых фракций; б) содержание карбонатов; в) содержание органического вещества; г) содержание водорастворимых солей. Красной заливкой показаны пробы, отобранные в ближней зоне воздействия ГОКа и районе разгрузки дренажных вод с болот-полей фильтрации

Представляется, что участие сапонитсодержащих дренажных вод в увеличении активностей естественных радионуклидов в речных осадках Золотицы является подчиненным – основную роль в этом, вероятно, играют отвалы пород извлекаемых из

карьеров (их размыв временными водотоками, пыление). Однако такой вывод справедлив лишь для естественных радиоактивных элементов. Увеличение в донных осадках ближней зоны воздействия ГОКа техногенного ^{137}Cs объяснить поступлением из отвалов пород в основном вендского возраста невозможно, учитывая, что техногенный радиоцезий появился в окружающей среде всего около 80 лет назад. Очевидно, что и в дренажных подземных водах падунского водоносного горизонта (V_{2pd}), на который приходится основной объем откачиваемых вод, не может быть техногенного цезия. Время нахождения подземных вод в падунском водоносном горизонте составляет по данным (Malov, 2016) более 2 тыс. лет. Тем не менее в зоне разгрузки дренажных вод с болот-полей фильтрации в русло Золотицы активность ^{137}Cs относительно фонового участка выше сброса увеличивается практически в 7 раз с 2.3 Бк/кг до 14.3 Бк/кг. В этой зоне ореол повышенной активности ^{137}Cs является наиболее выраженным среди других радионуклидов. Примечательным является и увеличение доли органики в донных осадках этой зоны, что трудно объяснить вкладом отвалов карьерных пород. Наиболее вероятно, что обогащение органикой донных осадков на данном участке является следствием взаимодействия дренажных карьерных вод с органическими компонентами торфа в результате фильтрации через болотный массив сбрасываемой минерализованной воды. Поскольку органические комплексы торфяных залежей верхового типа являются основным депозитарием радиоцезия, то также можно предположить, что источником повышенных активностей ^{137}Cs в донных осадках может служить болотный массив – то есть миграция ^{137}Cs происходит в основном в составе органики. При этом в зоне разгрузки дренажных вод не происходит заметного увеличения удельной активности ^{40}K . Это может быть связано тем, что в процессе фильтрации минерализованных дренажных вод через болотный массив в торфяной матрице происходит замещение радиоцезия другими катионами металлов (в том числе калия), которые в избытке присутствуют в дренажных водах, в результате ионного обмена по схеме $\text{R-COOCs}^+ + \text{Kt}^+ \rightleftharpoons \text{R-COOKt}^+ + \text{Cs}^+$ (рис. 5.8). Удельная активность ^{137}Cs в верхнем 20 см слое верхового торфа в районе месторождения является сравнительно высокой и варьирует в диапазоне от 25 до 111 Бк/кг, составляя в среднем ~ 57 Бк/кг.

Также миграция ^{137}Cs может происходить в составе образующихся при взаимодействии сапонитсодержащих дренажных вод с богатыми органикой болотными водами (в которых также присутствует ^{137}Cs) органоминеральных ассоциатов, устойчивых к седиментации, что приводит к снижению буферной способности полей фильтрации. Как было показано в главе 3, верховые торфяники Западного сектора Российской Арктики являются основными концентраторами техногенной радиоактивности, поступившей на

поверхность земли в результате атмосферных выпадений, и это обстоятельство необходимо учитывать при проектировании полей фильтрации.

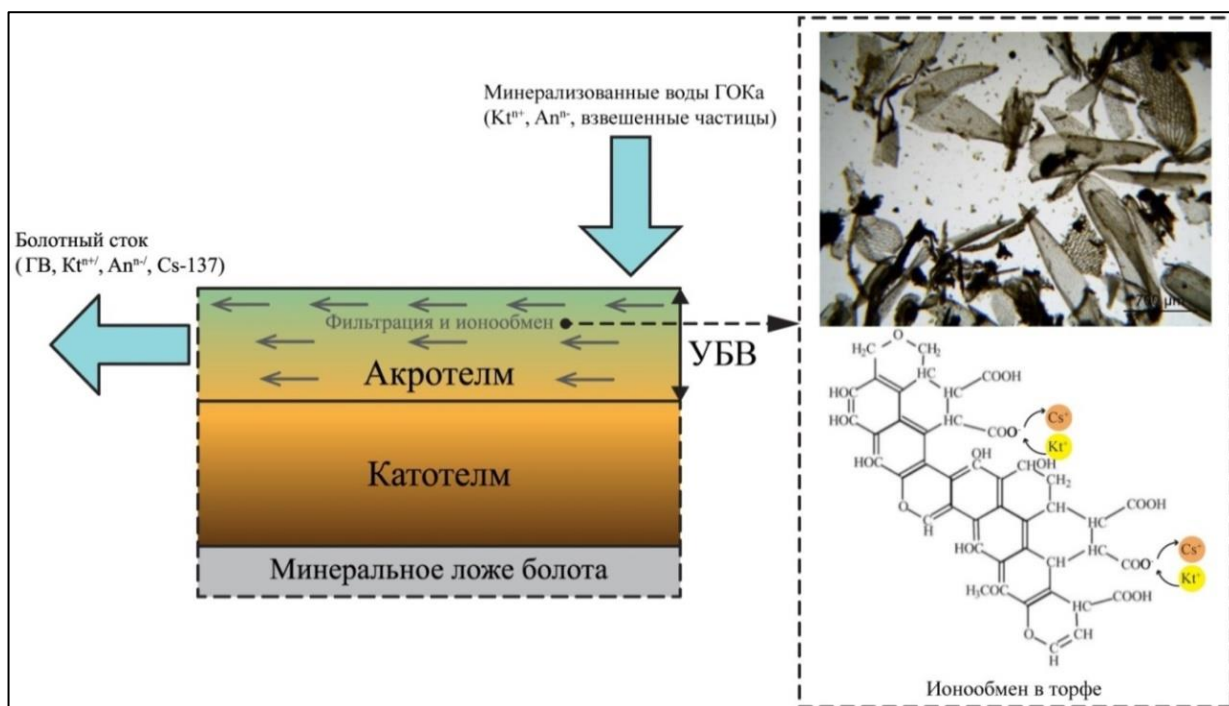


Рисунок 7.8 – Ионообменные и фильтрационные процессы в торфяной залежи

Мобилизация ^{137}Cs , основного дозообразующего техногенного радионуклида, из торфяной залежи из-за воздействия минерализованных дренажных вод, может значительно повысить радиационные нагрузки на водную биоту. Возможность мобилизации радиоцезия при взаимодействии дренажных вод с болотным массивом будет рассмотрена ниже в разделе 4.3 на примере экспериментальных данных.

7.3. Связь активности радионуклидов с физико-химическими параметрами речных отложений

Для уточнения особенностей накопления радионуклидов в речных осадках и определения основных факторов, контролирующих миграцию радионуклидов в водную среду реки Золотицы, выполнен статистический анализ методом корреляционного анализа. Поскольку распределение значений всех переменных является нормальным согласно критерию Колмогорова-Смирнова, оценка тесноты связи между параметрами выполнялась с использованием коэффициента корреляции Пирсона (табл. 7.2). Уровни значимости p -value для каждого значения коэффициента корреляции Пирсона также представлены в таблице 7.2.

Согласно данным корреляционного анализа естественные радионуклиды ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K характеризуются наличием сильных положительных связей между собой ($r > 0.7$), что вполне логично и связано с их литогенным происхождением и, по всей видимости, с единым источником поступления в русло реки. Сильная корреляция естественных радионуклидов с содержанием глинистых фракций может указывать на участие отвалов песчано-глинистых отложений, извлекаемых из карьеров, в повышении радиационных параметров донных осадков в русле Золотицы. С более крупными обломочными фракциями речных осадков (более 0.1 мм) положительно коррелирует лишь ^{40}K ($r = 0.671$). Вероятно, это связано с присутствием значительной части калия-40 в составе обломочной (песчаной) фракции речных осадков в виде калийсодержащих минералов. Можно отметить наиболее неравномерное распределение ^{40}K в речных осадках среди других изученных радионуклидов.

Таблица 7.2 – Корреляционная матрица для набора данных по радиационным и физико-химическим параметрам донных осадков реки Золотица в районе месторождения им. М.В. Ломоносова

		0.1 мм	0.45 мм	< 0.45 мм	^{137}Cs	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K	ОВ	CO_3^{2-}	ВРС
0.1 мм	Pearson	1									
	p-value	--									
0.45 мм	Pearson	0.506	1								
	p-value	0.006	--								
< 0.45 мм	Pearson	0.435	0.952	1							
	p-value	0.021	<0.001	--							
^{137}Cs	Pearson	0.459	0.803	0.889	1						
	p-value	0.014	<0.001	<0.001	--						
^{226}Ra	Pearson	0.392	0.806	0.830	0.687	1					
	p-value	0.039	<0.001	<0.001	<0.001	--					
^{232}Th	Pearson	0.379	0.768	0.798	0.688	0.924	1				
	p-value	0.047	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	--				
^{40}K	Pearson	0.671	0.650	0.565	0.453	0.733	0.758	1			
	p-value	<0.001	<0.001	0.002	0.015	<0.001	<0.001	--			
ОВ	Pearson	0.317	0.745	0.760	0.745	0.650	0.505	0.363	1		
	p-value	0.100	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.006	0.058	--		
CO_3^{2-}	Pearson	0.417	0.942	0.934	0.791	0.826	0.780	0.576	0.744	1	
	p-value	0.027	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.001	<0.001	--	
ВРС	Pearson	0.385	0.846	0.892	0.853	0.828	0.780	0.510	0.837	0.904	1
	p-value	0.043	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.006	<0.001	<0.001	--

Примечание: цифры, выделенные красным цветом, обозначают значимые корреляционные связи на уровне 0.01 ($n = 28$), ВРС – содержание водорастворимых солей, ОВ – содержание органического вещества

Техногенный ^{137}Cs тесно коррелирует с ^{226}Ra ($r = 0.687$) и ^{232}Th ($r = 0.688$), при этом значимой связи радиоцезия и ^{40}K не наблюдается. Наличие также сильных

положительных связей радиоцезия ($r > 0.7$) с содержанием глинистых фракций, органики, карбонатов и водорастворимых солей свидетельствует о том, что рассмотренные физико-химические параметры играют основную роль в накоплении в речных осадках не только техногенного ^{137}Cs , но и естественных ^{226}Ra , ^{232}Th . Характер корреляционных связей указывает, что поступление этих радионуклидов в реку определяется одним доминирующим источником, которым, учитывая пространственное распределение радиационных и физико-химических параметров, вероятно, являются отвалы горных пород и разгрузка минерализованных дренажных вод. Можно заключить, что представленные данные корреляционного анализа подтверждают выводы, сделанные из оценки закономерностей пространственного распределения радионуклидов в донных осадках. В совокупности эти данные подтверждают роль техногенного фактора, связанного с деятельностью ГОКа, в повышении радиогенных нагрузок на водную экосистему реки Золотицы за счет техногенного ^{137}Cs и естественных радионуклидов ^{226}Ra , ^{232}Th . В то же время, если текущие содержания природных радионуклидов ^{226}Ra и ^{232}Th в речных осадках Золотицы не дают повода для тревоги, лишь обозначая локальную тенденцию к росту активностей, то обнаруженное обогащение донных отложений техногенным радиоцезием вызывает существенные опасения. В свою очередь это ставит ряд важных радиоэкологических вопросов об источниках поступления и механизмах миграции техногенного цезия. Ответом на вопрос об источнике ^{137}Cs в речных осадках ближней зоны воздействия ГОКа могут являться результаты пространственного и статистического анализа данных (связь с физико-химическими параметрами), которые указывают на болота-поля фильтрации. Эти данные позволяют сформулировать следующее утверждение. Взаимодействие минерализованных дренажных вод с органическим веществом торфяного массива приводит к десорбции техногенного радиоцезия, выпавшего на поверхность болота в результате глобальных радиационных выпадений. Доказать это утверждение, ответив на вопрос о механизмах мобилизации (десорбции) и миграции радиоцезия под воздействием дренажных вод из болотного массива в русло реки, возможно лишь на основе экспериментальных данных. Наиболее доступным является модельный эксперимент, позволяющий на основе заданных параметров системы получить представления о количественных характеристиках десорбции техногенного ^{137}Cs из торфа под воздействием дренажных вод. Методические подходы к проведению модельного эксперимента по десорбции радиоцезия подробно изложены в разделе 3.3 главы 3. Ниже рассмотрим непосредственно результаты экспериментальных исследований.

7.4. Оценка десорбции ^{137}Cs из торфа под воздействием минерализованных дренажных вод

Важно отметить, что исследование процессов сорбции-десорбции различных экотоксикантов, в том числе радионуклидов, торфом имеет важнейшее значение для оценки предельной связывающей способности и предельного времени работы торфяной залежи как геохимического барьера при очистке сточных вод различного состава (Геохимические барьеры..., 2002). Как правило, такие исследования проводятся с использованием либо непосредственно сточных вод, либо на растворах, моделирующих химический состав стоков. В нашем случае для доказательства гипотезы о возможности десорбции ^{137}Cs из торфа под воздействием карьерных дренажных вод в качестве модельных растворов использовались подземные воды, откачиваемые при водопонижении карьеров. Соответственно эти воды непосредственно взаимодействуют с веществом торфа при сбросе на болота-поля фильтрации. Основной объем подземных вод, откачиваемых при водопонижении карьеров, приходится на падунский водоносный горизонт (V_{2pd}). Проба подземных вод, отобранная из падунского водоносного горизонта, имеет минерализацию 147.5 мг/л. Некоторый объем откачиваемых вод может приходиться на нижележащий мезенский слабоводоносный горизонт (V_{2mz}), воды которого могут подтягиваться вверх по разрезу при увеличении объемов откачки из падунского горизонта (если объемы откачек не компенсируются скоростью восполнения запасов). Минерализация пробы подземных вод мезенского водоносного горизонта составляет 7950 мг/л (~ 8 г/л). С учетом того, что в районе месторождения отсутствуют слабопроницаемые отложения, которые могут рассматриваться в качестве регионального водоупора (Малов, Киселев, 2008), подтягивание соленых вод мезенского горизонта выглядит вполне вероятным. Таким образом, воды, откачиваемые при водопонижении, представляют собой смесь подземных вод, минерализация и состав которой будет определяться исходя из объемов откачек из падунского горизонта, степенью восполнения запасов воды в падунском горизонте, подтягиваем соленых вод из нижележащих горизонтов. В связи с этим, экспериментальные исследования по оценке взаимодействия дренажных вод с торфом выполнялись отдельно для подземных вод падунского и мезенского водоносных горизонтов, которые в описании результатов условно обозначены как низкоминерализованные и высокоминерализованные воды, соответственно. Основные физико-химические параметры и ионный состав исследуемых проб подземных вод представлен в таблице 7.3.

Таблица 7.3 – Физико-химические параметры и ионный состав подземных вод падунского и мезенского водоносных горизонтов

Проба воды	TDS, мг/л	pH	HCO ₃ ⁻ , мг/л	Cl ⁻ , мг/л	SO ₄ ²⁻ , мг/л	Na ⁺ , мг/л	Ca ²⁺ , мг/л	K ⁺ , мг/л	Mg ²⁺ , мг/л
V ₂ pd	147.5	7.8	85	8.6	1.8	9.3	36.9	6.1	14.7
V ₂ mz	7950	6.2	88	3670	753	2470	760	25	246

Примечание: V₂pd – подземные воды падунского водоносного горизонта, V₂mz – подземные воды мезенского водоносного горизонта, TDS – общая минерализация воды (содержание неорганических и органических электролитов, определенных кондуктометрическим методом).

Торф, используемый в эксперименте, представляет собой усредненный гомогенизированный образец верхней части торфяной залежи мощностью 0-50 см (шифр пробы ВТ). Физико-химические параметры и элементный состав модельного образца торфа представлены в таблице 7.4.

Таблица 7.4 – Элементный и групповой химический состав органического вещества модельного образца торфа ВТ

Проба торфа	Элементный состав органического вещества, % атом.				Групповой химический состав органического вещества торфа, % а.с.о.в.*						
	N	C	H	O	ВРВ	Б	ГК	ФК	ЛГВ	ТГВ	Лигнин
ВТ	1.4	31.8	48.8	17.9	1.6	1.5	11.1	7.9	50.1	12.6	16.8

Примечание: * % а.с.о.в. – % от абсолютно сухого органического вещества, ВРВ – водорастворимые вещества, Б – битумы, ГК – гуминовые кислоты, ФК – фульвокислоты, ЛГВ – легкогидролизуемые вещества, ТГВ – трудногидролизуемые вещества.

По составу и структуре торфяная залежь относится к южноприбалтийскому типу (Селянина и др., 2013) – доминирующему типу верховых торфяников, развитых в Приморском районе Архангельской области. Это низкосолевой (2.5%), кислый торф (pH 4.1) с низкой степенью разложения ($R \leq 10\%$) (табл. 7.5). Средняя удельная активность техногенного ¹³⁷Cs в слое торфа 0-50 см составляет 22.4 Бк/кг. Взаимодействие различных типов подземных вод с торфом осуществлялось в статических условиях в течение 72 часов с последующим разделением пробы на жидкую и твердую фазы. Подробное описание эксперимента показано в разделе 3.5 главы 3.

Результаты эксперимента по оценке влияния подземных вод падунского и мезенского водоносных горизонтов на десорбцию радиоцезия из торфа показаны на рис. 5.9 в виде диаграммы распределения ¹³⁷Cs в системе «твердая фаза – жидкая фаза». Представленные данные позволяют судить о существенной подвижности радиоцезия,

обусловленной взаимодействием торфа с подземными водами.

Таблица 7.5 – Физико-химические и радиационные параметры модельного образца торфа ВТ (слой 0-50 см)

Проба торфа / шифр	Физико-химические параметры			Радиационные параметры	
	Зольность, %	рН	Степень разложения R, %	^{137}Cs , Бк/кг	^{210}Pb , Бк/кг
ВТ	2.5	4.1	≤ 10	22.4	180.0

Так, степень десорбции ^{137}Cs из торфа низкоминерализованными водами падунского водоносного горизонта составляет 21.5 % от валовой активности в торфе. С ростом минерализации подземных вод десорбция радиоцезия из торфа существенно возрастает, достигая 65.9 % для образца торфа взаимодействующего с водами мезенского водоносного горизонта. Величина рН низкоминерализованных вод после взаимодействия с торфом снижается с 7.8 до 5.0.

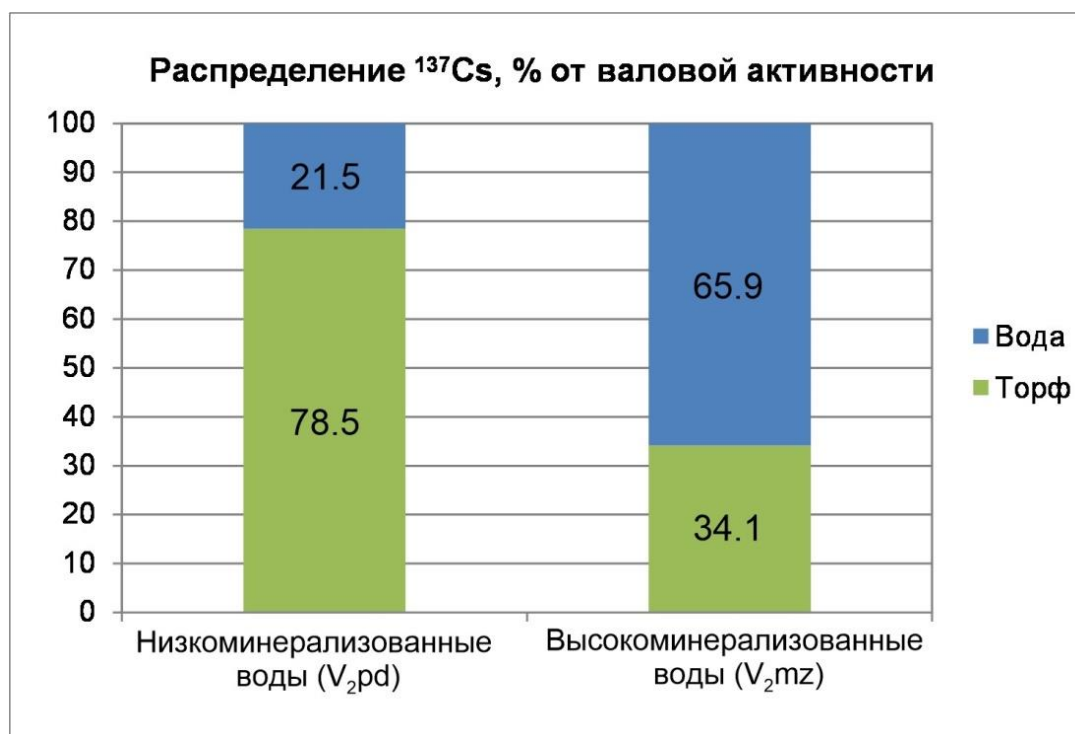


Рисунок 7.9 – Распределение ^{137}Cs в системе «твердая фаза – жидкая фаза» при взаимодействии торфа с низкоминерализованными (V_{2pd}) и высокоминерализованными (V_{2mz}) подземными водами в статических условиях

Для высокоминерализованных вод также характерно значительное снижение рН после взаимодействия с торфом с 6.2 до 3.3, что указывает на явное протекание ионообменных процессов, в результате которых происходит в первую очередь замещение

H^+ и Al^{3+} в торфе катионами щелочных и щелочноземельных металлов (таб. 2). Существенный избыток катионов Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} в системе «торф – подземные воды», особенно характерный для высокоминерализованных подземных вод мезенского водоносного горизонта (табл. 7.6), также очевидно способствует замещению Cs^+ , как стабильного, так и радиоактивного. Массовое содержание радиоцезия, как химического элемента, в торфе крайне мало, что способствует его активной десорбции в жидкую фазу и согласуется с результатами исследований, полученными для почв (Никитин, 2025). При этом можно ожидать десорбции как слабосвязанного ^{137}Cs , то есть связанного с органическим веществом торфа (гумусовыми кислотами и лигно-углеводным комплексом) по ионообменному механизму, так и прочно связанного ^{137}Cs , который зафиксирован в межпакетном пространстве глинистых минералов, присутствующих в торфе в небольшом количестве.

Обращает на себя внимание и частичное растворение органического вещества торфа, которое наблюдается при его взаимодействии с подземными водами (таб. 5.6). Содержание растворенного органического углерода $C_{орг}$ в низкоминерализованных водах после взаимодействия с торфом возрастает до 108.9 мг/л. Вероятно, этим и обусловлено увеличение доли органического вещества в донных осадках реки Золотицы, которое наблюдается в ближней зоне воздействия горно-обогачительного комбината (раздел 5.2.1), то есть поступление подземных вод на болото-поле фильтрации приводит к растворению органического вещества торфа. При этом можно отметить, что с ростом минерализации подземных вод растворимость органического вещества несколько снижается – в высокоминерализованных водах мезенского горизонта после взаимодействия с торфом содержание $C_{орг}$ возрастает до 68.5 мг/л (против 108.9 мг/л в низкоминерализованных водах). По-видимому, это связано с усилением полиэлектролитного эффекта в системе «торф-подземные воды» (подавление диссоциации молекул органических кислот – гуминовых и фульвокислот под действием высоких концентраций минеральных веществ в растворе).

В таблице 7.6 в качестве иллюстрации показаны данные по десорбции из торфа природного ^{210}Pb , активность которого в торфяной пробе составляет 180 Бк/кг. Из представленных данных видно, что степень десорбции ^{210}Pb из торфа под воздействием как низкоминерализованных, так и высокоминерализованных подземных вод ничтожно мала. Переход свинца-210 в жидкую фазу в измеряемых количествах не фиксируется, что согласуется с результатами, представленными в разделе 4.2.4, и подтверждает крайне низкую подвижность ^{210}Pb в торфяной залежи, по крайней мере, в истиннорастворенной форме.

Таблица 7.6 – Изменение физико-химических параметров, содержания радиоактивных элементов, основных ионов и растворенного органического вещества в пробах подземных вод после взаимодействия с торфом

Проба воды	TDS, мг/л	pH	^{137}Cs , Бк/л	^{210}Pb , Бк/л	Содержание основных ионов и растворенного органического вещества в воде, мг/л							
					HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Na^+	Ca^{2+}	K^+	Mg^{2+}	$\text{C}_{\text{орг}}$
V ₂ pd*	147.5	7.8	-	<0.001	85	8.6	1.8	9.3	36.9	6.1	14.7	1.0
V ₂ pd**	78.8	5.0	0.11	<0.001	-	8.5	8.2	4.6	3.9	0.3	1.7	108.9
V ₂ mz*	7950	6.2	-	<0.001	88	3670	753	2470	760	25	246	6.7
V ₂ mz **	6820	3.3	0.39	<0.001	-	3630	761	1875	550	23	195	68.5

Примечание: * - подземные воды до взаимодействия с торфом, ** – подземные воды после взаимодействия с торфом.

Таким образом, полученные экспериментальные данные позволяют сделать вывод о том, что поступление карьерных вод в торфяную залежь болота-поля фильтрации может являться причиной десорбции из торфа техногенного ^{137}Cs . При этом чем выше минерализация подземных вод, тем выше десорбция радиоцезия из торфа. Взаимодействие подземных вод с торфяной залежью наряду с вымыванием ^{137}Cs может служить причиной выноса из торфа органического углерода в прилежащие водотоки. Безусловно, результаты модельного эксперимента не в полной мере отражают процессы взаимодействия подземных вод с реальным болотным массивом, поскольку взаимодействие подземных вод с торфяной залежью является динамическим процессом, на который воздействует огромное количество факторов. К таким факторам могут относиться изменение скоростей фильтрации воды в болотном массиве, локальные неоднородности физико-химических параметров торфяной залежи, объем и интенсивность атмосферных осадков, объем сбрасываемых вод, химический состав сбрасываемых вод и т.д. Рассмотренные в модельном эксперименте воды падунского и мезенского водоносных горизонтов являются лишь крайними членами смешения, а в реальности мы имеем дело, вероятно, с их смесью, которая неизбежно осложняется добавлением атмосферной компоненты при поступлении подземных вод на болото. Тем не менее, указанные ограничения модельного эксперимента не отменяют зафиксированные процессы химического взаимодействия минерализованных подземных вод с торфом, которые определяют десорбцию ^{137}Cs из торфяной залежи. Таким образом, представленные экспериментальные данные хорошо объясняют причину увеличения активности ^{137}Cs в донных осадках реки Золотицы в ближней зоне комбината и доказывают гипотезу о том, что взаимодействие минерализованных дренажных вод с торфяным массивом приводит к десорбции из торфа техногенного радиоцезия. В связи с

этим, обнаруженная эмиссия накопленного торфом радиоцезия представляет для речной экосистемы серьезную проблему с точки зрения увеличения радиоэкологических рисков за счет техногенной радиоактивности. В свою очередь полученные данные указывают на необходимость учета вероятности эмиссии техногенного ^{137}Cs при очистке сточных минерализованных подземных вод на болотах-полях фильтрации.

7.5. Распределение тяжелых металлов в речных отложениях и горных породах

Поскольку очевидно, что проблема воздействия объектов горнотехнической деятельности на окружающие биогеоценозы является комплексной, то в работе дополнительно рассмотрена возможность эмиссии в речную экосистему ряда тяжелых металлов источником которых, как и для радионуклидов, может являться деятельность горно-обогатительного комбината (вынос металлов из отвалов и хвостохранилищ, поступление с карьерными водами). Наряду с радионуклидами, тяжелые металлы, обладая высокой токсичностью, представляют значительную опасность для водной биоты. Поэтому важно комплексно оценить совокупное экологическое воздействие как от радионуклидов, так и от тяжелых металлов, предполагая схожий источник и механизмы их поступления в речную экосистему.

Данные по химическому составу речных отложений и пород, извлекаемых из карьеров, представлены в таблице 7.7 в виде средних значений.

Расширенные данные по всем отобраным пробам речных отложений и пород из карьеров приведены в Приложении М, таблицы М4-М7. Необходимо отметить, что детальное обсуждение петрохимических особенностей пород, слагающих Золотицкое кимберлитовое поле, выходит далеко за рамки настоящего исследования, более того подобные детальные описания сделаны в монографии (Богатиков и др., 1999). Тем не менее, несмотря на то, что фокусом настоящей работы является обсуждение распределения тяжелых металлов в донных осадках как экотоксикантов для речной биоты, ряд особенностей химического состава изученных пород кратко всё же стоит подчеркнуть. Так, обращает на себя внимание повышенное содержание SiO_2 в кимберлитовых породах составляющее в среднем 51 мас. %, а также Al_2O_3 5.1 мас. % и K_2O 1.1 мас. %. Повышенные содержания основных оксидов, вероятно, связаны с обогащением отобранных кимберлитовых пород осадочным материалом вендских вмещающих отложений, поскольку отобранные породы были представлены в основном кратерной фацией (туфогенно-осадочная толща: туфопесчаники, туфы, туффиты). Участие терригенного материала осадочных пород заметно и в пониженном содержании MgO

16.90 мас. % в отобранных кимберлитовых породах. Для массивных кимберлитов жерловой фации трубки Архангельская, представленных автолитовой брекчией, характерным является содержание оксида магния до 29 мас. % (Богатилов и др., 1999). Кроме этого, отобранные кимберлиты характеризуются повышенными содержаниями Fe_2O_3 (6.01 мас. %), CaO (3.70 мас. %) и Na_2O (0.67 мас. %). При этом, что наиболее важно для целей настоящего исследования, изученные кимберлитовые породы отличаются высоким обогащением некоторыми микроэлементами – тяжелыми металлами Cr (759 мг/кг), Co (55.4 мг/кг) Ni (767 мг/кг), Zn (132 мг/кг) и Pb (22 мг/кг). Отмеченные высокие содержания тяжелых металлов Cr, Co, Ni и Zn являются типичными для кимберлитовых пород месторождения им. М.В. Ломоносова (Вержак и др. 1987). Обогащение кимберлитовых пород Pb, вероятно, связано с их контаминацией осадочным вендским материалом, в котором отмечается повышенное содержание свинца.

Таблица 7.7 – Содержание основных оксидов (мас.%) и микроэлементов (мг/кг) в пробах речных отложений и горных пород, извлекаемых из карьеров Ломоносовского ГОКа

Элементы	Тип отложений*				Верхняя континентальная кора (Rudnick, Gao, 2003)
	Перекрывающие породы Q и C ₂	Вмещающие породы V ₂	Кимберлиты D ₃ -C ₂	Речные отложения	
SiO ₂	82.2	75.1	51.3	27.0	66.6
TiO ₂	0.56	0.64	0.73	0.16	0.64
Al ₂ O ₃	7.0	7.9	5.1	3.6	15.4
Fe ₂ O ₃	2.8	3.20	6.01	1.20	5.04
MnO	0.04	0.07	0.15	0.02	0.10
MgO	1.15	2.49	16.90	0.70	2.48
CaO	1.07	2.67	3.70	0.90	3.59
Na ₂ O	0.35	0.13	0.67	0.96	3.27
K ₂ O	1.4	1.3	1.1	1.0	2.8
V	57	59	71	33	97
Cr	42	161	759	54	92
Co	7.2	12.1	55.4	14.8	17.3
Ni	28	135	767	20	47
Cu	8.8	17	17	3	28
Zn	46	76	132	10	67
Mo	-	-	-	0.4	1.1
Cd	-	-	-	0.96	0.09
Ba	240	262	551	309	628
Pb	6.5	25	22	9.6	17

Примечание: *Q – четвертичные отложения (пески, суглинки, галечник, супеси), C₂ – среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки), V₂ – отложения верхнего венда (алевролиты и песчаники), D₃-C₂ – кимберлиты верхнего девона-среднего карбона (кратерная и жерловая фации: автолитовая брекчия, кимберлитовый туф, туффиты).

Для вмещающих песчано-глинистых отложений венда, составляющих основной объем отвалов на месторождении, характерно наследование от кимберлитов повышенных содержаний тяжелых металлов Cr, Co, Ni и Zn (табл. 7.7). Как упоминалось ранее, вмещающим отложениям также присуще высокое содержание Pb, которое является их характерной чертой, и не связано с кимберлитами. Содержания Cr, Co, Ni, Zn и Pb во вмещающих вендских отложениях составляют 161 мг/кг, 12.1 мг/кг, 135 мг/кг, 76 мг/кг и 25 мг/кг, соответственно. При этом содержания Cr, Ni, Zn и Pb в вендских вмещающих породах выше значений, характерных для верхней континентальной коры (Rudnick, Gao, 2003). Согласно (Игнатов и др., 2015) наиболее обогащенными типичными микроэлементами кимберлитовых пород (Cr, Co, Ni, Zn) являются вмещающие отложения, которые непосредственно примыкают к трубкам, то есть выполняют околотрубное пространство. Ширина зоны, в которой проявляются тектонические и вещественные признаки воздействия на вмещающие породы кимберлитовой магмы, может достигать 300 метров (Игнатов и др., 2015). Таким образом, механизм обогащения рядом тяжелых металлов вмещающих пород венда, очевидно, связан с воздействием кимберлитов.

Исходя из полученных по вмещающим породам и кимберлитам данных, существует определенная вероятность загрязнения речной экосистемы тяжелыми металлами в случае их поступления в реку из отвалов в результате размыва осадками и пыления либо в составе дренажных вод. Так, речные отложения характеризуются сравнительно невысокими средними концентрациями тяжелых металлов относительно их содержания во вмещающих породах и кимберлитах. Тем не менее, для донных осадков заметно наследование повышенных концентраций ряда тяжелых металлов от обогащенных микроэлементами вмещающих пород и кимберлитов. Особенно это заметно при сравнении содержания тяжелых металлов в речных осадках и перекрывающих отложениях, которые, по сути, река Золотица и дренирует. Видно, что в речных осадках относительно перекрывающих пород наблюдается обогащение Cr (54 мкг/кг), Co (14.8 мкг/кг) и Pb (9.6 мкг/кг). Также речные отложения характеризуются повышенным содержанием Ni (20 мкг/кг), сравнимым с перекрывающими породами. Это говорит о том, что источником тяжелых металлов в речных отложениях района месторождения могут являться породы, извлекаемые из карьеров. Отдельного внимания заслуживают обнаруженная высокая концентрация Cd в речных отложениях, концентрация которого в среднем составляет 0.96 мг/кг. К сожалению, данных о содержании Cd в карьерных породах нет. Однако повышенные концентрации Cd являются характерными для донных

осадков севера Архангельской области, составляющие в среднем 2.3 мг/кг (Стародымова и др., 2017).

В целом можно отметить, что средние концентрации изученных основных оксидов и микроэлементов (тяжелых металлов) в донных осадках реки Золотицы не превышают значений, характерных для верхней континентальной коры. Тем не менее, пространственное распределение ряда элементов указывает на возможное их поступление в русло в результате деятельности ГОКа (рис. 5.10). Наиболее характерным является распределение MgO, содержание которого в речных осадках ближней зоны воздействия комбината возрастает до 1.42 %, при среднем содержании 0.70. При этом распределение MgO коррелирует с содержанием глинистых фракций (рис. 5.10). Их доля в донных осадках ближней зоны влияния ГОКа значительно возрастает (до 11 %), что указывает на участие отвалов вендских отложений, значительно обогащенных глинистой компонентой, в том числе сапонитом. Кроме этого, в этой зоне заметна тенденция к увеличению содержания TiO_2 , Cr, Cu, Mo и V. При этом распределение тяжелых металлов в донных осадках Золотицы является сложным с формированием областей повышенных концентраций непосредственно не ассоциированных с воздействием комбината.

Такие области с повышенными концентрациями расположены ниже по течению от ГОКа (крайняя правая часть графиков на рис. 5.10) и тяготеют к притокам (река Белая и ручей Тучкин). Повышенный геохимический фон донных отложений в этом районе, вероятно, сформирован тем, что эти притоки протекают над кимберлитовыми трубками северной части Золотицкого кимберлитового поля. К этим притокам тяготеют и повышенные активности естественных радионуклидов, о чем говорилось выше в разделе 5.1.2. Таким образом, можно отметить, что помимо увеличения активностей радионуклидов деятельность ГОКа может отражаться и на трансформации геохимических параметров речных осадков, хотя повышенный геохимический фон в районе месторождения, связанный с проявлениями кимберлитового магматизма, несколько нивелирует участие горнотехнической деятельности комбината. Тем не менее, отмеченные в кимберлитах и вмещающих породах высокие концентрации ряда тяжелых металлов, которые неизбежно наследуются отложениями различных водотоков в районе месторождения, требует оценки токсикологических последствий для водной биоты. Необходимо подчеркнуть, что река Золотица относится к высшей категории водных объектов рыбохозяйственного значения, являясь крупным в бассейне Белого моря нерестилищем семги. Река Золотица представляет собой объект охраны для расположенных в ее бассейне таких ООПТ, как семужье-нерестовая река. Отсюда изучение токсикологического воздействия различных поллютантов на водную биоту

является крайне актуальной задачей, поскольку напрямую связана с оценкой текущего экологического статуса реки Золотицы.

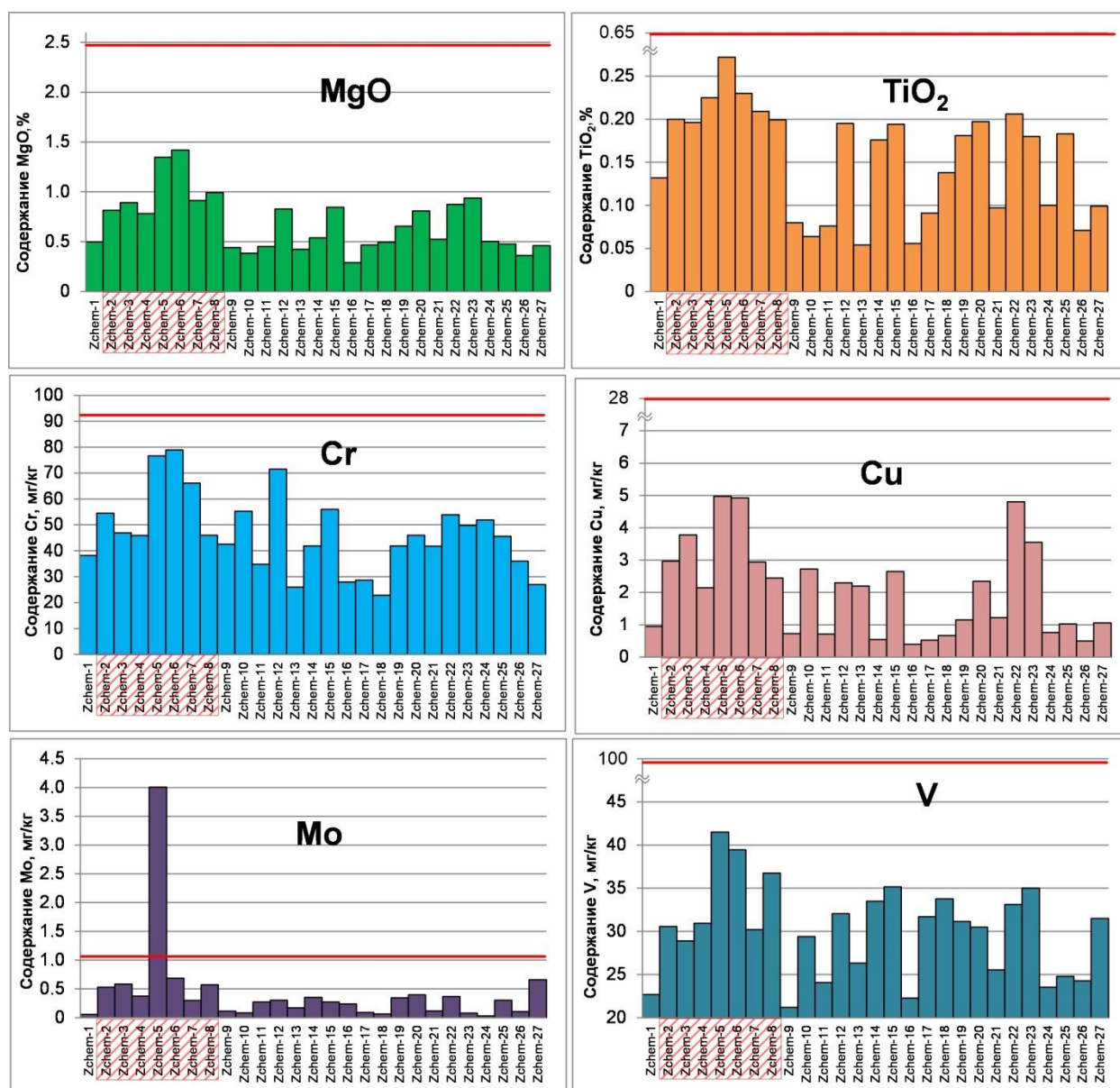


Рисунок 5.10 – Изменение содержания ряда основных оксидов и тяжелых металлов в донных осадках реки Золотицы. Красной заливкой показаны пробы, отобранные в ближней зоне воздействия ГОКа. Красной линией отмечены кларки содержания элементов в верхней континентальной коре согласно (Rudnick, Gao, 2003)

Применительно к речной экосистеме такие оценки проводятся с точки зрения вероятности возникновения неблагоприятных биологических эффектов для зообентосных сообществ (MacDonald et al. 2000), обитающих непосредственно в донных осадках и определяющих биологическую продуктивность водной экосистемы за счет связи трофических цепей. В нашем случае основным видом, на биопродуктивность которого будет непосредственно влиять состояние донных сообществ, является семга, поскольку

для нее зообентос является основной кормовой базой в период речного этапа жизни этого вида рыб. Оценки токсикологического воздействия на зообентосные сообщества, обитающие в донных осадках, выполняются на основе сравнения содержания тяжелых металлов в донных отложениях с референтными пороговыми уровнями (MacDonald et al. 2000). Подробное описание проведения токсикологических оценок представлено ниже.

7.6. Оценка возникновения неблагоприятных биологических эффектов для водной экосистемы от загрязнения донных отложений

На основании полученных данных по содержанию наиболее токсичных для биоты поллютантов тяжелых металлов выполнен расчет токсического биологического эффекта согласно наиболее используемым наборам рекомендаций к оценке качества донных отложений (англ. Sediment Quality Guidelines - SQGs) (Long et al. 1995; Macdonald et al. 1996; Long, MacDonald, 1998; MacDonald et al. 2000). Такими наборами рекомендаций являются TEL и PEL (пределы пороговых и вероятных эффектов), и ERL и ERM (пороговый и медианный диапазон эффектов) (Long et al. 2006). Оба набора рекомендаций были получены на основе статистического анализа больших объемов химических и биологических данных, собранных в ходе многочисленных полевых, лабораторных и модельных исследований (MacDonald et al. 2000). Алгоритм токсикологической оценки заключается в сравнении полученных значений концентраций тяжелых металлов с референтными уровнями TEL, PEL, ERL и ERM (отношение концентрации тяжелого металла в конкретной пробе к референтному уровню тяжелого металла). Если концентрация тяжелого металла в пробе окажется выше референтного уровня по какому-либо набору рекомендаций TEL, PEL, ERL или ERM, то это указывает на различную вероятность проявления неблагоприятных биологических эффектов для зообентосных сообществ. В настоящей работе расчет токсикологического воздействия выполнен для Cr, Ni, Cu, Zn, Cd и Pb, имеющих достоверно установленные референтные уровни (MacDonald et al. 2000), при которых наблюдаются неблагоприятные биологические эффекты. Если полученные концентрации тяжелых металлов ниже референтных значений TEL и ERL, то токсический эффект для донной биоты незначителен. Если концентрации тяжелых металлов выше уровней PEL и ERM, то это может указывать на высокую вероятность проявления неблагоприятного биологического эффекта (Long et al., 1998; MacDonald et al., 2000). Классификация рекомендаций по оценке качества отложений и описание вероятных биологических воздействий представлены в табл. 7.8.

Поскольку, как правило, токсикологическое воздействие складывается из

воздействия нескольких тяжелых металлов, присутствующих в конкретной пробе, то для определения совокупного биологического воздействия применяется средний коэффициент $mERM-Q$ (Long et al., 2006):

$$mERM-Q = (\sum_{i=1}^n ERM-Q_i)/n \quad (7.6.1)$$

$$ERM-Q_i = C_i/ERM_i \quad (7.6.2)$$

где C_i – концентрация выбранного тяжелого металла i в пробе, ERM_i – значение ERM для тяжелого металла i , а n – общее количество изученных тяжелых металлов.

Значения $mERM-Q$ с точки зрения вероятности токсичности для донной биоты подразделяются на четыре класса: $mERM-Q < 0.1$, 9% вероятности токсичности; $0.1-0.5$, 21% вероятности токсичности; $0.5-1.5$, 49% вероятности токсичности; и $mERM-Q > 1.5$, 76% вероятности токсичности (Long, MacDonald, 1998; Long et al., 2006; Liao et al., 2017).

Таблица 7.8 – Классификация рекомендаций по качеству донных отложений (SQGs) и биологические эффекты (Long et al. 1998; MacDonald et al. 2000)

Наборы рекомендации		Эффект
TEL и PEL	<TEL	Связи с неблагоприятными биологическими эффектами не наблюдается
	$\geq TEL < PEL$	Связь с неблагоприятными биологическими эффектами иногда наблюдается
	$\geq PEL$	Частая связь с неблагоприятными биологическими эффектами
ERL и ERM	<ERL	Минимальный диапазон эффектов
	$\geq ERL < ERM$	Неблагоприятные эффекты могут возникать иногда
	$\geq ERM$	Неблагоприятные эффекты могут возникать часто

Результаты сопоставления рекомендаций по качеству отложений с концентрациями тяжелых металлов в донных осадках реки Золотица и ее притоков представлены в табл. 7.9. В расширенном виде данные представлены в таблице М8 Приложения М. В таблице 7.9 показаны референтные уровни концентраций тяжелых металлов Cr, Ni, Cu, Zn, Cd и Pb для каждого набора рекомендаций (TEL, PEL, ERL и ERM). Так, сравнение рекомендаций TEL и PEL показывает, что процент образцов, имеющих концентрации Cr, Ni, Cu, Zn, Cd и Pb ниже TEL, составляет 27, 40, 100, 100, 36 и 96 %, соответственно. В диапазон между TEL и PEL попадают образцы с содержанием Cr, Ni, Cd и Pb в процентном соотношении 67, 58, 64 и 4 %, соответственно. По содержанию Cr и Ni 6 и 2% образцов оказались выше значений $\geq PEL$, что указывает на то, что концентрации этих металлов могут приводить к

частому проявлению неблагоприятного биологического эффекта на обитающие в донных осадках организмы (Long et al., 2006).

Таблица 7.9 – Сравнение концентраций тяжелых металлов в донных осадках реки Золотица и ее притоков с рекомендациями по качеству донных отложений (SQG) в процентном соотношении проб к каждому набору рекомендаций (n=47)

Содержание тяжелых металлов в речных осадках (в числителе диапазон, в знаменателе – среднее), мг/кг	Cr	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb
	<u>20-368</u>	<u>8-48</u>	<u>0.3-17</u>	<u>2-35</u>	<u>0.01-2.93</u>	<u>2.1-45.1</u>
	54	20	3	10	0.96	9.6
Референтные уровни содержания тяжелых металлов для различных наборов рекомендации, мг/кг	Cr	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb
TEL предел порогового эффекта	37	18	36	123	0.6	35
PEL предел вероятного эффекта	90	36	197	315	3.5	91
ERL пороговый диапазон эффектов	80	30	70	120	5	35
ERM медианный диапазон эффектов	145	50	390	270	9	110
Сравнение TEL и PEL	% образцов в каждом наборе рекомендаций					
<TEL	27	40	100	100	36	96
≥ TEL <PEL	67	58	0	0	64	4
≥ PEL	6	2	0	0	0	0
Сравнение ERL и ERM	% образцов в каждом наборе рекомендаций					
<ERL	94	98	100	100	100	96
≥ERL <ERM	4	2	0	0	0	4
≥ERM	2	0	0	0	0	0

Примечание: Расчет доли образцов в каждом наборе рекомендаций проводился путем подсчета количества проб, в которых содержание тяжелых металлов выше или ниже референтного уровня согласно различным рекомендациям. За 100 % принималось общее количество образцов, в которых определялось содержание тяжелых металлов (n = 47). Например, если референтный уровень порогового эффекта TEL для Cu составляет 36 мг/кг и ни в одной из изученных проб он не превышен, то процент образцов, в которых содержание металлов ниже TEL (<TEL) указывается как 100%. Соответственно, доля образцов, в которых содержание тяжелых металлов выше референтного уровня TEL, но ниже уровня PEL будет составлять 0%. В свою очередь доля образцов с превышением уровня PEL будет составлять также 0%. Сравнение наборов рекомендаций TEL-PEL и ERL- ERM проводится отдельно, поскольку они предполагают различную вероятность токсикологического воздействия на донную биоту (MacDonald et al., 2000).

При сравнении данных из рекомендаций ERL и ERM с концентрациями тяжелых металлов в донных осадках района исследований можно отметить, что содержание Cr, Ni, Cu, Zn, Cd и Pb в 94, 98, 100, 100, 100 и 96 % образцов находятся ниже ERL. В диапазон значений ≥ERL и <ERM по содержанию Cr, Ni и Pb попадают 4, 2 и 4 % образцов донных осадков. Выше значений ≥ERM оказалось 2 % образцов по содержанию Cr. Таким образом, сравнение рекомендаций TEL и PEL указывает на то, что наибольший вклад в экотоксичность речной экосистемы вносят Cr и Ni, являющиеся основными сопутствующими элементами кимберлитовых пород месторождения

им. М.В. Ломоносова. Значимый вклад в экотоксичность донных осадков также вносит и Pb, которым обогащены песчано-глинистые породы венда, слагающие околотрубочное пространство кимберлитов.

Коэффициент mERM-Q, рассчитанный на основе средних значений ERM для Cr, Ni, Cu, Zn, Cd и Pb (таблица М9, Приложение М), что mERM-Q для всех изученных проб в среднем составляет 0.2, то есть находится в диапазоне 0.1–0.5. Это говорит о том, что по классификации (Long et al., 2006) с вероятностью 21% наблюдаемые суммарные концентрации металлов могут приводить к неблагоприятному биологическому воздействию на организмы, обитающие в донных отложениях. Максимальные значения mERM-Q до 2.5 наблюдаются в донных осадках реки Золотицы в ближней зоне воздействия ГОКа (рис. 5.11).

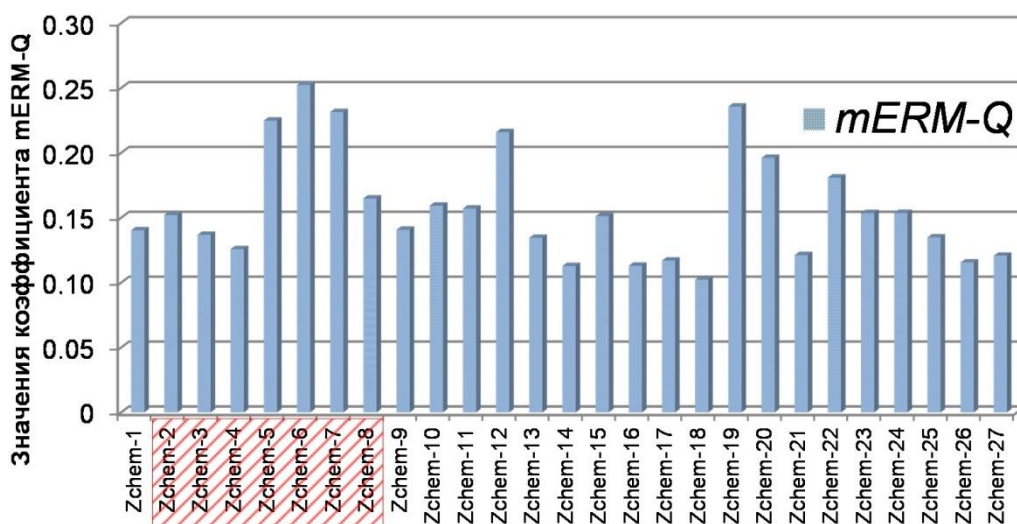


Рисунок 7.11 – Изменение значений коэффициента mERM-Q в донных осадках реки Золотицы. Красной заливкой показаны пробы, отобранные в ближней зоне воздействия ГОКа

Однако, несмотря на отмеченные локальные повышенные значения индексов токсичности, характерные для отдельных металлов, в настоящее время экологические риски для речной биоты от загрязнения тяжелыми металлами можно считать сравнительно невысокими. В то же время выявленные случаи превышения референтных уровней Cr, Ni и Pb для рекомендаций PEL, ERL и ERM, указывающие на более высокую связь с неблагоприятными биологическими эффектами присутствующих в осадках концентраций этих элементов, требуют контроля за уровнями их накопления в донных осадках реки Золотицы. Учитывая повышенные содержания ряда тяжелых металлов (особенно Cr, Ni и Pb) в извлекаемых из карьеров породах, исследование их поступления из отвалов в речные осадки представляет особую значимость. При этом определенная

тенденция к увеличению роли горно-обогатительного комбината в поступлении тяжелых металлов в окружающие водотоки существует, что видно из анализа распределения металлов в русле реки Золотицы. Таким образом, полученные данные указывают на необходимость контроля уровней тяжелых металлов в донных осадках в процессе дальнейшей деятельности комбината с учетом охранного статуса реки Золотицы.

Для оценки радиэкологических рисков, связанных с естественными радиоактивными элементами, присутствующими в донных осадках и горных породах, выполнен расчет различных индексов радиационной безопасности. Исходя из активностей естественных радионуклидов в речных осадках и горных породах, извлекаемых из карьеров, определены поглощенная доза гамма-излучения (D_R), радиевый эквивалент активности (Ra_{eq}), индекс внешней опасности (H_{ex}) и эффективная удельная активность природных радионуклидов ($A_{эфф}$). Необходимо отметить, что нормируемым параметром является только $A_{эфф}$ согласно требованиям СанПиН 2.6.1.2523-09 (НРБ-99/2009):

$$A_{эфф} = A_{Ra} + 1.3A_{Th} + 0.09A_K \quad (7.6.3)$$

где $A_{эфф}$ – эффективная удельная активность природных радионуклидов, а A_{Ra} , A_{Th} и A_K – удельные активности ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в Бк/кг.

Другие индексы широко используются в радиэкологических исследованиях для оценки радиационной безопасности различных природных объектов (почвы, донные осадки, горные породы) (Exposure to radiation..., 1979; UNSCEAR, 2000). Расчет поглощенной дозы гамма-излучения D_R проводился согласно рекомендациям МАГАТЭ (UNSCEAR, 2000):

$$D_R = 0.462C_{Ra} + 0.604C_{Th} + 0.042C_K \quad (7.6.4)$$

где D_R – мощность поглощенной дозы в нГр/ч, а C_{Ra} , C_{Th} и C_K – удельные активности ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в Бк/кг.

Радиевый эквивалент активности Ra_{eq} определялся согласно рекомендациям (Exposure to radiation..., 1979):

$$Ra_{eq} = C_{Ra} + 1.43C_{Th} + 0.07C_K \quad (7.6.5)$$

где Ra_{eq} – радиевый эквивалент активности, C_{Ra} , C_{Th} и C_K – удельные активности ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в Бк/кг.

Индекс внешней опасности H_{ex} , характеризующий опасность внешнего гамма-излучения определялся согласно (UNSCEAR, 1993):

$$Ra_{eq} = \frac{C_{Ra}}{370} + \frac{C_{Th}}{259} + \frac{C_K}{4810} \leq 1 \quad (7.6.6)$$

где H_{ex} – индекс внешней опасности, C_{Ra} , C_{Th} и C_K – удельные активности ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в Бк/кг. Данный индекс применяется для ограничения дозы облучения в 1 мЗв/год

(UNSCEAR, 1993).

Данные расчета индексов представлены в таблице 5.10 в виде средних значений для донных осадков и различных типов горных пород, извлекаемых из карьеров. Подробные данные по каждой конкретной пробе представлены в таблицах М2-М3 Приложения М. Так, среднее значение D_R для донных осадков реки Золотицы и ее притоков составляет 23 нГр/ч (табл. 7.10). Для карьерных пород и руд среднее значение поглощенной дозы несколько выше, а максимальная средняя величина характерна для песчано-глинистых пород падунской свиты венда (42 нГр/ч), что связано с повышенным содержанием в них естественных радионуклидов.

Среднее значение радиевого эквивалента активности R_{aeq} для донных осадков составляет 44 Бк/кг (табл. 7.10). В перекрывающих отложениях четвертичного и среднекаменноугольного возраста средний индекс R_{aeq} составляет 62 Бк/кг, во вмещающих породах венда – 87 Бк/кг, в кимберлитах – 57 Бк/кг. Индекс R_{aeq} не превышает максимального значения 370 Бк/кг, установленного Агентством по ядерной энергетике (Exposure to radiation..., 1979).

Таблица 7.10 – Средние параметры расчетных индексов радиационной безопасности донных отложений реки Золотицы и ее притоков, а также горных пород, извлекаемых из карьеров

Тип отложений	D_R , нГр/ч	R_{aeq} , Бк/кг	H_{ex} , отн.ед.	$A_{эфф}$, Бк/кг
Речные отложения	23	44	0.13	48
Перекрывающие породы – Q и C_2	30	62	0.17	64
Вмещающие породы – V_2	42	87	0.24	88
Кимберлиты, D_3-C_2	27	57	0.16	58

Примечание: Q – четвертичные отложения (пески, суглинки, галечник, супеси), C_2 – среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки), V_2 – отложения верхнего венда (алевролиты, песчаники), D_3-C_2 – кимберлиты верхнего девона-среднего карбона (автолитовая брекчия, кимберлитовый туф, туффиты).

D_R – поглощенная доза гамма излучения, R_{aeq} – радиевый эквивалент активности, H_{ex} – индекс внешней опасности, $A_{эфф}$ – эффективная удельная активность природных радионуклидов.

Рассчитанное среднее значение индекса H_{ex} в речных отложениях составляет 0.13 (табл. 7.10). Средние величины H_{ex} извлекаемых из карьеров пород составляют для четвертичных и среднекаменноугольных отложений 0.17, для отложений падунской свиты венда – 0.24, для кимберлитов – 0.16. Для всех исследованных проб речных отложений и горных пород, извлекаемых из карьеров, индекс внешней опасности значительно ниже 1, что говорит о том, что доза облучения меньше допустимого предела 1 мЗв/год.

Нормируемая согласно требованиям НРБ-99/2009 величина $A_{эфф}$ в донных осадках в среднем составляет 48 Бк/кг, закономерно достигая максимального значения во

вмещающих породах венда (88 Бк/кг) (табл. 7.10). Согласно полученным данным донные осадки реки Золотицы и ее притоков относятся к первому классу, поскольку значения параметра $A_{эфф}$ существенно ниже 370 Бк/кг согласно СанПиН 2.6.1.2523-09 (НРБ-99/2009).

Таким образом, на основании представленных расчетных данных индексов радиационной безопасности можно заключить, что радиоэкологические риски от естественных радионуклидов в настоящее время являются низкими. В то же время вызывает опасение миграция в русло реки Золотицы техногенного ^{137}Cs – основного дозообразующего техногенного радионуклида. Как было установлено в настоящем исследовании, накопление ^{137}Cs в донных осадках может происходить в результате его миграции из болотного массива под воздействием минерализованных дренажных вод. Однако предельно допустимая концентрация радиоактивного цезия для донных осадков в настоящее время не установлена, то есть его содержание в донных осадках не нормируется. Тем не менее, обнаруженный факт поступления радиоцезия в реку требует дальнейшего контроля как за уровнем его накопления в донных осадках, так и возможностью его миграции по пищевым цепям.

Среди естественных радиоактивных элементов определенную токсикологическую опасность для водной биоты района месторождения им. М.В. Ломоносова может представлять уран, поступление которого в речную сеть обеспечивается откачкой и сбросом минерализованных подземных вод при водопонижении карьеров. Так, концентрация урана в подземных водах водопонижающих скважин карьеров трубков Архангельская и Карпинского-1 варьирует в пределах от 0.13 до 18.5 мкг/л. Концентрация урана в воде реки Золотицы выше по течению от ГОКа (до впадения в руслоотводной канал) составляет 0.61 мкг/л (табл. 7.11).

Ниже по течению от ГОКа близ поселка Тучкино концентрация урана возрастает до 1.16 мкг/л. Наблюдаемое увеличение содержания урана в воде реки Золотицы свидетельствует о значимом вкладе других источников в сток реки. Очевидно, что основными природными источниками, формирующими сток Золотицы на исследуемом участке, являются ее притоки. Однако в притоках, расположенных выше по течению от ГОКа (река Светлая, ручей Светлый), концентрация урана изменяется от 0.20 до 0.29 мкг/л. В притоках ниже по течению от ГОКа (речей Вахтовый, ручей Тучкин, река Белая) концентрация урана несколько выше и варьирует от 0.59 до 0.73 мкг/л. Таким образом, наиболее вероятным источником резкого увеличения содержания урана в Золотице ниже по течению от горно-обогатительного комбината являются подземные воды, откачиваемые при водопонижении карьеров. Общий дебит водопонижающих скважин

карьеров трубок Архангельская и Карпинского-1 составляет около 5000 м³/ч, при этом расход реки Золотицы в межень составляет всего 10000 м³/ч (Шкиль и др., 2016; Malov, 2018).

Таблица 7.11 – Содержание урана в воде реки Золотицы и ее притоков в районе месторождения им. М.В. Ломоносова

Шифр пробы	Координаты		Место отбора	U, мкг/л
	X	Y		
Vp-1	7244156	7597796	ручей Тучкин	0.73±0.08
Vp -2	7253685	7596515	ручей Вахтовый	0.59±0.07
Vp -3	7240564	7593379	река Светлая	0.26±0.03
Vp -4	7239601	7593953	река Светлая	0.29±0.03
Vp -5	7250546	7598240	ручей Светлый	0.20±0.02
Vp -6	7254895	7594948	река Белая	0.73±0.08
Vz-1	7246840	7592813	река Золотица, выше по течению от ГОКа	0.61±0.07
Vz -2	7250022	7598204	река Золотица, ниже по течению от ГОКа	1.16±0.12
ВПС	-	-	Водопонижающие скважины карьеров	0.13-18.5*

Примечание: * - показан диапазон концентрации урана в подземных водах водопонижающих скважин из работы (Malov, 2018). Координаты показаны в прямоугольной системе СК-42.

Отсюда следует, что смешение дренажных вод с речной водой может происходить в соотношении 1:2. Вполне очевидно, что такое значительное участие дренажных вод в стоке Золотицы в меженный период не может не сказаться на повышении концентрации урана в речной воде. Необходимо отметить, что для изучаемой территории, относящейся к зоне холодного гумидного климата, в целом характерно крайне низкое фоновое содержание урана в поверхностных водах 0.18-0.51 мкг/л (Шварцев, 1998), обусловленное формированием стока рек в условиях избыточного увлажнения территории, сильной заболоченности водосборов. Таким образом, значительное увеличение доли подземного питания в реках в результате воздействия горно-технической деятельности потенциально может увеличить содержание урана в поверхностных водах. В свою очередь будет способствовать ухудшению радиоэкологического состояния водных объектов в зонах воздействия добычи полезных ископаемых, сопровождаемой откачкой больших объемов подземных вод. В первую очередь это касается водных объектов имеющих природоохранный статус. Так, наиболее чувствительными к урану являются донные беспозвоночные (зообентос), для которых хронические токсические эффекты могут проявляться уже при концентрациях урана выше 0.5 мкг/л (Goulet et al., 2011). Как было сказано выше, зообентос (двустворчатые моллюски, водные личинки, малощетинковые черви) является основной кормовой базой для семги (Завиша и др., 2005), которая после выклева из икры может жить в реке до 5 лет (Студенов, 2005). В связи с этим, оценка

накопления урана в речной экосистеме Золотицы для определения воздействия урана на рыб через пищевые цепи требует дополнительных детальных исследований. Требуется оценки и влияние на токсикологическую реакцию гидрофитов, видовой состав которых после начала разработки месторождения им. М.В. Ломоносова также претерпел изменения (Селянина и др., 2020).

Таким образом, можно отметить, что обнаруженные закономерности накопления радиоактивных элементов в донных осадках реки Золотицы могут быть связаны с деятельностью горно-обогатительного комбината. Кроме этого, существует тенденция к увеличению концентраций при расширении объемов добычи (углубление карьеров, разработка новых трубков, увеличение технологических площадей под отвалы и хвостохранилища, увеличение откачек подземных вод при водопонижении и т.д.), что в свою очередь усилит радиогенные и токсикологические нагрузки на водные экосистемы. Увеличение в донных осадках активности ^{137}Cs , которого нет ни в составе горных пород, извлекаемых из карьеров, ни откачиваемых дренажных вод, указывает на процесс мобилизации из торфяной залежи этого техногенного радионуклида под воздействием сбрасываемых вод. Данные экспериментальных исследований также это подтверждают. Предполагается, что в будущем с увеличением объема и изменением химического состава сбрасываемых подземных вод буферная способность полей фильтрации еще больше снизится.

Изложенный в работе подход по оценке радиоэкологического состояния районов горнотехнической деятельности может быть масштабирован и на другие районы добычи твердых полезных ископаемых в Западном секторе российской Арктики, месторождения которых ассоциированы с уран- и торийсодержащими минералами или имеют фоновые содержания естественных радиоактивных элементов.

Таким образом, **горнотехническая деятельность, связанная с добычей алмазов в Архангельской области, несмотря на текущие низкие радиационные риски, приводит к локальной трансформации радиогеохимических параметров речной системы прилегающих водотоков. Это выражается в обогащении речных донных осадков вблизи горно-обогатительного комбината естественными радионуклидами (^{226}Ra и ^{232}Th) за счет поступления из отвалов вскрышных пород, а также в провоцировании вторичной миграции накопленного в болотах-полях фильтрации техногенного ^{137}Cs и урана за счет сброса минерализованных дренажных вод. Обнаруженные процессы трансформации радиационного фона, обусловленные воздействием горных работ, создают потенциальную долгосрочную угрозу для речной экосистемы как нерестилища ценных видов рыб, и определяют**

необходимость проведения радиоэкологического мониторинга и оценки кумулятивного эффекта, в том числе и в пределах других объектов горнотехнической деятельности в Западном секторе Российской Арктики (четвертое защищаемое положение).

Выводы к главе VII

В донных отложениях реки Золотицы и ее притоков в районе месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова определены удельные активности основных естественных радиоактивных элементов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K . Помимо природных радионуклидов, определена активность техногенного ^{137}Cs – наиболее распространенного и основного дозообразующего радионуклида антропогенного происхождения.

Установлено, что средние удельные активности ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K и ^{137}Cs в донных осадках реки Золотицы и ее притоков в районе месторождения составляют 8.2, 10.3, 305.8, 5.1 Бк/кг соответственно, что существенно ниже значений характерных для верхней континентальной коры (Rudnick, Gao, 2014: ^{226}Ra – 33.8 Бк/кг, ^{232}Th – 42.7 Бк/кг и ^{40}K – 743 Бк/кг). При этом содержание естественных радионуклидов соответствует кларкам песчаников (Evaluation..., 1999: $^{226}\text{Ra} < 12$ Бк/кг, $^{232}\text{Th} < 8$ Бк/кг и $^{40}\text{K} < 265$ Бк/кг).

Определены радиационные параметры различных типов горных пород извлекаемых из карьеров как возможных источников естественных радионуклидов в речных осадках. Установлено, что наиболее обогащенными ^{226}Ra (18.2 Бк/кг) и ^{232}Th (32.7 Бк/кг) отложениями являются вендские породы, представленные алевролитами и песчаниками. Эти отложения, являющиеся для кимберлитов вмещающими, в среднем содержат практически в два раза больше ^{226}Ra и в три раза больше ^{232}Th , чем речные осадки района исследований.

В пространственном распределении наименьшие активности природных радионуклидов характерны для донных осадков притоков Золотицы, расположенных выше по течению от ГОКа. Притоки расположенные ниже по течению от комбината отличаются более высоким содержанием природных радионуклидов, что, вероятно, связано с протеканием данных водотоков над северной группой трубок Ломоносовского месторождения, обуславливающих повышенный радиогеохимический фон в этом районе.

Обнаружено, что наиболее высокие активности ^{137}Cs , ^{226}Ra и ^{232}Th в донных осадках реки Золотицы имеют приуроченность к ближней зоне воздействия ГОКа. Зона с повышенным содержанием указанных радионуклидов протягивается на ~3 км от северной границы горно-обогатительного комбината до поселка Тучкино. Кроме этого, в донных

осадках ближней зоны ГОКа возрастает доля глинистых фракций (до 11%), органики (до 6.6 %), карбонатов (до 1.6 %) и водорастворимых солей (0.7 мг/г). Изменение физико-химических параметров и увеличение активностей природных радионуклидов ^{226}Ra и ^{232}Th в донных отложениях указывает на вероятное участие отвалов горных пород в загрязнении речной системы. Подтверждают это и данные статистического анализа.

Установлено, что источником поступления техногенного ^{137}Cs в русло реки Золотицы в ближней зоне воздействия комбината является болотный массив – поле фильтрации, на которое происходит разгрузка подземных дренажных вод. В ходе экспериментальных исследований показано, что взаимодействие минерализованных дренажных вод с органическим веществом торфяного массива приводит к десорбции техногенного радиоцезия. При этом, чем выше минерализация сбрасываемых подземных вод, тем выше десорбция ^{137}Cs из торфа. Также экспериментально показано, что взаимодействие минерализованных подземных вод с торфяной залежью, наряду с вымыванием ^{137}Cs , приводит к выносу из торфа органического вещества в прилежащие водотоки, что соответствует натурным данным.

Обнаруженная эмиссия накопленного торфом радиоцезия может представлять для речной экосистемы серьезную проблему с точки зрения увеличения радиоэкологических рисков за счет техногенной радиоактивности. В свою очередь полученные данные указывают на необходимость учета вероятности эмиссии техногенного ^{137}Cs при очистке сточных минерализованных подземных вод на болотах-полях фильтрации. Поскольку болотные массивы, учитывая их огромные площади распространения в Западном секторе Российской Арктики – это главные природные депозитарии выпавшей на поверхность земли техногенной радиоактивности, образовавшейся в результате ядерных испытаний и радиационных аварий.

Исследования химического состава образцов показали, что существуют риски токсикологического воздействия на донную биоту, связанные с повышенным содержанием в донных осадках тяжелых металлов Cr, Ni и Pb, источником которых являются как сами кимберлиты, так и вмещающие их вендские песчано-глинистые отложения. В этих породах концентрации Cr, Ni и Pb находятся на уровне выше значений, характерных для верхней континентальной коры.

Расчет индексов радиационной безопасности показал, что радиоэкологические риски от естественных радионуклидов, содержащихся в донных отложениях и горных породах, в настоящее время являются низкими. Нормируемая согласно требованиям СанПиН 2.6.1.2523-09 (НРБ-99/2009) величина $A_{\text{эфф}}$ в донных осадках и горных породах существенно ниже порогового уровня 370 Бк/кг (I класс).

Показано, что среди естественных радиоактивных элементов токсикологическую опасность для донной биоты района исследований может представлять уран, поступление которого в речную сеть обеспечивается откачкой и сбросом минерализованных подземных вод при водопонижении карьеров. Установлено, что концентрация урана в воде реки Золотицы ниже по течению от ГОКа выше фоновых значений, характерных для поверхностных вод изучаемой территории, относящейся к зоне холодного гумидного климата. При этом в притоках и в самой Золотице выше по течению от комбината концентрация урана соответствует фоновым значениям. Источником увеличения содержания урана в Золотице являются подземные воды с повышенным содержанием урана, откачиваемые при водопонижении карьеров.

Показано, что определенные радиозэкологические риски для речной экосистемы могут быть связаны с накоплением техногенного ^{137}Cs в донных осадках в результате его миграции из болотного массива под воздействием минерализованных дренажных вод. Однако предельно допустимая концентрация ^{137}Cs в донных осадках в настоящее время не нормируется.

ГЛАВА VIII

РАДИОГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ И ВОЗМОЖНОСТИ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ДИССЕРТАЦИОННОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

8.1 Радиогеоэкологическое районирование Западного сектора Российской Арктики

Удобным и объективным подходом к пространственной оценке рисков радиационного воздействия на природную среду является картографическое представление радиогеоэкологических данных. Однако представление данных в виде карт распределения по той или иной территории отдельных радиоактивных элементов, например, техногенного ^{137}Cs , не будет достаточным для комплексного радиогеоэкологического анализа, поскольку не отражает совокупность факторов, которые привели к формированию текущей радиогеоэкологической обстановки. Более того, этого недостаточно для последующего прогнозирования радиационной обстановки под влиянием природных и антропогенных факторов. Задача комплексного радиогеоэкологического анализа территории может быть решена на основе общего для геоэкологических исследований метода геоэкологического районирования (Кочуров и др., 2012), который базируется на учете максимального количества факторов, влияющих на трансформацию природной среды. К ключевым факторам, определяющим экологическое (в нашем случае радиогеоэкологическое) состояние территории относятся степень ее загрязнения поллютантами (в нашем случае радионуклидами), ландшафтные и природно-климатические условия, геологическое строение, техногенная нагрузка, степень антропогенной нарушенности и др. (Грязнов и др., 2017). Понятно, что количество факторов, учитываемых в геоэкологическом районировании, может быть достаточно большим и будет зависеть как от полноты привлекаемой к анализу исходной информации, так и той задачи, которую такое районирование преследует. Для интегральной оценки учитываемых качественных факторов и последующего их представления в виде количественных параметров на карте в геоэкологических исследованиях широко используется метод экспертных оценок (Грязнов и др., 2017; Ружникова, 2021). Метод заключается в балльной оценке экологической роли факторов для конкретного участка на карте (квадрата). Предполагается, что экологическую роль фактора оценивают квалифицированные эксперты, привлекаемые к анализу, которые количественно определяют значимость фактора. То есть каждому учитываемому фактору присваивается

балльная оценка на основе шкалы, характеризующей степень негативного воздействия фактора на природную среду (например, 0 – воздействие фактора не значимо, 1 – умеренная значимость, 2 – высокая значимость). При построении геоэкологической карты для каждого участка с координатами X и Y (координаты центра участка) баллы суммируются. Так, например, при количестве учитываемых факторов $n=10$ и высокой значимости всех факторов (максимальный вес фактора 2) максимальная сумма баллов будет составлять 20. Таким образом, геоэкологическое состояние территории может быть оценено по шкале от 0 до 20, хотя в разных исследованиях используются разные шкалы в зависимости от количества факторов и присваиваемых им весовых коэффициентов (Коробов, 2008; Кочуров и др., 2012; Грязнов и др., 2017). Исходя из суммы баллов, как правило, получившаяся шкала разделяется через равные интервалы на 5 классов геоэкологического состояния (риска или экологической напряженности): I – благоприятное (низкий риск), II – удовлетворительное (умеренный риск), III – напряженное (удовлетворительный риск), IV – неблагоприятное (высокий риск), V – чрезвычайное (очень высокий риск).

Радиогеоэкологическое районирование территории Западного сектора Российской Арктики выполнялось в границах Арктической зоны Российской Федерации (согласно указам Президента РФ № 296 от 02.05.2014 и № 287 от 27.06.2017). Учитывая протяженность региона с целью обеспечения минимально необходимой представительности результатов районирования, территория исследований была разделена на 400 участков с размерами 0.4 °С по широте (X) и 1.0 °С по долготе (Y) к центру которых привязывались значения суммы баллов факторов (Z). Карта изолиний, где центральные части участков являлись узлами сетки grid, строилась в картографической программе Surfer (версия 24.3.218). Всего было рассмотрено 16 ключевых факторов, определяющих радиационное состояние природной среды исследуемой территории, которым по степени их оценочной значимости были присвоены баллы от 0 (незначимое воздействие) до 2 (высокое воздействие). К таким факторам были отнесены в первую очередь ландшафтные условия конкретного рассматриваемого участка, которые будут напрямую влиять на потенциал накопления радиоактивных элементов. Очевидно, что зона сноса (преимущественной миграции) будет иметь наименьший потенциал к накоплению радионуклидов. При экспертной оценке такому участку может быть присвоено 0 баллов. Зона активной аккумуляции наоборот имеет в обозначенной градации максимальную оценочную значимость 2 балла, поскольку способствует наибольшему накоплению радионуклидов и, соответственно, оказывает наибольшее влияние на радиационную обстановку. В качестве исходных материалов были проанализированы топографические и

ландшафтные карты, а также карты радиохимических районов (по сути карты условий миграции и аккумуляции вещества), доступные для Мурманской и Архангельской областей (Борисенко и др., 2007; Величкин и др., 2013; Воробьева и др., 2017).

Следующим фактором являются текущие уровни содержания радиоактивных элементов в компонентах наземных ландшафтов (почвах, донных осадках, растительности). Необходимо отметить, что, как ни странно, данный фактор является наиболее трудно оценимым и, соответственно, самым слабым местом в оценочных построениях при радиогеоэкологическом районировании в рамках настоящей работы. Дело в том, что рассматриваемая территория крайне слабо изучена в радиоэкологическом отношении, особенно в плане техногенной радиоактивности, и для большей части региона данные о содержании радиоактивных элементов в компонентах наземных ландшафтов отсутствуют. В первом приближении оценить этот фактор можно посредством широкой экстраполяции имеющихся ограниченных данных и оперированием не конкретной активностью радионуклида, а интервалом активностей. Так, при оценке естественной радиоактивности можно опираться на интервалы значений нормируемого СанПиН 2.6.1.2523-09 (НРБ-99/2009) параметра $A_{эфф}$, представляющего собой сумму активностей (A) основных природных радионуклидов, умноженных на соответствующий взвешивающий коэффициент ($A_{эфф} = A^{226}Ra + 1.31 \cdot A^{232}Th + 0.085 \cdot A^{40}K$). Значение параметра $A_{эфф}$ до 370 Бк/кг (I класс по НРБ-99/2009), очевидно, будет иметь наименьшее влияние на радиационную обстановку рассматриваемого участка. Значение $A_{эфф}$ в интервале от 370 до 740 Бк/кг (II класс) будет иметь умеренное влияние, а $A_{эфф}$ выше 740 Бк/кг (III и IV классы) – максимальное. Среди техногенных радионуклидов при проведении районирования рассмотрен лишь наиболее часто встречаемый в опубликованных работах ^{137}Cs . Другие техногенные радионуклиды, определение которых сопряжено с трудоемким и дорогостоящим процессом радиохимической подготовки, в последнее время практически не изучаются. По степени влияния на радиационную обстановку удельные активности ^{137}Cs были разделены на 3 оценочных интервала: до 10 Бк/кг (наименьшее влияние), от 10 до 100 Бк/кг (умеренное влияние), выше 100 Бк/кг (максимальное влияние).

Другим фактором, в значительной степени определяющим радиационное состояние, является радоноопасность, связанная во многом с геологическим строением территории. Для оценки влияния этого фактора в качестве основы была использована карта радоноопасности территории Российской Федерации (Максимовский и др., 1996). Участки в пределах Западного сектора Российской Арктики с низким потенциалом радоноопасности имеют наименьшую оценочную значимость (0 баллов), участки

потенциального радонового риска имеют умеренную значимость (1 балл), а районы широкого развития радонопродуцирующих геологических комплексов, характеризуются максимальной значимостью (2 балла). Как было показано в главе 6 настоящей работы, важную роль в формировании поля радона в пределах территории исследования может играть состояние мерзлоты. Было показано, что деградация мерзлоты, связанная с увеличением мощности сезонно-талого слоя, приводит к увеличению в породах свободного радона, подвижность которого в присутствии льда была сильно ограничена. При этом увеличение свободного радона приводит к накоплению его дочерних продуктов распада – радиоактивных полония-210 и свинца-210, что оказывает дополнительное воздействие на трансформацию радиационного фона. Таким образом, состояние многолетнемерзлых пород также может рассматриваться как дополнительный фактор, оказывающий влияние на радиационное состояние территории. В качестве основы для оценки экологической значимости фактора радоноопасности в зависимости от состояния мерзлоты была использована карта прогноза изменения площади криолитозоны на территории Российской Федерации (Kotlyakov, Khromova, 2012). Для районов, где мерзлота отсутствует, экологическая значимость фактора радоноопасности, очевидно, определяется только наличием радонпродуцирующих пород. И поскольку влияние радоноопасности, связанной с геологическим строением, уже учтено в предыдущем факторе, то фактор радона, обусловленный состоянием мерзлоты (точнее, ее отсутствием) для таких районов имеет наименьшую оценочную значимость 0 баллов. В районах с нестабильным состоянием мерзлоты, которая по прогнозам из-за глобального потепления климата может деградировать уже к 2050 году, фактор «мерзлотного» радона будет иметь максимальную значимость 2 балла. В отдельный фактор, который также связан с глобальным потеплением климата, можно выделить влияние деградации покровного оледенения архипелага Новая Земля на эмиссию техногенной радиоактивности. Согласно оценкам (Aarkrog, 1997) суммарная активность радиоцезия, которая могла поступить на острова Новой Земли в результате локальных тропосферных выпадений, составляет ~30 ПБк. Соответственно, деградация покровного оледенения может выступать как источник вторичного техногенного радиационного загрязнения для самой Новой Земли и ее прибрежных акваторий. В связи с этим, данный источник необходимо брать в расчет как фактор локального радиационного воздействия на острова Новой Земли. Для всех остальных районов исследуемой территории значимость данного фактора, что логично, будет крайне мала (0 баллов).

Следующим фактором, который в значительной степени определяет трансформацию радиационного фона территории Западного сектора Российской Арктики, является

наличие месторождений полезных ископаемых и, соответственно, объектов горнотехнической деятельности. Исходной информационной основой служат карты размещения месторождений полезных ископаемых в Арктической зоне Российской Федерации (Бортников и др., 2015; Белов, Скрипниченко, 2022). В главе 1 на основе рассмотрения литературных данных было показано, что наибольшая эмиссия в окружающую среду радионуклидов природных рядов распада происходит в результате добычи углеводородов (в основном в составе попутных вод). Кроме этого, исследования, проведенные в бассейне реки Колвы в Ненецком автономном округе и Республике Коми показали, что в некоторых случаях почвы, загрязненные нефтешламами, образованными при добыче нефти, характеризуются значениями параметра $A_{эфф}$ от 5650 до 8680 Бк/кг (Пучков и др., 2022). Параметр $A_{эфф}$ в таких почвах значительно превышает требования НРБ 99/2009 (I класс < 370 Бк/кг), что говорит о существенном влиянии объектов добычи углеводородов на загрязнение естественными радионуклидами экосистем. К сожалению, полевыми исследованиями были охвачены лишь районы, прилегающие к месторождениям на участке от поселка Харьягинский до города Усинск. Можно предположить, что для других многочисленных районов добычи углеводородов на данной территории, не охваченных исследованиями, радиационные параметры природной среды будут иметь схожие весьма высокие значения $A_{эфф}$. В пределах границ исследуемой территории Западного сектора Российской Арктики разрабатываемые месторождения углеводородов расположены только на территории Ненецкого автономного округа. Согласно (Схема территориального планирования..., 2022) на территории округа в настоящее время разрабатываются 19 нефтяных, нефтегазоконденсатных и газоконденсатных месторождений. Все они учтены при проведении радиогеоэкологического районирования.

Следующую по значимости роль в эмиссии естественных радионуклидов играет добыча твердых полезных ископаемых, в основном каменного угля, бокситов, руд редких и редкоземельных металлов. Однако, как было показано в главах 1 и 5, добыча полезных ископаемых с кларковыми содержаниями радиоактивных элементов (например, алмазов), также может способствовать увеличению радиационных рисков, связанных с миграцией радионуклидов из отвалов или в составе дренажных вод. Таким образом, районам разработки месторождений нефти и газа в выбранной оценочной шкале может быть присвоен максимальный балл – 2, а районам добычи твердых полезных ископаемых средний балл – 1. Соответственно, в районах, где отсутствуют месторождения, и добыча не ведется, фактор горнотехнической деятельности будет иметь минимальную оценочную значимость (0 баллов).

Определенная роль в повышении радиационных рисков, а иногда и непосредственно в увеличении эмиссии техногенной радиоактивности в окружающую среду Западного сектора Российской Арктики принадлежит объектам инфраструктуры атомного флота и атомной электроэнергетики, а также объектам ядерного наследия. К ним относятся действующая атомная электростанция (Кольская АЭС), районы ядерных испытаний, места проведения ядерных взрывов в мирных целях, базы военно-морского флота и базы гражданского ледокольного флота, пункты хранения отработавшего ядерного топлива и ядерных отходов, пункты хранения радиоактивных отходов, районы захоронения радиоактивных отходов в заливах Новой Земли, объекты атомного судостроения и судоремонта. Всего выделено 9 групп таких объектов. Информация о размещении указанных объектов взята из открытых опубликованных работ (Сивинцев и др., 2005; Матишов и др., 2019; Саркисов, 2019), а также из материалов открытого доступа Федеральной целевой программы «Обеспечение ядерной и радиационной безопасности на 2016 – 2020 годы и на период до 2035 года» (www.фцп-ярб.рф). Участки, в которых непосредственно находятся объекты, очевидно, будут иметь наибольшую оценочную значимость 2 балла, а участки с отсутствием таких объектов – минимальную (0 баллов). Учитывая, что распространение техногенной радиоактивности может выходить за пределы техногенного радиационного объекта, участки, граничащие с таким объектом, при проведении экспертной оценки имеет смысл отнести к зонам умеренного риска (1 балл).

В качестве иллюстративного примера реализации указанной методики рассмотрим радиогеоэкологическое районирование территории острова Колгуев (рис. 1). В связи с тем, что площадь острова сравнительно небольшая и в рамках выбранной размерности квадратов 0.4°C по широте и 1.0°C по долготе, территория острова была разделена на пять участков. В сквозной нумерации всей районированной территории, участки острова Колгуев имеют номера 279-283 (номера участков показаны в красных кружках на рис. 8.1). В каждом из участков оценивалась значимость выбранных 16 факторов. Первый фактор – это ландшафтное положение. Необходимо отметить, что большая часть острова представляет собой заболоченную тундру с широким развитием болотных экосистем, имеющих высокий потенциал к накоплению радионуклидов. Соответственно в ландшафтном отношении (исключительно в рамках выбранного масштаба) остров является зоной аккумуляции, и всем выделенным участкам может быть присвоен максимальный оценочный балл 2. Территория острова согласно данным (Максимовский и др., 1996) характеризуется низким потенциалом радоноопасности (0 баллов для всех участков). В то же время согласно карте прогноза состояния криолитозоны (Kotlyakov,

Khromova, 2012), территория острова находится в зоне тающей к 2050 году мерзлоты, что может повлиять на дополнительную эмиссию радона и продуктов его распада (2 балла для всех участков). Содержание техногенного цезия в почвах и торфяниках острова, согласно собственным исследованиям автора, изложенным в главе 4, попадает в интервал активностей 10-100 Бк/кг. Оценочная значимость фактора техногенного цезия для выделенных участков будет составлять 1 балл. Совокупное содержание основных природных радионуклидов, выраженное в параметре $A_{эфф}$, также согласно собственным исследованиям автора, в наземных экосистемах острова Колгуева имеет самый низкий уровень по НРБ-99/2009 (<370 Бк/кг). В то же время на участке 283 расположено разрабатываемое в настоящее время Песчаноозерское нефтяное месторождение, где по аналогии с материковыми месторождениями Ненецкого округа можно ожидать значительного повышения активностей природных радионуклидов в различных компонентах прилегающих экосистем. К сожалению, данные по содержанию природных радионуклидов в районе этого месторождения отсутствуют, поэтому суждения о радиационных параметрах данного участка могут носить исключительно оценочный характер. В логике имеющихся по материковой части Ненецкого округа данных, при экспертной оценке значимости фактора $A_{эфф}$, участку 283 острова Колгуев, может быть присвоен 1 балл. Это означает, что $A_{эфф}$ здесь оценочно выше, чем на других участках острова и составляет > 370 Бк/кг. Обозначая высокий потенциал влияния нефтедобычи на трансформацию радиационных параметров природной среды, для участка 283 фактор воздействия объектов горнотехнической деятельности по добыче углеводородов будет иметь максимальную оценочную значимость 2 балла.

Для остальных участков 279-282 фактор расположения объектов горнотехнической деятельности, очевидно, будет иметь минимальное значение (0 баллов). На территории острова отсутствуют какие-либо радиационно-опасные объекты и объекты ядерного наследия: АЭС, районы ядерных испытаний, места проведения ядерных взрывов в мирных целях, базы военно-морского флота и базы гражданского ледокольного флота, пункты хранения отработавшего ядерного топлива и ядерных отходов, пункты хранения радиоактивных отходов, районы захоронения радиоактивных отходов, объекты атомного судостроения и судоремонта. Поэтому значимость факторов, определяющих воздействие техногенной радиоактивности, будет минимальной (0 баллов). Числовые значения баллов каждого перечисленного фактора для отдельных участков острова Колгуев показаны по порядку над номером участка (рис. 8.1). Они представлены, например, для участка 279, в виде 16-значного числа 2021000000000000. Первая цифра показывает оценочную значимость фактора ландшафтного положения участка, вторая – значимость фактора

радоноопасности, третья – состояния криолитозоны, четвертая – содержания техногенного ^{137}Cs в компонентах ландшафтов, пятая – содержания природных радионуклидов по параметру $A_{\text{эфф}}$, шестая – наличия на участке объекта горнотехнической деятельности. Цифры с седьмой по шестнадцатую показывают оценочную значимость радиационно-опасных объектов и объектов ядерного наследия. Полученные балльные оценки по каждому фактору суммируются. Суммы баллов для участков 279, 280, 281, 282, 283 составляют 5, 5, 5, 5 и 8, соответственно. Они показаны под номером участка в цветовой заливке (цвет заливки соответствует шкале на рис. 8.2). Итоговая цифра, отражающая радиогеоэкологическое состояние природной среды конкретного участка, используется при построении карты изолиний.



Рисунок 8.1 – Фрагмент карты радиогеоэкологического районирования территории острова Колгуев. Условные обозначения расшифрованы в тексте

Из описанных выше методических подходов, которые легли в основу радиогеоэкологического районирования, понятно, что важнейшее значение имеет масштаб проведения районирования, определяющий детальность карты. Кроме этого, предложенный набор факторов, оказывающих в той или иной степени влияние на радиационное состояние территории, не может являться окончательным. Очевидно, что существует огромное количество факторов, выходящих за пределы рассмотренного списка. Даже в пределах одной группы можно выделить более мелкие подгруппы

факторов и оценивать их количественное воздействие по отдельности. Например, месторождения разных твердых полезных ископаемых могут сильно различаться между собой по уровням содержания природных радионуклидов в рудах и вмещающих породах. Соответственно уровень поступления в окружающие экосистемы радионуклидов для разных разрабатываемых месторождений будет различным и будет зависеть от содержания радионуклидов, объемов и способа добычи и многих других факторов. То же самое, вероятно, справедливо и для различных типов месторождений углеводородов (газовые, нефтяные, нефтегазоконденсатные, газоконденсатные). Однако, к сожалению, недостаток данных по радиозэкологическому воздействию на окружающую среду различных типов месторождений не позволяет рассматривать такие объекты по отдельности. Поэтому в рамках данной работы объекты горнотехнической деятельности рассмотрены совместно, допуская, что месторождения углеводородов оказывают большее радиационное воздействие (экспертная оценка – 2), а твердых полезных ископаемых – меньшее (экспертная оценка – 1).

Здесь важно отметить, что любое геоэкологическое районирование, в основе которого лежит определение воздействующих факторов и их значимости методом экспертных оценок, не ставит своей задачей учет всех факторов. Очевидно, что это является трудно выполнимой задачей. Районирование выражается в стремлении к учету наиболее важных, по мнению квалифицированного эксперта, факторов, оказывающих наибольшее воздействие на окружающую среду и, главное, которые обеспечены максимальной полнотой исходных данных. Таким образом, проанализированный набор факторов с учетом обозначенных выше ограничений и общих принципов геоэкологического районирования, является минимально достаточным и может быть использован для оценки текущей радиогеоэкологической обстановки территории Западного сектора Российской Арктики и выполнения оценочных прогнозных построений.

На основе интегральной оценки учтенных факторов была составлена карта радиогеоэкологического районирования территории исследования по степени радиогеоэкологического состояния, которая показана на рис. 8.2. База данных с экспертной оценкой степени совокупного воздействия выделенных факторов для каждого участка представлена в виде онлайн-таблицы для экономии объема работы (<https://disk.yandex.ru/i/Q9zxU3oHHXurCw>). Максимальное значение суммы оценочных баллов для отдельного участка составило 15. Соответственно, полученная шкала 0-15 баллов согласно (Грязнов и др., 2017) была разделена через равные интервалы на 5 классов, отражающих различное радиогеоэкологическое состояние природной среды

исследуемой территории: 0-3 балла – благоприятное (низкий риск), 3-6 баллов – удовлетворительное (умеренный риск), 3-9 баллов – напряженное (удовлетворительный риск), 9-12 баллов – неблагоприятное (высокий риск), 12-15 баллов – чрезвычайное (очень высокий риск).



Рисунок 8.2 – Карта радиогеоэкологического районирования территории Западного сектора Российской Арктики

Как видно из карты на рис. 8.2, большая часть рассмотренной территории характеризуется благоприятным и удовлетворительным радиогеоэкологическим состоянием природной среды, что отражает низкий (0-3 балла) и умеренный (3-6 баллов) радиогеоэкологический риск. Рассматривая территорию по административному признаку, можно отметить, что в материковой части наиболее благоприятная радиогеоэкологическая обстановка наблюдается в Карелии – в районах, расположенных в границах арктической зоны Российской Федерации. Материковая часть Архангельской области в целом также характеризуется низким и умеренным радиогеоэкологическим риском. Исключение составляет район дельты Северной Двины с находящимися здесь радиационно-опасными объектами, связанными с атомным судостроением и судоремонтом. Сама дельта является зоной аккумуляции загрязняющих веществ, в том числе радионуклидов, поступающих с обширной водосборной площади. Интегральная оценка радиогеоэкологического состояния этого района отвечает среднему риску (6-9 баллов).

Среди островных территорий Архангельской области самыми низкими значениями и наибольшей равномерностью распределения параметра интегральной оценки радиогеоэкологического состояния выделяется архипелаг Земля Франца Иосифа. Радиационная обстановка на архипелаге отвечает низкому риску, то есть является благоприятной. Согласно исследованиям автора в почвах архипелага наблюдаются крайне низкие активности природных радионуклидов, что обусловлено формированием почв в результате выветривания коренных пород – базальтов, характеризующихся низким содержанием радионуклидов естественных рядов распада. Уровень продуцирования радона этими породами также является минимальным, что вкупе с развитием сплошной мерзлоты и оледенения определяет низкий потенциал радоноопасности. Активность ^{137}Cs в почвенно-растительном покрове архипелага, сформированная главным образом за счет глобальных атмосферных выпадений, не превышает 30 Бк/кг, что характеризует незначительный уровень техногенного радиационного загрязнения. Таким образом, совокупность различных оцениваемых факторов, имеющих минимальную оценочную значимость (0-3 балла), определяет низкие радиоэкологические риски территории архипелага Земля Франца Иосифа. Отдельные районы Новой Земли, что закономерно, характеризуется напряженной радиогеоэкологической обстановкой (6-9 баллов), обусловленной испытаниями атомного оружия и захоронением радиоактивных отходов в заливах. Для остальной территории архипелага радиогеоэкологическое состояние природной среды оценивается в основном как удовлетворительное (3-6 баллов), что связано с дополнительным учетом фактора эмиссии техногенной радиоактивности, накопленной покровным оледенением.

Согласно полученной карте практически вся территория Ненецкого автономного округа отличается повышенным уровнем радиоэкологического риска. Обширные территории, расположенные в пределах Печорской низменности (Малоземельская и Большеземельская тундры), оценочно характеризуются напряженной радиоэкологической обстановкой (6-9 баллов), что отвечает среднему риску. Повышению оценочной радиоэкологической напряженности Печорской низменности способствует сильная заболоченность (ландшафтный фактор), масштабная разработка месторождений углеводородов, повышенная радоноопасность и нестабильное состояние криолитозы. Высоким риском (9-12 баллов) выделяется дельта Печоры, где помимо перечисленных выше факторов, вклад в повышение радиоэкологических рисков вносит фактор проведения подземного ядерного взрыва на Кумжинском газоконденсатном месторождении. В пределах Республики Коми средним радиоэкологическим риском выделяется район города Воркуты (6-9 баллов) с развитой горнотехнической промышленностью по добыче каменного угля. Кроме этого, в районе Воркуты были проведены два подземных ядерных взрыва Глобус-4 и Горизонт-1, что также учитывалось при проведении районирования.

Максимальные значения баллов оценочной значимости, учитываемых в районировании факторов (до 15), характерны для Мурманской области. Наибольшие значения характерны для северной части области, где в районе города Мурманска в радиусе ~ 60 км компактно расположены множественные радиационно-опасные объекты (Матишов и др., 2019), высокая оценочная значимость которых в сумме позволяет отнести этот район к территориям с очень высоким радиоэкологическим риском (12-15 баллов). Здесь расположены базы и развитая инфраструктура военного и гражданского атомного флота, судоремонтные мощности, пункты хранения отработавшего ядерного топлива, пункты хранения ядерных и радиоактивных отходов. Высоким риском (9-12 баллов) выделяется район города Островной (база Гремиха) на востоке Мурманской области, где также сосредоточены множественные радиационно-опасные объекты, связанные с военноморским флотом (Матишов и др., 2019). Однако наиболее высокие значения баллов интегральной оценки радиогеоэкологического состояния, присущие северной части Мурманской области, совершенно не означают высокие уровни радиационного загрязнения этих территорий, они лишь говорят о радиоэкологических рисках, которые формируют множественные источники. Так, средние активности техногенного цезия-137 в почвах 30-км зоны судоремонтного завода «Нерпа» не превышают 75.5 Бк/кг, а в лишайниках – 64.5 Бк/кг (Кузьменкова, 2010). В донных осадках Кольского залива, согласно собственным исследованиям автора (глава 4), максимальная активность ^{137}Cs не

превышает 12.5 Бк/кг. Приведенные в районировании данные лишь обозначают потенциальные риски для экосистем, которые связаны с совокупным влиянием большого количества радиационно-опасных объектов. Эти данные актуализируют необходимость мониторинга радиоэкологической обстановки и проведения детальных исследований возможной эмиссии техногенных радионуклидов, накопления и миграции радиоактивности в компонентах экосистем в районах сосредоточения радиационно-опасных объектов. В центральной части Мурманской области к территориям со средним радиоэкологическим риском (6-9 баллов) относится район Кировско-Апатитской агломерации, где ведется добыча твердых полезных ископаемых. Также здесь была проведена серия мирных ядерных взрывов «Днепр» для дробления горных пород. Остальная часть региона характеризуется низким и умеренным радиогеоэкологическим риском.

Таким образом, проведенное пространственное обобщение различных данных, реализованное в виде карты радиогеоэкологического районирования территории Западного сектора Российской Арктики на основе интегральной оценки радиоэкологического состояния природной среды, позволяет использовать эту информацию для оценки рисков, прогноза изменения радиационной обстановки под влиянием природных и техногенных факторов, принятия управленческих решений при планировании хозяйственной и природоохранной деятельности. Кроме этого, результаты районирования могут быть использованы при планировании научных работ при выборе объектов исследований на территориях с высоким радиоэкологическим риском, что важно для сосредоточения исследовательских усилий на решении наиболее острых проблем, связанных с трансформацией радиогеоэкологической обстановки в Арктике.

8.2 Возможности практического применения полученных результатов диссертационного исследования и рекомендации

На основании проведенных исследований можно определить следующие направления и рекомендации практического применения полученных результатов диссертационного исследования:

1. Результаты настоящей работы показали, что оценку радиоэкологической обстановки целесообразно проводить на основе исследования наиболее представительных индикаторных природных объектов, которые накапливают значимую часть радиоактивности поступившей в окружающую среду Арктики. В этом плане наиболее информативными объектами, отражающими текущую

радиоэкологическую обстановку и динамику исторических радиационных воздействий, являются депонирующие природные среды, обладающие повышенной аккумулирующей способностью по отношению к радионуклидам. В морской среде Западного сектора Российской Арктики основным депонирующим объектом можно рассматривать морские донные отложения. В пределах островных арктических территорий, выпавшая на поверхность земли радиоактивность в основном накапливается фрагментарным слабо развитым почвенно-растительным покровом, отражая радиационное состояние наземных ландшафтов высокоширотной Арктики. В континентальной части основной представительной депонирующей средой являются торфяные отложения, занимающие в прибрежных районах значительные площади и представленные верховыми сфагновыми болотами с преимущественным атмосферным питанием.

2. Среди обозначенных выше основных природных депонирующих сред, наибольшим потенциалом к накоплению техногенной радиоактивности обладают верховые сфагновые болота, являющиеся доминирующими биоценозами континентальной части исследуемой территории. Плотность загрязнения основным дозообразующим радионуклидом ^{137}Cs торфяников континентальной части варьирует от 276 до 687 Бк/м², в то время как для слабо развитых почв островных арктических территорий этот показатель варьирует в пределах 84-168 Бк/м².
3. Изучение радиогеохимических особенностей верховых торфяников Западного сектора Российской Арктики показало, что радионуклиды являются важнейшим компонентом, определяющим экологическое состояние торфяно-болотных экосистем. В связи с этим, измерения радиационных параметров необходимо включать в программы комплексных исследований торфяно-болотных экосистем. Характер внутрипрофильного распределения радиоактивных элементов, отражающий преимущественную аккумуляцию в верхней части разреза, накладывает ограничения на хозяйственное использование верхних слоев торфа (0-25 см) в качестве сырья для производства топлива, растительных почвогрунтов и химической продукции. Переработка верхних слоев торфяных залежей с максимальным содержанием радиоактивных элементов может привести к дополнительному обогащению радионуклидами конечных продуктов, что, в свою очередь, будет способствовать возрастанию радиоэкологических рисков для потребителей.

4. Использование метода датирования торфяников по неравновесному свинцу-210 является ценным инструментом для изучения современной хронологии торфяных залежей (до 150 лет), отражающих изменения климатических параметров и экологической нагрузки в индустриальную (атомную) эпоху. Проблема нарушения вертикального распределения ^{210}Pb , затрудняющая получение хронологических данных, может быть решена путем учета вымывания свинца-210 из верхних слоев в нижние, а также верификацией данных по определяемым параллельно техногенным радионуклидам.
5. Резкое увеличение атмосферного потока ^{210}Pb и активности литогенного ^{40}K в торфяных отложениях тундровой зоны связано с активным ветровым переносом частиц минерального грунта с участков с деградировавшим растительным покровом, сформированных в основном из-за проезда гусеничной техники. Это позволяет использовать данные по изменению активностей ^{210}Pb и ^{40}K в торфе для выделения участков подверженных антропогенному воздействию и оценки степени нарушенности тундрово-болотных ландшафтов.
6. Результаты экспериментальных исследований показали высокую сорбционную емкость типичного для континентальной части Арктики верхового торфа по отношению к ^{210}Pb , что позволяет использовать данный торф для разработки на его основе эффективных сорбционных материалов, которые могут применяться для решения различных радиоэкологических задач.
7. Деграция многолетнемерзлых пород в Западном секторе Российской Арктики, связанная с глобальным потеплением климата, определяет необходимость создания единой системы комплексного мониторинга состояния криолитозоны для прогнозирования геотехнических и экологических рисков. Полученные в рамках настоящей работы данные показывали, что изменении деграция многолетнемерзлых пород может обуславливать трансформацию естественного радиационного фона в районах с фоновым содержанием естественных радиоактивных элементов, выражающуюся в увеличении эманаций ^{222}Rn и продуктов его распада. Соответственно, это может способствовать увеличению радиоэкологических рисков в районах с нестабильным состоянием криолитозоны. Такие районы – с тающей к 2050 году мерзлотой – занимают значительные площади в Мурманской области и Ненецком автономном округе. Таким образом, в качестве важной составляющей комплексного мониторинга многолетней мерзлоты, определяющей радиоэкологические риски, необходимо рассматривать исследование потока радона и продуктов его распада.

8. Пункты измерения радона могут быть интегрированы в создаваемую в настоящее время в России систему фоновой мониторинга мерзлоты. То есть пункты (скважины) фоновой мониторинга мерзлоты необходимо дополнительно оборудовать станциями измерения объемной активности радона, которые способны обеспечить непрерывность измерений и автоматическую передачу данных. Однако существующие в настоящее время автономные приборы для измерения радона, например, сейсмические радоновые станции (Seismic Ground Station), не предназначены для эксплуатации в условиях отрицательных температур. Соответственно, необходимо проведение опытно-конструкторских работ по разработке автономной радоновой станции для эксплуатации в суровых арктических условиях.
9. Кроме измерений радона, в пределах отдельных пунктов мониторинга мерзлоты, необходимо осуществлять исследование активностей продуктов распада, таких как ^{210}Pb , вносящих важный вклад в дозовые нагрузки. Обеспечение автономности измерений продуктов распада радона, однако, является трудновыполнимой задачей. Решением этой проблемы может являться установка в пределах пункта мониторинга автономной воздухоудовки, обеспечивающей непрерывный отбор аэрозолей приземного слоя воздуха на фильтре. В данном случае, наиболее целесообразно установить воздухоудовку в пределах пункта мониторинга мерзлоты, расположенного вблизи крупного населенного пункта и имеющего, соответственно, хорошую транспортную доступность, обеспечивающую возможность периодической замены фильтра (например, 1-2 раза в месяц). Измерение активностей продуктов распада радона, накопленных на фильтре, осуществляется в условиях стационарной лаборатории. Для изучения активностей продуктов распада торона (цепочка тория), таких как ^{212}Pb с коротким периодом полураспада, требуется значительно более частые замены фильтров и измерения.
10. На примере исследования водоносных горизонтов Ленинградской области и южной части Карелии, было показано, что в подземных водах глубокой циркуляции, приуроченных к трещиноватым породам верхней части фундамента и песчано-глинистым отложениям венда, наблюдается аномальный изотопный состав урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ с избытками $^{234}\text{U} \sim 25$. Данные по химическому составу и стабильным изотопам $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ подземных вод указывают на формирование аномального изотопного состава урана в результате таяния подземной мерзлоты. При обнаружении избытков $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 36$ в таких водах суммарная активность

изотопов урана может превысить уровень вмешательства 0.2 Бк/л согласно НРБ-99/2009. В связи с этим в некоторых случаях может быть некорректно из общей концентрации урана (фактически урана-238) рассчитывать суммарную активность его изотопов, что может не в полной мере отражать действительные радиационные характеристики подземных вод. При исследовании радиологических параметров питьевых подземных вод в районах интенсивной деградации мерзлоты, следует рекомендовать измерение активностей отдельных изотопов урана ^{234}U и ^{238}U .

11. Обнаруженные закономерности в реакции изотопов уранового ряда ^{238}U в связи с деградацией многолетней мерзлоты могут быть использованы в качестве трассеров при исследовании состояния криолитозоны, оценки радиационного качества природных вод и прогнозирования изменения радоновой обстановки.
12. Глобальное потепление климата, выражающееся в деградации мерзлоты и сокращении покровного оледенения, может также способствовать эмиссии в арктические экосистемы техногенной радиоактивности. Источниками вторичного техногенного радиационного загрязнения может выступать ледниковый покров Арктики, в первую очередь на Новой Земле, где в ходе атмосферных испытаний оказались депонированы значительные активности техногенных радионуклидов. В криоконитах ледникового покрова Северного острова Новой Земли обнаруживаются активности ^{137}Cs до 8100 Бк/кг (Miroshnikov et al., 2021). В донных осадках новоземельского побережья также обнаруживаются повышенные активности ^{137}Cs , связанные с высвобождением радиоцезия из ледникового покрова (Miroshnikov et al., 2021). Высокие активности техногенных радионуклидов наблюдаются и в почвах прогляциальных зон ледников на Шпицбергене, сформированных из недавно отложившегося материала морен (АМАР, 2016). Таким образом, перспективными объектами радиоэкологических исследований в Арктике следует рассматривать почвы прогляциальных зон ледников, криокониты на поверхности ледников и донные осадки в зонах фронтальной абляции ледникового покрова.
13. Выявленные закономерности распределения радионуклидов уранового ряда (^{222}Rn , ^{234}U) в породах кимберлитовых полей Архангельской алмазоносной провинции создают предпосылки их использования в качестве дополнительного признака для поисков структур, контролирующих кимберлитовые тела в Архангельской алмазоносной провинции. Такими признаками выступают формирование аномальной активности ^{222}Rn в почвенном воздухе над трубками,

а также повышенная активность ^{234}U в породах околотрубочного пространства. Так, в породах околотрубочного пространства кимберлитов, представленных отложениями венда и периферийными частями кратерных фаций трубок, обнаруживаются избытки ^{234}U , накопление которых связано с осаждением из подземных вод. Соответственно, измерение радона в почвенном воздухе и изучение изотопного состава урана в кернах поисковых скважин может использоваться при заверке (разбраковке) аномалий трубочного типа.

14. Полученные в работе данные по оценке уровней продуцирования радона различными типами отложений и переноса радона в массиве пород кимберлитового поля можно использовать для оценки степени радоноопасности территорий и прогнозирования активности радона в подземных водах районов развития кимберлитового магматизма в Архангельской области. Расчеты показали, что максимальная активность радона, продуцируемая изученными породами кимберлитового поля, может достигать 50-100 кБк/м³. Такие значения могут представлять опасность воздействия радона в плане повышения радиационных рисков для человека, связанных с возможностью накопления радона в жилых и производственных помещениях с превышением норм радиационной безопасности.
15. Для районов осуществления горнотехнической деятельности, связанной с добычей и обогащением алмазов в Архангельской области, в программу комплексного экологического мониторинга необходимо включать исследование радиационных параметров прилегающих водных объектов (рек), имеющих природоохранный статус как нерестилища ценных видов рыб. Приоритетной средой для исследований следует рассматривать речные донные отложения, играющие важнейшую роль в накоплении радионуклидов и других загрязнителей. Важно, что донные осадки являются субстратом для произрастания гидрофитов и местом обитания зообентоса, являющегося основной кормовой базой для ценных видов рыб. Соответственно от степени загрязненности донных отложений зависит экологическая устойчивость всей водной экосистемы.
16. В программу мониторинга также следует включить исследование радиационных параметров речной воды, особенно в меженный период, когда участие сбрасываемых дренажных вод в расходе рек велико. Так, в межень соотношение общего дебита водопонижительных скважин карьеров Ломоносовского ГОКа и расхода реки Золотицы может достигать 1:2. Отсюда радиационные риски для

водной экосистемы в меженный период будут заметно возрастать. Соответственно дополнительно следует контролировать радиационные параметры как отдельных водопонизительных скважин, так и общей смеси подземных вод, сбрасываемой в реку. В случае если расчетные радиационные параметры (например, по содержанию урана) итоговой смеси подземных и речных вод исходя из смешиваемых объемов, будут заметно выше фоновых для прилегающих рек значений или выше нормируемых НРБ-99/2009 показателей, то необходимо проводить мероприятия по снижению радиационной нагрузки на речную экосистему путем оптимизации работы водопонизительных скважин и дополнительной очистки дренажных вод.

17. Исследование радиационных параметров речной воды и донных осадков должно проводиться как в зоне непосредственного влияния объекта горнотехнической деятельности, так и ниже по течению в районах проживания коренного населения, использующего речную воду для питья, хозяйственно-бытовых нужд и рыболовства.
18. Взаимодействие минерализованных дренажных вод с болотным массовым, используемым в качестве поля фильтрации для очистки дренажных вод, может приводить к десорбции радиоцезия из торфа, миграции его в реку и накоплению в речных осадках ближней зоны Ломоносовского ГОКа. Существенный избыток катионов Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} в системе «торф – подземные воды», характерный для высокоминерализованных подземных вод, способствует замещению Cs^+ . Эмиссия накопленного торфом радиоцезия может представлять для речной экосистемы серьезную проблему с точки зрения увеличения радиоэкологических рисков за счет техногенной радиоактивности, что необходимо учитывать в экологических исследованиях. Экспериментально показано, что чем выше минерализация взаимодействующих с торфом дренажных вод, тем выше десорбция радиоцезия. Соответственно необходимо осуществлять мероприятия по снижению минерализации дренажных вод, сбрасываемых на болота-поля фильтрации.
19. Накоплению радиоцезия и других радионуклидов донными осадками в ближней зоне воздействия Ломоносовского ГОКа способствует их обогащение глинистыми минералами, в том числе сапонитом. В связи с этим следует предусмотреть меры по предотвращению попадания в реку потоков загрязненных глинистыми частицами вод, образующихся при размыве отвалов горных пород в результате воздействия дождевой и талой воды. Не исключен и

ветровой перенос в результате пыления отвалов, что также требует отдельного внимания.

20. Необходимо проводить информационно-просветительскую работу с коренным населением о качестве воды в реке Золотица в связи с деятельностью горно-обогатительного комбината. Опросы, проведенные среди жителей поморских сел, расположенных в устье реки Золотицы (Селянина и др., 2019), показали, что большинство респондентов крайне обеспокоены ухудшением качества воды в реке и опасаются использовать ее для питья. Местные жители связывают ухудшение качества воды с деятельностью горно-обогатительного комбината. Участники опроса отметили, что по их ощущениям, в последние годы изменились сроки замерзания и вскрытия реки, сократилась численность семги и других видов рыб, а также периодически наблюдаются изменения цвета воды в реке. Эти личные субъективные оценки местных жителей требуют тщательного изучения. Необходимо установить, связаны ли наблюдаемые местными жителями явления с технологической деятельностью горно-обогатительного комбината. Результаты исследования, соответственно, должны быть доведены до местного населения.
21. Дальнейшие исследования по оценке радиозэкологических рисков должны включать изучение ихтиофауны и разнообразия ее сообществ реки Золотица в связи с особым природоохранным статусом реки как крупного нерестилища семги в бассейне Белого моря. Необходимо уделить внимание исследованию содержания радиоактивных элементов в водных организмах, миграции радионуклидов по пищевым цепям и оценке их токсического воздействия на рыб и их кормовую базу (моллюски, мелкие ракообразные).
22. Результаты представленного в работе радиогеоэкологического районирования Западного сектора Российской Арктики могут быть использованы при планировании научных работ при выборе объектов исследований на территориях с высоким радиозэкологическим риском, что важно для сосредоточения исследовательских усилий на решении наиболее острых проблем, связанных с трансформацией радиогеоэкологической обстановки в Арктике.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы исследования, отражающие научную и практическую значимость диссертационной работы, заключаются в следующем.

- В ходе проведенных исследований были впервые комплексно охарактеризованы радиационная обстановка, содержание и распределение радионуклидов в почвенно-растительном покрове удаленных островных территорий Западного сектора Российской Арктики, таких как архипелаг Земля Франца Иосифа (остров Мейбел), архипелаг Новая Земля (Северный остров, залив Русская Гавань) и остров Колгуев. Установлено, что радиационный фон по гамма-излучению в пределах всех ключевых участков является низким и отвечает естественным флуктуациям гамма-поля. Минимальные значения мощности дозы гамма-излучения (в среднем 0.02 мкЗв/ч) характерны для острова Колгуев, а максимальные – для района залива Русская Гавань на Новой Земле (в среднем 0.08 мкЗв/ч), что является отражением геологического строения территории.

- Показано, что уровни поверхностного загрязнения альфа-излучающими радионуклидами (поток альфа-частиц) в пределах ключевых участков характеризуются крайне низкими значениями и в среднем варьируют от 0.03 част/(мин·см²) на острове Колгуев до 0.10 част/(мин·см²) в районе Русской Гавани. Плотность потока радона ²²²Rn также отличается низкими значениями варьирующими в пределах от <1 до 13 мБк/м²·с. Полученные данные по потокам альфа-частиц и радона говорят об отсутствии значимого техногенного загрязнения изученных районов альфа-излучающими радионуклидами и низком потенциале радоноопасности островных арктических территорий.

- Установлено, что содержания основных естественных радиоактивных элементов ²²⁶Ra, ²³²Th и ⁴⁰K в почвах ключевых участков напрямую наследуются от почвообразующих горных пород. Так, почвы острова Мейбел, развитые на продуктах выветривания базальтов мелового возраста, характеризуются минимальными активностями ²²⁶Ra, ²³²Th и ⁴⁰K (в среднем 7.1, 10.3 и 225 Бк/кг). В то же время в почвах района Русской Гавани на Новой Земле, сформированных на глинистых сланцах пермского возраста, активности естественных радионуклидов более чем в три раза выше, чем на острове Мейбел (²²⁶Ra – 22 Бк/кг, ²³²Th – 36 Бк/кг и ⁴⁰K – 662 Бк/кг). Это связано с повышенным содержанием естественных радиоактивных элементов в коренных породах Северного острова Новой Земли.

- Техногенный радиоцезий ¹³⁷Cs обнаруживается в почвах всех изученных ключевых участков. Минимальные активности ¹³⁷Cs в почвах характерны для самого северного

ключевого участка острова Мейбел (в среднем 9.4 Бк/кг), а максимальные – для самого южного – острова Колгуев (17.3 Бк/кг). Установлено, что для всех ключевых участков доминирующим типом распределения ^{137}Cs в почвенных профилях является поверхностно-аккумулятивный. Это свидетельствует о том, что радиоцезий надежно фиксируется верхними органогенными горизонтами почв, выступающих в качестве эффективного биогеохимического барьера для ^{137}Cs . Показано, что чем больше мощность органогенных горизонтов, тем больше ^{137}Cs удерживается почвами. Это хорошо видно из данных по плотности загрязнения почв радиоцезием, которая значительно возрастает при движении с севера на юг (климатический фактор).

- Установлено, что плотность загрязнения почв островных арктических территорий радиоцезием (запасы) варьирует в среднем от 84 до 2088 Бк/м². Минимальные запасы наблюдаются в слаборазвитых почвах первичного ствола почвообразования (псаммоземах) острова Мейбел, что обусловлено малой мощностью органогенных гумусовых горизонтов, развитие которых лимитируют суровые климатические условия Земли Франца Иосифа. Наибольшие запасы ^{137}Cs обнаруживаются в расположенных значительно южнее торфяных почвах острова Колгуев, что отражает высокий потенциал к аккумуляции техногенной радиоактивности тундрово-болотными ландшафтами.

- Показано, что для растительности всех изученных ключевых участков характерно слабое накопление ^{137}Cs . Рассчитанные коэффициенты накопления K_n радиоцезия в среднем близки к 1, что означает отсутствие или крайне слабый переход ^{137}Cs из почв в растительность. При этом для мхов и лишайников наблюдается значительно более высокое накопление радиоцезия по сравнению с травянистой растительностью, что вполне закономерно.

- Исследование активности ^{210}Pb в почвах ключевых участков показало, что максимальное содержание свинца-210 сосредоточено в самых верхних органогенных горизонтах, что соответствует поверхностно-аккумулятивному распределению и отражает преимущественное атмосферное поступление этого радионуклида. При этом обнаруживается значительная вариация активности ^{210}Pb в почвах между ключевыми участками. Минимальные активности ^{210}Pb (в среднем 15 Бк/кг) наблюдаются в почвах острова Мейбел, что связано как с низким поступлением ^{210}Pb из атмосферы из-за низкого содержания пыли в атмосфере высоких широт, так и со слабым развитием органогенных горизонтов, которые способны фиксировать избыточную активность свинца-210. Наибольшие значения активности ^{210}Pb обнаружены в почвах в районе залива Русская Гавань на архипелаге Новая Земля (в среднем 92 Бк/кг), что связано как с глобальными, так и региональными особенностями.

- Глобальные особенности распределения ^{210}Pb заключаются в возрастании содержания ^{210}Pb в приземном слое атмосферы при движении от высоких широт к низким за счет увеличения содержания материнского ^{222}Rn . Региональные особенности связаны с большим содержанием радионуклидов уранового ряда в глинистых сланцах района залива Русская Гавань, по сравнению с базальтами Земли Франца Иосифа, которые и являются дополнительным источником ^{222}Rn в атмосфере. Кроме этого, в районе залива Русская Гавань площадь распространения свободных ото льда коренных пород значимо больше, чем на архипелаге Земля Франца Иосифа, острова которого практически полностью покрыты ледниками. Наличие открытых территорий создает условия для большего поступления в приземный слой атмосферы пылеватых фракций, содержащих естественные радиоактивные элементы.

- Установлено, что проявленность в почвах криогенных процессов, таких как криотурбация и криодеструкция, оказывает значительное влияние на перераспределение и миграцию радиоактивных элементов в почвенном разрезе. Так, на острове Колгуев в торфяной олиготрофной деструктивной мерзлотной почве наблюдается нарушение типичного для ^{137}Cs и ^{210}Pb поверхностно-аккумулятивного распределения, которое сменяется на аккумулятивно-элювиально-иллювиальное распределение (смещение активностей вниз по профилю). Кроме этого, в этом типе почв обнаружено резкое снижение общих запасов радиоцезия, что связано с механическим перемешиванием почв и, как следствие, разубоживанием разреза в результате криогенеза.

- Показано, что, несмотря на общую слабую развитость арктических почв, почвообразовательные процессы оказывают решающее влияние на миграцию радиоактивных элементов. Более выраженная проявленность почвообразовательных процессов (гумусообразование, оглеение, торфонакопление и т.д.) в районе залива Русская Гавань и острова Колгуев демонстрирует значительно более сложное и контрастное распределение радиоактивных элементов по профилю по сравнению с примитивными почвами архипелага Земля Франца Иосифа.

- В целом полученные данные свидетельствуют о том, что радиационная обстановка в пределах изученных островных территорий Западного сектора Российской Арктики главным образом определяется естественными факторами – ландшафтно-климатическими и геологическими. Вклад техногенного радиационного загрязнения незначителен и обусловлен в основном глобальными выпадениями. Локализация техногенной радиоактивности преимущественно в пределах маломощных органогенных горизонтов почв указывает на слабый потенциал высокоарктических ландшафтов к аккумуляции

техногенных радиоактивных элементов (в особенности ландшафтов архипелага Земля Франца Иосифа).

- Полученные в ходе исследований почвенно-растительного покрова данные, могут выступать основой для проведения фоновой мониторинга радиационной обстановки островных территорий Западного сектора Российской Арктики и могут использоваться для оценки последствий климатических изменений, способных привести к активизации процессов миграции радиоактивных элементов.

- В ходе исследований гранулометрического состава и физико-химических параметров донных отложений Баренцева моря установлено, что в прибрежной зоне Кольского полуострова наблюдается смешанный состав донных осадков с преобладанием песчаных фракций (>57 %). Формирование смешанного состава донных отложений прибрежной зоны со значительной примесью крупнообломочного материала объясняется абразией берегов, ледниковой экзарацией и эрозией морского дна. В прибрежной зоне также наблюдается увеличение доли органического вещества в донных осадках по сравнению с открытыми частями Баренцева моря, что объясняется выносом органики и ее накоплением в прибрежной зоне Кольского полуострова.

- Средние активности естественных радиоактивных элементов в донных осадках Баренцева моря не превышают значений, характерных для верхней континентальной коры. Их распределение и накопление контролируется исключительно естественными факторами, связанными с составом формирующих отложения пород, содержанием глинистых фракций, глубиной моря, рельефом шельфа и т.д. Полученные данные по активностям естественных радионуклидов в донных осадках крайне важны в качестве фоновых для проведения радиоэкологического мониторинга при освоении нефтегазовых месторождений шельфа Баренцева моря в будущем.

- Уровни активностей основных техногенных радиоактивных элементов в донных осадках Баренцева моря в целом являются низкими и не превышают для ^{90}Sr 5.9 Бк/кг и для ^{137}Cs – 12.5 Бк/кг. Максимальные активности наблюдаются в заливах Кольского побережья (Печенгский, Мотовский, Ура, Кольский). Установлено, что наибольший потенциал к накоплению техногенных радионуклидов имеют донные осадки, богатые органикой и характеризующиеся высоким содержанием глинистых минералов. Отношение активностей $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs}$, составляющее 0.51, указывает на то, что основным источником техногенной радиоактивности в донных осадках Баренцева моря в настоящее время являются глобальные выпадения.

- Короткоживущие техногенные радионуклиды в поверхностном слое донных осадков побережья Кольского полуострова не обнаружены, что указывает на

отсутствие значимого влияния местных локальных источников на трансформацию техногенного радиационного фона. Тем не менее, эти местные источники определяют основные потенциальные радиоэкологические риски для прибрежной зоны Баренцева моря. Кроме этого, некоторые опасения могут быть связаны с возможной утечкой радиации из реакторов затопленной на выходе из Кольского залива подводной лодки К-159 и с высвобождением техногенных радионуклидов из ледникового покрова Новой Земли при его таянии.

- Исследование торфяных отложений, расположенных в различных природно-климатических зонах Западного сектора Российской Арктики (северная тайга, лесотундра, тундра), показало значительные вариации физико-химических параметров торфа, которые обусловлены геохимическими и геоклиматическими факторами, а также уровнем антропогенного воздействия. В то же время для большинства изученных торфяных залежей абсолютные значения физико-химических параметров и характер их внутрипрофильного распределения отвечают преимущественно атмосферному типу питания торфяников (верховой тип). В свою очередь это позволяет говорить о том, что атмосферный канал является основным источником поступления радионуклидов в изученные торфяники. То есть это создает предпосылки правильности выбора изученных торфяников в качестве информативного архива атмосферного поступления техногенной радиоактивности, образованной в результате проведения ядерных испытаний и радиационных аварий.

- Основной дозообразующий техногенный радионуклид ^{137}Cs обнаруживается во всех изученных торфяных разрезах Западного сектора Российской Арктики. Его активность в пределах семи ключевых участков варьирует в диапазоне от <0.5 до 126 Бк/кг. Установлено, что основная активность ^{137}Cs сосредоточена в верхних горизонтах до глубины 10-15 см, что связано с его высокой миграционной способностью в залежи, обусловленной физико-химическими параметрами и биологическим поглощением сфагновой растительностью. В результате сильной восходящей миграции радиоцезия, выделение в торфяном разрезе по активности ^{137}Cs горизонтов, маркирующих радиационные события, оказывается затруднительным.

- Активность техногенного ^{90}Sr в изученных торфяниках варьирует в пределах от 0.1 до 7.7 Бк/кг. Установлено, средние активности ^{90}Sr в изученных торфяных залежах почти в 10 раз ниже, чем средние активности ^{137}Cs ($^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs} < 0.1$), хотя уровни загрязнения ^{90}Sr , характерные для глобальных выпадений, должны быть ориентировочно в два-три раза ниже, чем ^{137}Cs ($^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs} \sim 0.4-0.6$). При этом пики активностей ^{137}Cs и ^{90}Sr на графиках внутрипрофильного распределения не совпадают. Это свидетельствует о

значительно более высокой миграционной способности стронция-90 в торфяниках, обусловленной тем, что ^{90}Sr в составе органического вещества в основном связан с низкомолекулярными фульвокислотами. Примечательным является то, что в торфяниках островной тундры (остров Колгуев), отношение $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs}$ составляет 0.33, что близко к уровню глобальных выпадений. Это говорит о незначительной миграции ^{90}Sr в условиях островной тундры, что связано с особым геоклиматическим режимом района (короткий период с положительными температурами, мерзлота), ограничивающими водную миграцию стронция-90.

- Трансурановые техногенные радионуклиды ^{241}Am и $^{239+240}\text{Pu}$ обнаруживаются лишь в единичных горизонтах изученных торфяных разрезов. Обнаруженные активности ^{241}Am варьируют в пределах 0.6 – 1.8 Бк/кг, а активности $^{239+240}\text{Pu}$ от 0.6 до 3.8 Бк/кг. Низкие активности трансурановых элементов с учетом довольно высокой погрешности их определения, не позволяют сделать достоверные выводы касательно особенностей их миграции по торфяной залежи. По этим же причинам, сложно рассматривать ^{241}Am и $^{239+240}\text{Pu}$ в качестве надежных хронометрических маркеров при исследовании торфяников арктического региона.

- Запасы (или плотность загрязнения) основного дозообразующего техногенного радионуклида ^{137}Cs в изученных торфяниках, характеризующие степень радиационного загрязнения территории, варьируют от 276 до 687 Бк/м². Рассчитанные запасы ^{137}Cs находятся в пределах диапазона, характерного для ландшафтов типичной тундры и северной тайги, отражая фон глобальных выпадений радиоцезия. Плотность загрязнения ^{137}Cs изученных торфяников более чем в 70 раз ниже установленного в Российской Федерации норматива (НРБ-99/2009). Таким образом, степень техногенного радиационного загрязнения изученных торфяников, сформированная в основном за счет глобальных выпадений, является крайне низкой.

- С использованием метода неравновесного свинца ^{210}Pb (модель CRS) была выполнена оценка скоростей накопления торфа в пределах ключевых участков исследований. Согласно полученным данным, наблюдается выраженный климатический тренд в скоростях накопления торфа, что подтверждает правильность выполненных оценок. Так, средние скорости аккумуляции торфа значимо снижаются от зоны северной тайги и лесотундры к тундровым ландшафтам от 0.45 см/год до 0.34 см/год. При движении на север в пределах островной тундры скорость накопления снижется еще более выражено и составляет 0.13 см/год. Это связано с меньшей продуктивностью биомассы в холодных климатических условиях тундровой зоны (особенно островной тундры), что препятствует активному формированию торфяных залежей.

- Показано, что атмосферный поток ^{210}Pb (Бк/м²·год) в пределах материковой тундры демонстрирует более высокие значения по сравнению с северотаяежной и лесотундровой зонами. Полученные данные не соответствуют представлениям о снижении потока ^{210}Pb при движении на север за счет уменьшения активности ^{222}Rn в приземном слое. Данные по зольности и активности ^{40}K в торфяниках указывают на то, что повышенный поток ^{210}Pb является следствием антропогенной деградации растительного покрова в тундре (в основном из-за работы гусеничной техники). Соответственно, это ведет к увеличению ветрового переноса пыли и частиц минерального грунта с участков с деградировавшим растительным покровом, что позволяет использовать параметр атмосферного потока ^{210}Pb для оценки степени нарушенности тундрово-болотных ландшафтов.

- Результаты исследования распределения радионуклидов в торфяных залежах показали, что надежное определение скоростей накопления и возраста торфа по техногенным радионуклидам, маркирующим радиационные события в условиях арктического региона, сильно затруднено. Это связано с сильной подвижностью техногенных радионуклидов в торфяном массиве и методическими ограничениями в определении их малых активностей в торфе. При этом установлено, что использование естественного радионуклида ^{210}Pb , считающегося наиболее надежным инструментом датирования торфяников, также может быть затруднено по причине, наблюдаемой в ряде случаев нисходящей миграции ^{210}Pb , нарушающей его экспоненциальное распределение в торфяном разрезе (разрез ИСНО-1).

- Для того, чтобы количественно оценить степень миграции ^{210}Pb , необходимо определить физико-химические процессы, контролирующие формирование нарушенного распределения свинца-210 в торфяной залежи. Экспериментальное моделирование показало, что при типичной для арктических торфяников кислотности $\text{pH}=4$, изученный торф с высокой эффективностью связывает даже следовые количества Pb, которые отвечают характерной активности ^{210}Pb в торфяниках. Экспериментальные исследования межфазного распределения свинца-210 также не позволили обнаружить наличие миграционно-способных форм ^{210}Pb непосредственно в верхней части торфяной залежи. То есть экспериментальные исследования подтвердили, что наблюдаемая миграция ^{210}Pb не связана с физико-химическими условиями торфяной залежи, а является следствием механического перемещения (вымывания) ^{210}Pb атмосферными осадками вниз по разрезу (в составе аэрозолей). Учет вымывания ^{210}Pb может быть осуществлен на основе модифицированной модели IP-CRS, что было показано на примере торфяного разреза ИСНО-1.

- На основе анализа изотопных отношений $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ и моделирования траекторий движения воздушных масс было показано, что основным источником техногенного радиационного загрязнения изученных торфяников являются глобальные атмосферные выпадения. Показано, что тропосферные выпадения от испытаний на архипелаге Новая Земля не оказали существенного влияния на радиационное загрязнение изученных ключевых участков. В то же время, результаты моделирования траекторий и фиксируемые в некоторых горизонтах повышенные значения отношений $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ указывают на возможный, но при этом незначительный вклад атмосферных выпадений от чернобыльской аварии в радиационное загрязнение торфяных отложений Архангельской области.

- Глобальное потепление климата в Арктическом регионе, обуславливающее рост температуры приземного воздуха, опережает среднемировые темпы в три раза, что проявляется в целом ряде негативных явлений, таких, как резкое сокращение ледового и снежного покрова, деградация мерзлоты, увеличение речного стока. Самым быстро нагревающимся регионом Арктики является район между Шпицбергом и Новой Землей (Западный сектор Российской Арктики). Изменения климата в Арктике носят системный характер, вызывая комплексную трансформацию природной среды в регионе по принципу положительных обратных связей. Климатические изменения также являются важнейшим фактором трансформации радиационного фона в регионе.

- Ключевым звеном, связывающим изменения климата и трансформацию радиационного фона в Арктике, является деградация многолетней мерзлоты. Ожидается, что при этом основное радиационное воздействие будет связано с увеличением эмиссии ^{222}Rn , являющегося главным дозообразующим радионуклидом естественного происхождения. Оттаивание многолетнемерзлых пород, обуславливающее увеличение мощности сезонно-талого слоя, приводит к повышению эманаций радона за счет раскрытия пор и трещин в более обогащенных естественными радионуклидами подпочвенных отложениях, которые ранее были заполнены льдом и ограничивали подвижность продуктов распада, главным образом ^{222}Rn .

- Показано, что для человека и биоты радиоэкологическая опасность увеличения эмиссии ^{222}Rn в результате деградации мерзлоты не ограничивается только ингаляционным путем облучения. Важную роль в этом играют накапливающиеся в растительности дочерние продукты распада радона, такие как ^{210}Pb и ^{210}Po , обладающие высокой радиотоксичностью за счет внутреннего облучения. В результате этого традиционная для коренного населения Арктики пищевая цепь «лишайник – северный олень – человек» выступает в качестве эффективного концентратора продуктов распада

^{222}Rn . То есть дополнительное увеличение эмиссии ^{222}Rn будет иметь многократное увеличение дозовых нагрузок на коренное население за счет продуктов распада.

- Результаты полевых исследований в зоне развития мерзлоты в Печорском бассейне показали наличие связи между плотностью потока радона и мощностью сезонно-талого слоя. Максимальные значения плотности потока радона (до $85 \text{ мБк/м}^2 \cdot \text{с}$) характерны для хорошо дренированных участков с большой мощностью сезонно-талого слоя и, соответственно, с глубоким залеганием кровли мерзлоты. Минимальная плотность потока радона (до $11 \text{ мБк/м}^2 \cdot \text{с}$) наоборот отмечается на участках с развитием слитной мерзлоты и небольшой мощностью сезонно-талого слоя (20-40 см). В пределах таких участков весь свободный радон формируется в пределах сезонно-талого слоя (по сути, в торфяной подушке) с низким содержанием материнских для радона радионуклидов. Таким образом, данные полевых исследований доказывают, что увеличение глубины протаивания многолетнемерзлых пород выступает непосредственным механизмом, который вызывает увеличение эмиссии ^{222}Rn из нижележащих подпочвенных отложений.

- Установлено, что климатические изменения, вызывающие деградацию многолетнемерзлых пород, могут отражаться на изменении радиационных параметров подземных вод, используемых для питьевого водоснабжения. Показано, что трансформация радиационных параметров подземных вод может происходить за счет аномального увеличения активности ^{234}U , являющегося дочерним продуктом распада урана-238, оказывая при этом прямое влияние на радиационное качество воды. При крайне малой массовой доле в природной изотопной смеси урана изотоп ^{234}U за счет более короткого периода имеет такую же активность, как и материнский изотоп ^{238}U (отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$). Это свойство имеет важнейшее значение в радиологических исследованиях подземных вод при оценке суммарной альфа-активности, поскольку в данном случае активность природного урана удваивается.

- Исследования подземных вод в прилегающих к Западному сектору Российской Арктики регионах, расположенных в зоне сочленения Балтийского щита и Русской плиты (Ленинградская область и Карелия), показали, что активность дочернего изотопа ^{234}U может превышать более чем в 25 раз активность материнского изотопа ^{238}U . Это указывает на проявленность специфических геохимических процессов в водоносных горизонтах, приводящих к резкому нарушению равновесия $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Уставлено, что аномальный изотопный состав урана имеет выраженную связь с гидрохимическим типом подземных вод и физико-химическими параметрами, такими как минерализация и окислительно-восстановительный потенциал (Eh). Максимальные значения отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (~25) наблюдаются в подземных водах глубокой циркуляции хлоридно-

натриевого состава с повышенной минерализацией и низкими значениями параметра Eh (восстановительная обстановка). Эти воды приурочены к водоносным горизонтам венда и трещиноватым породам верхней части фундамента.

- Установлено, что изотопному составу и минерализации подземные воды глубокой циркуляции, находящиеся в резко восстановительных условиях, подразделяются на две различные в генетическом плане подгруппы. К первой подгруппе относятся пресные подземные воды с минерализацией до 1 г/л, характеризующиеся наибольшим избытком ^{234}U ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ до 25). Легкий состав стабильных изотопов ^2H - ^{18}O подземных вод этой подгруппы указывает на влияние палеоклиматической компоненты, связанной с вкладом талых вод покровного оледенения и мерзлоты. Ко второй подгруппе относятся солоноватые воды с минерализацией 5-7 г/л и отношениями $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 7$, которые интерпретируются как криогенные остаточные воды, оттесненные вниз по разрезу в период его промерзания.

- Выявлено, что в пресных подземных водах гидрокарбонатного состава, приуроченных к верхнему водоносному горизонту, наблюдается наибольшая концентрация урана (до 1.4 мкг/л) и при этом минимальное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (в среднем 1.8). Это связано с преобладанием окислительной обстановкой в верхнем водоносном горизонте, что способствует активному выщелачиванию урана из водовмещающих пород, при этом в воду переходят оба изотопа ^{234}U и ^{238}U . Для этих вод характерна прямая зависимость между общей концентрацией урана и суммарной альфа-активностью изотопов урана. Для вод глубокой циркуляции, наоборот, зависимость между концентрацией урана и альфа-активностью не наблюдается, поскольку их радиационное качество определяется не концентрацией урана в целом, а активностью изотопа ^{234}U .

- Показано, что аномально высокое отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ даже при крайне низкой концентрации урана-238, которая характерна для восстановительной обстановки глубоких водоносных горизонтов, может привести к превышению уровня вмешательства по суммарной альфа-активности за счет изотопов урана (0.2 Бк/л по НРБ-99/2009). Ожидается, что в подземных водах с отношением $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 36$ уровень вмешательства 0.2 Бк/л может быть превышен при концентрации $^{238}\text{U} \sim 0.5$ мкг/л. При этом возможность обнаружения столь высокого соотношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ не исключена, поскольку ранее в подземных водах вендского водоносного горизонта в соседней с Ленинградской областью Эстонии, были выявлены отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 56$.

- Показано, что для корректной оценки радиологического качества подземных вод с ожидаемым аномальным изотопным составом урана, необходимо проводить прямое альфа-спектрометрическое измерение активностей отдельных изотопов урана ^{234}U и ^{238}U .

Расчет суммарной альфа-активности исходя лишь из общей концентрации урана в воде (фактически концентрации одного изотопа ^{238}U), измеренной стандартными химическими методами (AAC, ICP MS), может не в полной мере отражать действительные радиационные характеристики подземных вод в плане формирования альфа-активности за счет изотопов урана. Этот подход может быть критически важным, поскольку подземные воды с аномальным изотопным составом являются пресными с минерализацией до 1 г/л и активно используются для питьевого водоснабжения в Ленинградской области и Карелии, что требует учета дополнительных радиационных рисков для человека.

- Установлено, что высокое обогащение подземных вод дочерним ^{234}U обусловлено глобальными климатическими изменениями позднего плейстоцена-голоцена, связанными с деградацией покровного оледенения и мерзлоты, отразившимися на изменении химизма и изотопного состава водоносных горизонтов зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты. Показано, что основными механизмами обогащения подземных вод ^{234}U могли являться: 1) возрастание трещиноватости водовмещающих пород в результате снятия ледниковой нагрузки, что при увеличении площади контакта в системе «вода-порода» увеличило интенсивность выхода ^{234}U ; 2) при оттаивании мерзлоты выброс в воду ^{234}U , накопленного в период длительного нахождения водовмещающих пород в мерзлом состоянии; 3) установление в глубоких водоносных горизонтах восстановительной обстановки, при которой химическое растворение урана значительно замедляется, а распад продолжается, что приводит к накоплению ^{234}U ; 4) криогенное концентрирование солей в остаточных водах в результате промерзания разреза, при котором ^{234}U преимущественно переходит в остаточные воды; 5) установление восстановительной обстановки в подмерзлотных водоносных горизонтах. Таким образом, полученные в работе данные имеют непосредственное отношение к современным процессам, происходящим в Арктике в результате глобального потепления климата. Текущее потепление климата может привести к активизации аналогичных механизмов формирования изотопного состава урана в арктических регионах, которые в настоящее время заняты мерзлотой.

- Показано, что текущие тенденции потепления климата в Арктике могут привести к вторичному техногенному радиационному загрязнению экосистем. В первую очередь это относится к ледниковому покрову Новой Земли, в котором оказались депонированы значительные количества техногенной радиоактивности, выпавшей на поверхность ледников в результате атмосферных испытаний. Мобилизация накопленных техногенных радионуклидов в настоящее время формирует зоны повышенной радиоактивности в прибрежных донных осадках, что показано на примере ряда опубликованных работ.

Также было показано, что изменение климата может способствовать мобилизации радиоактивных элементов и из других сред. Существуют оценки, что наблюдаемое в настоящее время закисление морских вод и подъем уровня мирового океана могут привести к разрушению геохимических барьеров в дельтах рек и ускорению коррозии защитных оболочек контейнеров с радиоактивными отходами, захороненными на арктическом шельфе. Переносу техногенной радиоактивности в Арктике могут способствовать ветровая эрозия и учащение пылевых бурь. Также в Арктике наблюдается увеличение концентрации атмосферных аэрозолей различного происхождения, которые могут выступать носителями радиоактивных элементов, оказывая дополнительное воздействие ионизирующего излучения на легочную ткань.

- Таким образом, можно отметить, что глобальное потепление климата выражается в реакции всех природных систем, что может иметь прямые последствия для трансформации радиационного фона в Арктике, обусловленного ускорением эмиссии радионуклидов в окружающую среду из различных источников. Для понимания этих процессов и определения масштабов текущих и будущих радиационных воздействий необходимы комплексные исследования, направленные на оценку влияния изменений климата на распределение и миграцию радионуклидов в различных компонентах экосистем Арктики. Эти новые вызовы требуют разработки новых подходов к радиационному мониторингу и оценке радиоэкологических рисков. Можно констатировать, что существующие подходы не учитывают новые источники эмиссии радионуклидов, обусловленные климатическими изменениями. В частности результаты данной работы показали, что требуется дополнить методологию оценки радоноопасности территорий и оценки радиационного качества подземных вод с учетом деградации многолетнемерзлых пород. Согласно полученным данным, приоритетными районами для проведения превентивных радиоэкологических исследований должны стать регионы, где в ближайшие десятилетия прогнозируется наиболее интенсивная деградация мерзлоты.

- В ходе исследований изотопного состава урана в разновозрастных отложениях Золотицкого кимберлитового поля Архангельской алмазонасной провинции была установлена связь повышенных отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ с проявлениями кимберлитового магматизма. Так, в породах околотрубочного пространства кимберлитовых тел, представленных вмещающими песчано-глинистыми отложениями венда и туфогенно-осадочными породами периферийных частей кратерных фаций трубок, обнаруживается значительное повышение отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (среднее составляет 1.24) в сравнении с фоновыми значениями ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 1$), полученными по данным изучения кернов поисковых скважин.

- Полученные данные свидетельствуют об активном проявлении гидрогеохимических процессов в приконтактной зоне кимберлитовых трубок, связанных с осаждением неравновесного урана из подземных вод в зонах развития трещиноватости. Экспериментальные данные по определению форм нахождения урана в породах приконтактной зоны кимберлитов подтвердили этот вывод. Подтверждением этого также являются данные минералого-геохимических исследований. Результаты исследований позволяют говорить о том, что аномалии неравновесного урана в изученных породах могут выступать в качестве дополнительного геохимического признака, маркирующего околотрубное пространство кимберлитов Золотицкого поля.

- В то же время концентрирование урана из подземных вод в породах околотрубного пространства может обуславливать накопление продуктов распада, что с учетом развития трещиноватости главным образом выражается в формировании повышенных активностей радона. Соответственно, это обстоятельство определяет важность исследования радиогеохимических параметров тектонически ослабленных зон, контролирующих размещение кимберлитов, не только с точки зрения поискового значения, но и с точки зрения оценки формирования радиационной обстановки, в первую очередь, за счет радоноопасности.

- Данные полевых исследований, проведенных на территории кимберлитовых полей Архангельской алмазоносной провинции, показали, что в почвенном воздухе над трубками наблюдается аномальная объемная активность радона в десятки раз превышающая фоновые значения (до 11519 Бк/м³). Формирование контрастных аномалий активности радона связано с развитием повышенной трещиноватости, в наибольшей степени проявленной на границах раздела туфогенно-осадочных и жерловых отложений. В ряде случаев обнаруживается тенденция формирования контрастных радоновых аномалий приуроченных непосредственно к околотрубному пространству трубок, что наиболее характерно для трубки Чидвинская, имеющей наименьшую мощность перекрывающих отложений среди трубок Архангельской алмазоносной провинции.

- Экспериментально установлено, что основным источником радона, наблюдаемого над трубками, являются вмещающие вендские отложения и туфогенно-осадочные породы кратерных фаций трубок. Эти породы характеризуются повышенной удельной активностью ²²⁶Ra, высокими значениями коэффициента эманации радона и пористости. Уровень продуцирования радона во вмещающих вендских породах достигает 132.0 Бк/(м³·ч), а в туфогенно-осадочных породах кратера – 140 Бк/(м³·ч). Кимберлиты жерловой фации, представленные автолитовой брекчией, продуцируют минимальное количество радона до 19.0 Бк/(м³·ч).

- Оценка миграции радона к поверхности выполнена на основе моделирования диффузионного переноса ^{222}Rn в массиве пород кимберлитового поля на примере трубки Чидвинская. Установлено, что при экспериментально установленных радиационно-физических параметрах пород средняя концентрация радона в почвенном воздухе над околотрубочным пространством составит более 9000 Бк/м³. При этом на удалении от трубки концентрация радона значительно снижается до 2000 Бк/м³. Показано, что результаты моделирования переноса ^{222}Rn хорошо согласуются с данными полевых измерений трубки Чидвинская, отражая реально наблюдаемое распределение объемной активности радона. Полученные данные позволяют прогнозировать объемную активность радона в зависимости от литологии и радиационно-физических параметров пород.

- Предложенный в данной работе подход к оценке уровней продуцирования радона различными типами отложений и переноса радона в массиве пород кимберлитового поля имеет важнейшее радиогеоэкологическое значение в плане оценки радиационных рисков для человека. Полученные данные можно использовать для оценки степени радоноопасности территорий и прогнозирования активности радона в подземных водах районов развития кимберлитового магматизма в Архангельской области. Оценка связанных с радоном радиационных рисков, обусловленных геологическими факторами, особенно актуальна для населенных пунктов Архангельской области, где отмечаются превышения нормируемого НРБ-99/2009 значения объемной активности радона в воздухе жилых помещений.

- Таким образом, комплексное исследование радионуклидов уранового ряда в разновозрастных отложениях кимберлитовых полей доказало необходимость радиогеоэкологической оценки областей развития кимберлитового магматизма в Архангельской области, в первую очередь, структур, контролирующих размещение кимберлитовых тел. Исходя из полученных данных наибольшее радиогеоэкологическое значение имеет оценка радоноопасности как основного фактора радиационного воздействия на человека за счет природных источников. При этом нельзя не отметить возможность использования полученных данных для решения прикладных задач, связанных с поиском кимберлитовых трубок. В условиях низкой эффективности традиционных геофизических и минералогических методов для поисков трубок в Архангельской алмазоносной провинции, выделение дополнительных признаков кимберлитового магматизма (в нашем случае радиогеохимических признаков) является своевременным и актуальным.

- В донных отложениях реки Золотицы и ее притоков в районе месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова определены удельные активности основных естественных

радиоактивных элементов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K . Помимо природных радионуклидов, определена активность техногенного ^{137}Cs – наиболее распространенного и основного дозообразующего радионуклида антропогенного происхождения.

- Установлено, что средние удельные активности ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K и ^{137}Cs в донных осадках реки Золотицы и ее притоков в районе месторождения составляют 8.2, 10.3, 305.8, 5.1 Бк/кг соответственно, что существенно ниже значений характерных для верхней континентальной коры (Rudnick, Gao, 2014: ^{226}Ra – 33.8 Бк/кг, ^{232}Th – 42.7 Бк/кг и ^{40}K – 743 Бк/кг). При этом содержание естественных радионуклидов соответствует кларкам песчаников (Evaluation..., 1999: $^{226}\text{Ra} < 12$ Бк/кг, $^{232}\text{Th} < 8$ Бк/кг и $^{40}\text{K} < 265$ Бк/кг).

- Определены радиационные параметры различных типов горных пород, извлекаемых из карьеров как возможных источников естественных радионуклидов в речных осадках. Установлено, что наиболее обогащенными ^{226}Ra (18.2 Бк/кг) и ^{232}Th (32.7 Бк/кг) отложениями являются вендские породы, представленные алевролитами и песчаниками. Эти отложения, являющиеся для кимберлитов вмещающими, в среднем содержат практически в два раза больше ^{226}Ra и в три раза больше ^{232}Th , чем речные осадки района исследований.

- В пространственном распределении наименьшие активности природных радионуклидов характерны для донных осадков притоков Золотицы, расположенных выше по течению от ГОКа. Притоки, расположенные ниже по течению от комбината, отличаются более высоким содержанием природных радионуклидов, что, вероятно, связано с протеканием данных водотоков над северной группой трубок Ломоносовского месторождения, обуславливающих повышенный радиогеохимический фон в этом районе.

- Обнаружено, что наиболее высокие активности ^{137}Cs , ^{226}Ra и ^{232}Th в донных осадках реки Золотицы имеют приуроченность к ближней зоне воздействия ГОКа. Зона с повышенным содержанием указанных радионуклидов протягивается на ~3 км от северной границы горно-обогатительного комбината до поселка Тучкино. Кроме этого, в донных осадках ближней зоны ГОКа возрастает доля глинистых фракций (до 11%), органики (до 6.6 %), карбонатов (до 1.6 %) и водорастворимых солей (0.7 мг/г). Изменение физико-химических параметров и увеличение активностей природных радионуклидов ^{226}Ra и ^{232}Th в донных отложениях указывает на вероятное участие отвалов горных пород в загрязнении речной системы. Подтверждают это и данные статистического анализа.

- Установлено, что источником поступления техногенного ^{137}Cs в русло реки Золотицы в ближней зоне воздействия комбината является болотный массив – поле фильтрации, на которое происходит разгрузка подземных дренажных вод. В ходе экспериментальных исследований показано, что взаимодействие минерализованных

дренажных вод с органическим веществом торфяного массива приводит к десорбции техногенного радиоцезия. При этом чем выше минерализация сбрасываемых подземных вод, тем выше десорбция ^{137}Cs из торфа. Также экспериментально показано, что взаимодействие минерализованных подземных вод с торфяной залежью, наряду с вымыванием ^{137}Cs , приводит к выносу из торфа органического вещества в прилежащие водотоки, что соответствует натурным данным.

- Обнаруженная эмиссия накопленного торфом радиоцезия может представлять для речной экосистемы серьезную проблему с точки зрения увеличения радиоэкологических рисков за счет техногенной радиоактивности. В свою очередь полученные данные указывают на необходимость учета вероятности эмиссии техногенного ^{137}Cs при очистке сточных минерализованных подземных вод на болотах – полях фильтрации. Поскольку болотные массивы, учитывая их огромные площади распространения в Западном секторе Российской Арктики – это главные природные депозитарии выпавшей на поверхность земли техногенной радиоактивности, образовавшейся в результате ядерных испытаний и радиационных аварий.

- Исследования химического состава образцов показали, что существуют риски токсикологического воздействия на донную биоту, связанные с повышенным содержанием в донных осадках тяжелых металлов Cr, Ni и Pb, источником которых являются как сами кимберлиты, так и вмещающие их вендские песчано-глинистые отложения. В этих породах концентрации Cr, Ni и Pb находятся на уровне выше значений, характерных для верхней континентальной коры.

- Расчет индексов радиационной безопасности показал, что радиоэкологические риски от естественных радионуклидов, содержащихся в донных отложениях и горных породах, в настоящее время являются низкими. Нормируемая согласно требованиям СанПиН 2.6.1.2523-09 (НРБ-99/2009) величина $A_{эфф}$ в донных осадках и горных породах существенно ниже порогового уровня 370 Бк/кг (I класс).

- Показано, что среди естественных радиоактивных элементов токсикологическую опасность для донной биоты района исследований может представлять уран, поступление которого в речную сеть обеспечивается откачкой и сбросом минерализованных подземных вод при водопонижении карьеров. Установлено, что концентрация урана в воде реки Золотицы ниже по течению от ГОКа выше фоновых значений, характерных для поверхностных вод изучаемой территории, относящейся к зоне холодного гумидного климата. При этом в притоках и в самой Золотице выше по течению от комбината, концентрация урана соответствует фоновым значениям. Источником увеличения

содержания урана в Золотице являются подземные воды с повышенным содержанием урана, откачиваемые при водопонижении карьеров.

- Показано, что определенные радиоэкологические риски для речной экосистемы могут быть связаны с накоплением техногенного ^{137}Cs в донных осадках в результате его миграции из болотного массива под воздействием минерализованных дренажных вод. Однако предельно допустимая концентрация ^{137}Cs в донных осадках в настоящее время не нормируется.

- Проведенное пространственное обобщение полученных в работе данных, реализованное в виде карты радиогеоэкологического районирования территории Западного сектора Российской Арктики на основе интегральной оценки радиоэкологического состояния природной среды, позволяет использовать эту информацию для оценки рисков, прогноза изменения радиационной обстановки под влиянием природных и техногенных факторов, принятия управленческих решений при планировании хозяйственной и природоохранной деятельности. Кроме этого, результаты районирования могут быть использованы при планировании научных работ при выборе объектов исследований на территориях с высоким радиоэкологическим риском, что важно для сосредоточения исследовательских усилий на решении наиболее острых проблем, связанных с трансформацией радиогеоэкологической обстановки в Арктике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авария на Чернобыльской АЭС. Т. 2 // Национальный атлас России. – 2021. – URL: <https://nationalatlas.ru/tom2/435.html>.
2. Авиационная гамма-спектрометрия и возможности ее применения / Ю. А. Израэль, Л. И. Болтнева, С. М. Вакуловский, М. В. Никифоров // Метеорология и гидрология. – 2014. – № 8. – С. 5–14.
3. Айбулатов, Н. А. Экологическое эхо холодной войны в морях Российской Арктики / Н. А. Айбулатов. – Москва : ГЕОС, 2000. – 307 с.
4. Акатов, А. А. Радиация в медицине / А. А. Акатов, Ю. С. Коряковский. – Тверь : Парето-Принт, 2009. – 31 с.
5. Акимов, Ю. К. Фотонные методы регистрации излучений / Ю. К. Акимов. – Дубна : ОИЯИ, 2014. – 323 с.
6. Алексеев, А. И. Очистка карьерных вод ПАО «Севералмаз» от дисперсных частиц глинистого минерала сапонита методом сгущения / А. И. Алексеев, О. С. Зубкова, А. С. Полянский // Известия СПбГТИ(ТУ). – 2020. – № 55 (81). – С. 22–27.
7. Алексеева, Т. Н. Гранулометрический состав поверхностного слоя донных осадков Баренцева моря / Т. Н. Алексеева, Н. В. Политова, Н. В. Козина // Океанология. – 2020. – № 6. – С. 915–929.
8. Анализ полониевой опасности в ядерных энергетических установках со свинцово-висмутовым теплоносителем / Д. В. Панкратов, Е. И. Ефимов, Г. И. Тошинский, Л. Д. Рябая // Атомная энергия. – 2004. – № 2. – С. 125–131.
9. Анализ риска по радиационным и химическим факторам для населения в районе расположения объекта ядерного наследия в северо-западном регионе России / С. М. Киселев, Н. К. Шандала, Т. Н. Лашенцова [и др.] // Анализ риска здоровью. – 2021. – № 1. – С. 38–47.
10. Андриюшин, И. А. Укрощение ядра. Страницы истории ядерного оружия и ядерной инфраструктуры СССР / И. А. Андриюшин, А. К. Чернышев, Ю. А. Юдин. – Саров ; Саранск : Типография Красный Октябрь, 2003. – 482 с.
11. Антипов, С. В. Оценка выхода радионуклидов в окружающую среду в случае возникновения аварии на затонувшей атомной подводной лодке Б-159 / С. В. Антипов, В. П. Биляшенко, В. Л. Высоцкий // Атомная энергия. – 2015. – Т. 119, № 4. – С. 222–229.
12. Арбузов, С. И. Геохимия радиоактивных элементов: учебное пособие для вузов / С. И. Арбузов, Л. П. Рихванов. – Томск : Изд-во ТПУ, 2009. – 300 с.
13. Арбузов, С. И. Радиогеохимическая характеристика углей Северной Азии / С. И. Арбузов, А. В. Волостнов, В. С. Машенькин // Энергетик. – 2010. – № 3. – С. 2–8.
14. Артамонова, С. Ю. Современная радиозоологическая ситуация на объекте мирного подземного ядерного взрыва «Кратон-3» (1978 г.) в Якутии / С. Ю. Артамонова // Астраханский вестник экологического образования. – 2016. – № 3 (37). – С. 14–24.
15. Архангельская алмазоносная провинция (Геология, петрография, геохимия и минералогия) / О. А. Богатилов, Е. Р. Васильева, В. В. Вержак [и др.] ; ред. О. А. Богатилов. – Москва : Изд-во МГУ, 1999. – 524 с.
16. Архипелаг Новая Земля и Карское море: геохимия, гляциология, радиационное состояние / под ред. М. В. Флинта. – Москва : АПР, 2018. – 152 с.
17. Астахов, В. И. Последнее оледенение Арктических равнин России (Строение осадочного комплекса и геохронология) : автореф. дис. ...д-ра геол.-мин. наук : 04.00.01 / Астахов Валерий Иванович. – Санкт-Петербург, 1999. – 42 с.

18. Астахов, В. И. Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера / В. И. Астахов, Я. Мангеруд, Й. И. Свенсен // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30-31. – С. 190–206.
19. Атлас радиоактивного загрязнения европейской части России, Белоруссии и Украины [Карты] / гл. ред. Ю. А. Израэль. – Москва : Росгидромет, Роскартография, 1998. – 144 с.
20. Атлас Республики Коми [Карты] / отв. ред. Корниенко Е. В. ; научн. ред. Э. А. Савельева. – Москва : Феория, 2011. – 448 с.
21. Атомное наследие холодной войны на дне Арктики. Радиоэкологические и технико-экономические проблемы радиационной реабилитации морей / А. А. Саркисов, Ю. В. Сивинцев, В. Л. Высоцкий, В. С. Никитин. – Москва : Ин-т проблем безопасного развития атомной энергетики РАН, 2015. – 699 с.
22. Атомное наследие холодной войны на дне Арктики: радиоэкологические последствия и технико-экономические проблемы радиационной реабилитации морей / А. А. Саркисов, Ю. В. Сивинцев, В. Л. Высоцкий, В. С. Никитин. – Москва : ИБРАЭ РАН, 2006. – 76 с.
23. Атрощенко, Ф. Г. Эффективность гравитационного способа очистки больших объемов сточных вод от глинистых взвесей (на примере опыта эксплуатации сооружений по очистке карьерных и отвальных вод Ломоносовского ГОКа) / Ф. Г. Атрощенко // Годичная сессия Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии : сб. науч. тр. / ПГНИУ. – Пермь, 2019. – С. 489–494.
24. Ахметьянов, И. Р. Геохимические методы поисков залежей углеводородов / И. Р. Ахметьянов // Символ науки. – 2015. – № 12 (2). – С. 30–31.
25. Бабаянц, П. С. Методические рекомендации по аэрогеофизическому сопровождению прогнозных и поисковых работ на твердые полезные ископаемые / П. С. Бабаянц, С. А. Павлов, А. А. Трусов. – Москва : РОСГЕО, 2023. – 59 с.
26. Балонов, М. И. Международная оценка последствий Чернобыльской аварии : Чернобыльский форум ООН (2003-2005) и НКДАР ООН (2005-2008) / М. И. Балонов // Радиационная гигиена. – 2011. – Т. 4, № 2. – С. 31–39.
27. Балонов, М. И. Убереечь неискушенного читателя! Рецензия на книгу А. В. Яблокова, В. Б. Нестеренко и А. В. Нестеренко «Чернобыль: последствия катастрофы для человека и природы» / М. И. Балонов // Радиационная гигиена. – 2012. – Т. 5, № 1. – С. 63–67.
28. Бамбалов, Н. Н. Баланс органического вещества торфяных почв и методы его изучения / Н. Н. Бамбалов. – Минск : Наука и техника, 1984. – 175 с.
29. Бахур, А. Е. Po-210 и Pb-210 в объектах окружающей среды. Методы определения / А. Е. Бахур, Л. И. Мануилова, Т. М. Овсянникова // АНРИ. – 2009. – № 1 (56). – С. 29–40.
30. Бахур, А. Е. Научно-методические основы радиоэкологической оценки геологической среды / А. Е. Бахур. – Москва : ВИМС, 2009. – 45 с.
31. Беднарук, С. Е. Гидрографическое районирование территории Российской Федерации / С. Е. Беднарук. – Москва : НИА-Природа, 2008. – 541 с.
32. Бекман, И. Н. Радиоэкология и экологическая радиохимия / И. Н. Бекман. – Москва : Юрайт, 2019. – 409 с.
33. Белов, С. В. Особенности пространственного развития производственных комплексов минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых в Российской Арктике / С. В. Белов, В. А. Скрипниченко // Международный научно-исследовательский журнал. – 2022. – № 5 (119). – С. 136–141.
34. Бетенеков, Н. Д. Основы радиохимии: учебное пособие / Н. Д. Бетенеков, Т. А. Недобух. – Екатеринбург : УГТУ-УПИ, 2009. – 207 с.

35. Бобров, А. А. Исследование объемной активности радона в разломных зонах Приольхонья и южного Приангарья: методика и предварительные результаты / А. А. Бобров // Известия Сибирского отделения. Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2008. – Вып. 6 (32). – С. 124–129.
36. Большианов, Д. Ю. Новые данные о строении рельефа и четвертичных отложений архипелага Новая Земля. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона / Большианов Д. Ю., Анохин В. М., Гусев Е. А. // Труды ВНИИОкеангеология. – 2006. – Т. 210, вып. 6. – С. 149–161.
37. Боровой, А. А. Выброс радионуклидов из разрушенного блока Чернобыльской АЭС / А. А. Боровой, А. Ю. Гагаринский // Атомная энергия. – 2001. – Т. 90, вып. 2. – С. 137–145.
38. Бушков, К. Ю. Структура Накынского кимберлитового поля и признаки скрытых сдвиговых кимберлитоконтролирующих структур : дис. ... канд. геол.-мин. наук.: 25.00.11 / Бушков Константин Юрьевич. – Москва, 2006. – 172 с.
39. Былкин, Б. К. Наведенная активность радиационной защиты в проблеме вывода из эксплуатации ядерных установок / Б. К. Былкин, А. Н. Кожевников, И. А. Енговатов // Ядерная и радиационная безопасность. – 2017. – № 3 (85). – С. 1–14.
40. Бязров, Л. Г. Лишайники – индикаторы радиоактивного загрязнения / Л. Г. Бязров. – Москва : КМК, 2005. – 480 с.
41. Вакуловский, С. М. Загрязнение Белого моря радиоактивными отходами западноевропейских стран / С. М. Вакуловский, А. И. Никитин, В. Б. Чумичев // Атомная энергия. – 1988. – Т. 65, вып. 1. – С. 66–67.
42. Вакуловский, С. М. О загрязнении арктических морей радиоактивными отходами западноевропейских радиохимических заводов / С. М. Вакуловский, А. И. Никитин, В. Б. Чумичев // Атомная энергия. – 1985. – Т. 58, вып. 6. – С. 445–449.
43. Василенко, И. Я. Медицинские проблемы техногенного загрязнения окружающей среды / И. Я. Василенко, О. И. Василенко // Гигиена и санитария. – 2006. – № 1. – С. 22–25.
44. Васильев, А. А. Динамика морских берегов в криолитозоне западного сектора Российской Арктики (на примере Карского моря) : автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук : 25.00.36 / Васильев Александр Алексеевич. – Тюмень, 2004. – 49 с.
45. Васильев, И. Д. Геологические структуры в околотрубочном пространстве трубки Архангельская и их использование для поисков коренных месторождений алмазов в Зимнебережном районе : автореф. дис. канд. геол.-мин. наук : 25.00.11 / Васильев Иван Дмитриевич. – Москва, 2010. – 32 с.
46. Васильев, И. Д. Основы радиометрии / И. Д. Васильев, К. В. Новиков. – Москва : Изд-во РГГРУ, 2009. – 37 с.
47. Васильчук, Ю. К. Циклокриостратиграфия едомных толщ. Ч. 1 / Ю. К. Васильчук // Арктика и Антарктика. – 2017. – № 1. – С. 62–83.
48. Вержак, В. В. Опыт поисков месторождений алмазов в Архангельской алмазоносной провинции и на сопредельных территориях севера Восточно-Европейской платформы / В. В. Вержак, Г. В. Минченко, В. А. Ларченко // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях : матер. конф. / ЯНЦ СО РАН. – Якутск, 2008. – С. 308–314.
49. Вержак, Д. В. Алмазные месторождения Архангельской области и экологические проблемы их освоения / Д. В. Вержак, К. В. Гаранин // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2005. – № 6. – С. 18–27.
50. Вечная мерзлота. Т. 2 [Электронный ресурс] // Национальный атлас России. – 2024. – URL: <https://nationalatlas.ru/tom2/240-242.html>.
51. Виноград, Н. А. Особенности формирования подземных вод основных эксплуатируемых водоносных горизонтов Санкт-Петербурга и окрестностей по

- данным о химическом и изотопном составе / Н. А. Виноград, И. В. Токарев, Т. А. Строганова // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. – 2019. – Т. 64, вып. 4. – С. 575–597.
52. Вклад техногенных и природных источников ионизирующего излучения в структуру заболеваемости населения Мурманской области / Н. К. Белишева, Н. А. Мельник, Ю.В. Балабин, Т.Ф. Буркова [и др.] // Вестник Кольского научного центра РАН. – 2013. – № 4 (15). – С. 9–26.
 53. Владов, М. Л., Старовойтов, А. В. Введение в георадиолокацию / М. Л. Владов, А. В. Старовойтов. – Москва : Изд-во Моск. ун-та, 2004. – 153 с.
 54. Влияние деятельности по добыче алмазов открытым способом на состояние реки зимняя Золотица / С. Б. Селянина, Е. Ю. Чуракова, Г. В. Михайлова, Т. И. Пономарева // Проблемы обеспечения экологической безопасности и устойчивое развитие арктических территорий [Электронный ресурс] : сб. материалов Всерос. конфер. с международ. участием II Юдахинские чтения, Архангельск, (24-28 июня 2019 года) / отв. ред. И. Н. Болотов. – Архангельск : ОМ-медиа, 2019. – С. 577-579.
 55. Водообмен в краевых частях Балтийского щита и прилегающих артезианских бассейнах по изотопным и химическим данным (научные и прикладные аспекты). Карельский перешеек / Г. Ю. Воронюк, Г. С. Бородулина, И. А. Крайнюкова, И. В. Токарев // Труды Карельского научного центра. Серия: Лимнология. – 2016. – № 9. – С. 46–56.
 56. Вомперский, С. Е. Экологизация лесного и сельского хозяйства в связи с задачами устойчивого развития / С. Е. Вомперский // Лесное хозяйство. – 1999. – № 3. – С. 2–4.
 57. Воробьев, В. П. Аэрогамма-спектрометрический метод поисков рудных месторождений / В. П. Воробьев, А. В. Ефимов, М. И. Альтшулер. – Ленинград : Недра, 1977. – 216 с.
 58. Воробьева, Т. А. Радиогеохимические исследования состояния ландшафтов Кольского полуострова / Т. А. Воробьева, А. В. Евсеев, Н. В. Кузьменкова // Арктика: экология и экономика. – 2017. – № 2 (26). – С. 17-26.
 59. Выделение редкометалльных, золоторудных и урановых рудоносных зон по результатам комплексной аэрогеофизической съемки на Чаантальской площади / Ф. Д. Лазарев, Д. А. Белов, Р. А. Леденгский, И. В. Молодцов // РГиМ. – 2022. – № 92. – С. 64–76.
 60. Гарагуля, Л. С. Роль геокриологических процессов в формировании и динамике экосистем криолитозоны / Л. С. Гарагуля, Г. И. Гордеева, Е. Н. Оспенников // Криосфера Земли. – 2012. – Т. XVI, № 4. – С. 31–41.
 61. Гаранин, К. В. Петрохимия и минералогия щелочно-ультраосновных магматитов на территории Архангельской алмазоносной провинции и модели их формирования / К. В. Гаранин, В. К. Гаранин, Г. П. Кудрявцева // Вестник Пермского университета. Геология. – 2008. – № 10. – С. 32–49.
 62. Геологическая карта островов Новой Земли, Вайгача, Колгуева : приложение к Т. XXVI (26) «Геология СССР» / отв. ред. Б. С. Романович. – Масштаб 1:1500000. – Ленинград : Науч.-исслед. ин-т геологии Арктики, 1967.
 63. Геологическая карта России и прилегающих акваторий [Карта] / ФГБУ ВСЕГЕИ, Министерство природных ресурсов РФ, ФГУП ВНИИОкеангеология ; под ред. О. В. Петрова; – Масштаб 1:2500000. – Москва, 2016.
 64. Геологическое строение архипелага Новая Земля (запад Российской Арктики) и особенности тектоники Евразийской Арктики / Е. А. Кораго, Г. Н. Ковалева, Р. А. Щеколдин [и др.] // Геотектоника. – 2022. – № 2. – С. 21–57.

65. Геолого-поисковые радиометрические работы на фосфатные породы в секторе Ранчо-Чири месторождения Навай (Венесуэла) / Б. Е. Двоскин, В. Э. Куктырло, А. А. Разводовский [и др.] // Горный журнал. – 2014. – № 2. – С. 67–70.
66. Геохимическая структура и радиационное состояние прибрежных ландшафтов заливов Карского моря Новой Земли / Н. П. Лаверов, В. И. Величкин, А. Ю. Мирошников [и др.] – DOI 10.7868/S086956521609019X // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 467, № 3. – С. 342.
67. Геохимические барьеры в зоне гипергенеза / под ред. Н. С. Касимова, А. Е. Воробьева. – Москва : Изд-во Московского ун-та, 2002. – 395 с.
68. Геохимические особенности арктотундровых ландшафтов восточного побережья Новой Земли / А. А. Усачева, И. Н. Семенов, А. Ю. Мирошников [и др.] // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. – 2016. – № 5. – С. 87–95.
69. Геохимия донных осадков малого озера (водосбор Онежского озера, Архангельская область) / Д. П. Стародымова, А.А. Виноградова, В.П. Шевченко [и др.] // Успехи современного естествознания. – 2016. – № 9. – С. 172–177.
70. Геоэкологическая оценка современного состояния разновозрастных хвостохранилищ рудника Карнасурт / А. А. Горячев, В. В. Лащук, Е. А. Красавцева [и др.] // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2020. – № 17. – С. 128–132.
71. Геоэкологические проблемы разведки и эксплуатации месторождений полезных ископаемых: учебное пособие / А. В. Труфанов. – Ростов-на-Дону : Изд-во Южного федерального университета, 2017. – 136 с.
72. Геоэкологическое картографирование : учеб. пособ. для студентов высш. учеб. заведений, обучающихся по направлению "Экология и природопользование" / [Б. И. Кочуров, Д. И. Шишкина, В. А. Антипова, С. К. Костовска] ; под ред. Б. И. Кочурова. – Москва : Академия, 2012. – 224 с. – (Высшее профессиональное образование).
73. Гирин, В. П. Радий. Главное открытие уходящего века / В. П. Гирин // Портал «Наш Урал». – 2023. – URL: <https://nashural.ru/interesnoe/radij/>.
74. Голубов, Б. Н. Подземный ядерный взрыв «Глобус-1» и дальняя миграция его радионуклидов к подземным источникам питьевого водоснабжения Кинешемского района Ивановской области [Электронный ресурс] / Б. Н. Голубов, Ю. А. Сапожников // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. – 2016. – Т. 13, вып. 1. – С. 1–22.
75. Горошко, М. В. Уран-редкометалльное оруденение в массивах ультраосновных щелочных пород юго-Востока Сибирской платформы / М. В. Горошко, В. А. Гурьянов // Тихоокеанская геология. – 2004. – Т. 23, № 2. – С. 76–91.
76. Горячев, А. А. Методика геоэкологического мониторинга хранилища отходов обогащения редкометалльных руд Карнасуртского месторождения (ООО «Ловозерский ГОК», Кольский полуостров) / А. А. Горячев, В. В. Лащук, Е. В. Мартынов // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2019. – № 16. – С. 101–106.
77. Горячие точки Севера России (Мурманская обл., Республика Карелия, Архангельская обл., Ненецкий АО, Республика Коми, Ямало-Ненецкий АО, север Красноярского края, Республика Саха, Чукотский АО). Прибрежные морские импактные районы Российской Арктики / ЮНЕП. – Москва : 2008. – 157 с.
78. Горячкин, С. В. Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция) / С. В. Горячкин. – Москва : ГЕОС, 2010. – 414 с.
79. ГОСТ 11305-2013 Торф и продукты его переработки. Методы определения влаги. – Москва : Изд-во стандартов, 2013. – 7 с.
80. ГОСТ 11306-2013 Торф и продукты его переработки. Методы определения зольности. – Москва : Изд-во стандартов, 2013. – 8 с.

81. ГОСТ 11623-89 Торф и продукты его переработки для сельского хозяйства. Методы определения обменной и активной кислотности. – М.: Изд-во стандартов, 1989. – 8 с.
82. ГОСТ 26213-91 Почвы. Методы определения органического вещества. – Москва : Изд-во стандартов, 1991. – 16 с.
83. ГОСТ 26423-85 Почвы. Методы определения удельной электрической проводимости, рН и плотного остатка водной вытяжки. – Москва : Изд-во стандартов, 1985. – 18 с.
84. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Карта плиоцен-четвертичных образований (о. Колгуев-пролив Карские ворота / отв. ред. Б. Г. Лопатин, С. Н. Шкарубо. – Санкт-Петербург : ВНИИОкеанология, 2013.
85. Государственная геологическая карта СССР. Земля Франца-Иосифа / отв. ред. М. М. Ермолаев. – Ленинград : ВСЕГЕИ, 1956.
86. Государственная комиссия по вопросам развития Арктики. Почему СССР начал строить ядерные маяки на Севере и что с ними стало // Государственная комиссия по вопросам развития Арктики. – 2018. – URL: <https://arctic.gov.ru/>
87. Григорьев, А. С. Программа утилизации РИТЭГ в России. Статус работ по выводу РИТЭГ из эксплуатации / А. С. Григорьев, А. Г. Каташев // Доклад МАГАТЭ, 2013. – С. 1-10.
88. Григорьев, Н. А. О кларковом содержании химических элементов в верхней части континентальной коры / Н. А. Григорьев // Литосфера. – 2002. – № 1. – С. 61-71.
89. Грязнов, О. Н. Геоэкологическое районирование освоенных территорий / О. Н. Грязнов, И. Г. Петрова, Л. А. Стороженко // Известия УГГУ. – 2017. № 2 (46). – С. 7-13.
90. Губайдуллин, М. Г. Геоэкологические условия освоения минерально-сырьевых ресурсов Европейского Севера России / М. Г. Губайдуллин. – Архангельск : ПГУ им. М. В. Ломоносова, 2002. – 310 с.
91. Гулаков, И. Р. Регистрация ионизирующих излучений : учеб. пособ. / И. Р. Гулаков. – Минск : Вышэйшая школа, 2021. – 287 с.
92. Гусев, Е. В. Методы полевой геофизики / Е. В. Гусев. – Томск : ТПУ, 2012. – 216 с.
93. Давыдова, Н. Н. Большеземельская тундра / Н. Н. Давыдова, И. В. Делюсин, Д. А. Субетто // История озер Восточно-Европейской равнины. – Санкт-Петербург : Наука, 1992. – С. 35–45.
94. Деградация мерзлоты: результаты многолетнего геоэкологического мониторинга в западном секторе российской Арктики / А. А. Васильев, А. Г. Гравис, А. А. Губарьков [и др.] // Криосфера Земли. – 2020. – Т. 24, № 2. – С. 15–30.
95. Дженюк, С. Л. Климатообразующие факторы и климатические особенности Земли Франца-Иосифа / С. Л. Дженюк // Труды Кольского научного центра РАН. – 2014. – № 4 (23). – С. 61–69.
96. Диагностический анализ состояния окружающей среды Арктической зоны Российской Федерации / В. В. Гордеев, А. А. Данилов, А. В. Евсеев [и др.] ; сост. Б. П. Мельников, С. Б. Тамбиев ; отв. ред. Б. А. Моргунов / Глобальный экологический фонд , Программа ООН по окружающей среде. – Москва, 2011. – 1260 с.
97. Динамика искусственных радионуклидов в экосистемах морей Северного Ледовитого океана на рубеже XX-XXI веков. Часть 1. Морская вода и биота / Г. Г. Матишов, Г. В. Ильин, И. С. Усягина, Е. Э. Кириллова // Наука Юга России. – 2019. – Т. 15, № 3. – С. 12–23.
98. Договор о запрещении испытаний ядерного оружия в атмосфере, космическом пространстве и под водой № 6964 / Организация Объединенных наций. Серия договоров. – 1963. – С. 44–46.

99. Донской С. [глава Министерства природных ресурсов России] [О подготовке программы ликвидации накопленных в России отходов, связанных с экономической деятельностью, в том числе СССР – ФЦП «Экологическая безопасность России»] : доклад на заседании Совета Федерации / С. Донской. – 2013. – 23 янв.
100. Дутова, Е. М. Радиогидрогеология и гидрогеохимия / Е. М. Дутова. – Томск : Изд-во ТПУ, 2008. – 120 с.
101. Дымов, В. А. Новые данные по палеогеографии голоцена архипелага Земля Франца Иосифа (о-в Карла Александра) / В. А. Дымов, В. В. Шарин // Арктика и Антарктика. – 2005. – Вып. 4 (38). – С. 53–56.
102. Евсеев, А. В. «Горячие точки» Российской Арктики / А. В. Евсеев, Т. М. Красовская // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5. География. – 2010. – № 5. – С. 48–52.
103. Евсеев, А. В. Импактные районы Российской Арктики: перспективы развития / А. В. Евсеев, Т. М. Красовская, О. Ю. Черешня // Геоинформационное и картографическое обеспечение экологических, экономических и социальных аспектов устойчивого развития территорий. – 2021. – № 27 (1). – С. 229–237.
104. Евсеев, А. В. Современное состояние экосистем Кольского полуострова / А. В. Евсеев, А. Д. Телелекова // Арктика XXI век. Естественные науки. – 2014. – № 1 (1). – С. 33–37.
105. Екайкин, А. А. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии : методич. пособ. / А. А. Екайкин. – Санкт-Петербург : ААНИИ, 2016. – 63 с.
106. Елсаков, В. В. Контаминанты в продуктах оленеводства хозяйств Республики Коми: анализ источников поступления / В. В. Елсаков, В. П. Макаркин // Решение актуальных проблем продовольственной безопасности Крайнего севера : сб. ст., посв. 90-летию создания Мурман. гос. сельскохозяйственной опытной станции. – Мурманск, 2016. – С. 58–62.
107. Ермолов, В. А. Эколого-токсикологическая оценка апатитового концентрата и радиоэкологический мониторинг геологической среды ковдорского ГОКа / В. А. Ермолов, Т. В. Тищенко // ГИАБ. – 2014. – № 5. – С. 377–385.
108. Естественная и техногенная радиоактивность донных отложений озер северо-запада России (на примере республики Карелия и Архангельской области) / Г. П. Киселев, Е. Ю. Яковлев, С. В. Дружинин [и др.] // Успехи современного естествознания. – 2017. – № 12. – С. 152–157.
109. Жмодик, С. М. Геохимия радиоактивных элементов в процессе выветривания карбонатитов, кислых и щелочных пород / С. М. Жмодик. – Новосибирск : Наука, 1984. – 165 с.
110. Загрязнение тритием поверхностных и подземных вод в месте проведения мирных подземных ядерных взрывов серии «Днепр» / В. П. Рамзаев // Радиационная гигиена. – 2022. – Т. 15, № 1. – С. 6–26.
111. Закономерности формирования радонового поля в геологической среде / А. М. Маренный, А. А. Цапалов, П. С. Микляев, Т. Б. Петрова. – Москва : Перо, 2016. – 394 с.
112. Зарипов, Н. Р. Осветление красноцветных пород Зимнебережного алмазоносного района Архангельской провинции и Накынского алмазоносного поля Якутской провинции, его связь с кимберлитоконтролирующими структурами : автореф. дис. ...к. геол.-мин. наук : 25.00.11 / Зарипов Наиль Ринатович. – Москва, 2017. – 23 с.
113. Зарипов, Н. Р. Первые данные по радиационным дефектам в осадочных породах Зимнебережного района Архангельской области / Н. Р. Зарипов // Науки о Земле. Современное состояние : матер. второй всеросс. молодеж. науч.-практич. конф. – Новосибирск : НГУ, 2014. – С. 33–34.

114. Зверев, В. Л. Изотопы урана в кимберлитовом магматизме Восточной Сибири / В. Л. Зверев, А. И. Кравцов, И. П. Илупин // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 245, № 4. – С. 946–950.
115. Ибрагимов, Ш. З. Ядерная геофизика : пособие для самостоятельного изучения лекционного курса слушателей курсов повышения квалификации специальности «Геофизика» / Ш. З. Ибрагимов. – Казань : Казанский государственный университет, 2008. – 90 с.
116. Иванов, В. В. Экологическая геохимия элементов: Справочник / В. В. Иванов. – Москва : Недра, 1994. – 304 с.
117. Иванов, Г. И. Методология и результаты экогеохимических исследований Баренцева моря / Г. И. Иванов. – Санкт-Петербург : ВНИИОкеанология, 2002. – 153 с.
118. Игловский, С. А. Антропогенная трансформация мерзлотных условий Европейского Севера России и ее последствия / С. А. Игловский // Арктика и Север. – 2013. – № 10. – С. 107–124.
119. Игловский, С. А. Техногенные изменения мерзлотных условий Двинско-Мезенской равнины и полуострова Канин / С. А. Игловский // Arctic Environmental Research. – 2007. – № 2. – С. 13–19.
120. Игнатов, П. А. Методы обнаружения скрытых рудоконтролирующих структур в осадочных толщах на примерах месторождений урана и алмазов / П. А. Игнатов // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении: XXI междунар. научн. конф., посвящ. 100-летию акад. В. И. Смирнова. – Москва : МАКС Пресс, 2010. – С. 169–186.
121. Игнатов, П. А. Палеотектонические структуры Зимнебережного алмазоносного района Архангельской области / П. А. Игнатов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 2008. – № 3. – С. 13–20.
122. Изменение интенсивности химической денудации на водосборе реки Печоры в условиях нестационарного климата и хозяйственной деятельности / А. О. Даниленко, О. С. Решетняк, Л. С. Косменко, М. Ю. Кондакова // Вода и экология: проблемы и решения. – 2020. – № 4 (84). – С. 38–46.
123. Изменение радиационного состояния донных отложений Енисейского залива / А. Ю. Мирошников, М. В. Флинт, Е. О. Дубинина [и др.] // Доклады академии наук. – 2018. – Т. 483, № 6. – С. 673–676.
124. Израэль, Ю. А. Радиоактивное загрязнение морей и океанов / Ю. А. Израэль, А. В. Цыбань, С. М. Вакуловский // Метеорология и гидрология. – 1994. – № 10. – С. 15–23.
125. Израэль, Ю. А. Чернобыль: радиоактивное загрязнение природных сред / [Ю. А. Израэль, С. М. Вакуловский, В. А. Ветров и др.] ; под ред. Ю. А. Израэля. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1990 (1991). – 296 с.
126. Ильин, Г. В. Радиоэкологическое состояние морской и наземной среды в районе губы Андреева / Г. В. Ильин, И. С. Усягина, Н. Е. Касаткина // Атомная энергия. – 2015. – Т. 118, № 3. – С. 168–173.
127. Инишева, Л. И. Концепция охраны и рационального использования торфяных болот России / Л. И. Инишева. – Томск : ЦНТИ, 2005. – 75 с.
128. Интерпретация аэрогеофизических данных при поисках месторождений твердых полезных ископаемых / П. С. Бабаянц, И. Блох, Е. И. Зубов [и др.] // Разведка и охрана недр. – 2006. – № 5. – С. 18–26.
129. Исаченко, А. Г. Физико-географическая характеристика региона / А. Г. Исаченко // Состояние окружающей среды Северо-Западного и Северного регионов России. – Санкт-Петербург : Наука, 1995. – С. 7–30.
130. Испытания ядерного оружия и ядерные взрывы в мирных целях СССР. 1949-1990 гг. – Саров : РФЯЦ-ФНИИЭФ, 1996. – 66 с.

131. Истомин, А. В. Устойчивое развитие Арктической зоны как условие эффективного функционирования Российской экономики / А. В. Истомин, К. В. Павлов, В. С. Селин // Национальные интересы: приоритеты и безопасность. – 2008. – № 7. – С. 4–13.
132. Истратова, К. Добыча алмазов в России: запасы и перспективы [Электронный ресурс] / К. Истратова // Добывающая промышленность. – 2023. – №1. – URL: <https://dprom.online/mtindustry/dobycha-almazov-v-rossii-zapasy-i-perspektivy/>.
133. Итоги реализации федеральной целевой программы «Обеспечение ядерной и радиационной безопасности на 2016— 2020 годы и на период до 2030 года» в 2016—2020 гг : сводный информационно-аналитический материал. – Москва : Росатом – 2021. – 134 с.
134. К оценке воздействия аварийных выбросов АЭС “Фукусима-1” на моря западной Арктики (на примере Баренцева моря) / Г. Г. Матишов, Г. В. Ильин, Н. Е. Касаткина [и др.] // Доклады академии наук. – 2012. – Т. 446, № 4. – С. 448–452.
135. Каверин, Д. А. Высоочастотное георадиолокационное зондирование почвогрунтов многолетнемерзлых бугристых болот (Европейский северо-восток России) / Д. А. Каверин, А. В. Хилько, А. В. Пастухов // Криосфера Земли. – 2018. – Т. 22 (4). – С. 86–95.
136. Калюжин, С. М. Атлантический лосось Белого моря: проблемы воспроизводства и эксплуатации / С. М. Калюжин. – Петрозаводск : ПетроПресс, 2003. – 264 с.
137. Канюкова, В. П. Анализ экологического состояния Архангельской области / В. П. Канюкова // Форум молодых ученых. – 2019. – № 2 (30). – С. 762–764.
138. Караваева, Е. Н. Техногенные радионуклиды в почвенно-растительном покрове природных экосистем : дис. ...д-ра биол. наук : 03.00.16 / Караваева Елена Николаевна. – Пермь, 2002. – 371 с.
139. Карелия: энциклопедия : в 3 т. / под ред. А. Ф. Титова. – Петрозаводск : ПетроПресс, 2011. – Т. 3. – С. 203–384.
140. Карпенко, Ф. С. Влияние сапонита на устойчивость гидротехнических сооружений хвостохранилищ на месторождении им. М. В. Ломоносова Архангельской области / Ф. С. Карпенко // Геоэкология. – 2008. – № 3. – С. 269–271.
141. Карта четвертичных образований территории Российской Федерации [Карты] / Министерство природных ресурсов и экологии РФ, Федеральное агентство по недропользованию, ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология. – 1:2500000 – Москва, 2014.
142. Карякин, Ю. В. Статистическая модель рельефа Земли Франца-Иосифа / Ю. В. Карякин, Н. Н. Кашкаров // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. – 2011. – № 1. – С. 240–243.
143. Касаткин, В. В. Этапы перевода объекта использования ядерного заряда в мирных целях «Глобус-1» в пункт консервации особых радиоактивных отходов / В. В. Касаткин // Атомная энергия. – 2014. – Т. 116, № 3. – С. 157–161.
144. Катастрофа на Кумжинском газоконденсатном месторождении: причины, результаты, пути устранения последствий / В. И. Богоявленский, С. О. Перекалин, В. М. Бойчук [и др.] // Арктика: экология и экономика. – 2017. – № 1 (25). – С. 32–46.
145. Категоризация радиоактивных источников / МАГАТЭ. – Вена : МАГАТЭ, 2006. – 57 с.
146. Катков, М. Государство поддержит «Печору СПГ» / М. Катков, А. Волобуев // Ведомости. – 2021. – URL: <https://www.vedomosti.ru/business/articles/2021/04/19/866705-gosudarstvo-podderzhit>.
147. Киселев, Г. П. Изотопный состав урана в природных водах Беломорского водосборного бассейна / Г. П. Киселев, С. Б. Зыков // Урал атомный, Урал промышленный : сб. тр. XI международ. экологич. симпозиума. – Екатеринбург, 2005. – С. 57–58.

148. Киселев, Г. П. Неравновесный уран в околотрубном пространстве кимберлитовых тел Золотицкого поля Архангельской алмазоносной провинции / Г. П. Киселев, Е. Ю. Яковлев, С. В. Дружинин // Успехи современного естествознания. – 2016. – № 9. – С. 117–125.
149. Киселев, Г. П. Прогноз месторождений полезных ископаемых и загрязнения геологической среды уран-изотопными методами : дис. ... д-ра геол.-мин. наук : 25.00.11, 25.00.36 / Киселев Георгий Петрович. – Москва, 2005. – 197 с.
150. Киселев, Г. П. Четные изотопы урана в геосфере / Г. П. Киселев. – Екатеринбург : УрО РАН, 1999. – 220 с.
151. Кичигин, А. И. «Водный промысел»: история производства радия в Республике Коми (1931–1956) / А. И. Кичигин, А. И. Таскаев // Вопросы истории естествознания и техники. – 2004. – № 4. – URL:<http://vivovoco.astronet.ru/VV/JOURNAL/VIET/NORD/RADIUM.HTM>.
152. Клайнкнехт, К. Детекторы корпускулярных излучений : пер. с нем. / К. Клайнкнехт. – Москва : Мир, 1990. – 224 с.
153. Классификация и диагностика почв России / авт. и сост. М. И. Герасимова, Л. Л. Шишов, В. Д. Тонконогов, И. И. Лебедева ; отв. ред. Г. В. Добровольский. – Смоленск : Ойкумена, 2004. – 342 с.
154. Кнунянц, И. Л. Химическая энциклопедия / И. Л. Кнунянц. – Москва : Советская энциклопедия, 1995. – 639 с.
155. Кобылянский, В. В. Подводные захоронения радиоактивных отходов в Арктике. Какова реальная угроза? / В. В. Кобылянский, А. Ю. Казеннов, О. Е. Кикнадзе // Научное и техническое обеспечение исследований и освоения шельфа Северного Ледовитого океана. – 2012. – С. 27–45.
156. Комплекс измерительный для мониторинга радона, торона и их дочерних продуктов. БВЕК 590000.001 РЭ : руководство по эксплуатации. – Москва : ПК НТМ–Защита, 2014. – 84 с.
157. Контакты кимберлитовой трубки Архангельская и деформации вмещающих и перекрывающих пород / П. А. Игнатов [и др.] // Геология и разведка. – 2009. – № 5. – С. 28–34.
158. Контарович, Р. С. Аэрогеофизика на пороге XXI века / Р. С. Контарович // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. – 1997. – Отд. вып. – С. 3–5.
159. Концентрация искусственных радиоизотопов в биоте арктического шельфа в современных условиях (2013–2018 гг.) / Г. Г. Матишов, Г. В. Ильин, И. С. Усягина [и др.] // Доклады Российской академии наук. – 2020. – Т. 494, № 1. – С. 71–75.
160. Копейкин В. А. Поведение тория в латеритном процессе / В. А. Копейкин // Атомная энергия. – 1984. – № 4. – С. 221–223.
161. Коробейников, А. Ф. Геология. Прогнозирование и поиск месторождений полезных ископаемых / А. Ф. Коробейников. – Томск : Томский политехнический университет, 2012. – 225 с.
162. Коробов, В. Б. Экспертные методы в географии и геоэкологии / В. Б. Коробов. – Архангельск : Поморский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 2008. – 236 с.
163. Коротков, Ю. В. К вопросу о выделении и отслеживании разрывных нарушений по характерным изменениям проводимости в толщах осадочных отложений / Ю. В. Коротков // Геофизические исследования. – 2011. – Т. 12, № 4. – С. 81–92.
164. Котова, Е. И. Воздействие разработки месторождения алмазов им. М. В. Ломоносова на экосистему реки Золотицы / Е. И. Котова, О. П. Нецветова, О. С. Решетняк // Арктика: экология и экономика. – 2022. – Т. 12, № 2. – С. 191–199.

165. Кочетков, А. Н. Система функционирования ядерного полигона Новая земля / А. Н. Кочетков, Р. А. Кочетов, С. В. Стягов // Пожарная безопасность: проблемы и перспективы. – 2018. – № 9. – С. 456–458.
166. Кошкина, В. В. О морских перевозках радиоактивных отходов, образующихся при нефтегазодобыче на шельфе: сборник науч. трудов / В. В. Кошкина, В. И. Ярош. – Санкт-Петербург, 2016. – С. 63–75.
167. Крапивнер, Р. Б. Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15-16 тысяч лет / Р. Б. Крапивнер // Геотектоника. – 2006. – № 3. – С. 39–51.
168. Кренделев, Ф. П. Применение гамма-спектрометрических методов для оконтуривания рудных зон в Забайкалье / Ф. П. Кренделев, А. Г. Миронов, А. М. Гофман // Геология и геофизика. – 1976. – Т. 17, вып. 8. – С. 67–75.
169. Криолитозона Северо-Западного Арктического шельфа России / М. А. Холмянский [и др.] // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2018. – № 1. – С. 3–12.
170. Крошкин, Е. Н. Обеспечение безопасного долговременного хранения РИТЭГ и изделий из обедненного урана [Электронный ресурс] / Е. Н. Крошкин, В. П. Нестеров // ProAtom – 2022. – URL: <https://www.proatom.ru/modules.php?name=News&file=article&sid=10000>
171. Крупные радиационные аварии: последствия и защитные меры / Р. М. Алексахин, Л. А. Булдаков, В. А. Губанов [и др.] ; под ред. Л. А. Ильина, В. А. Губанова. – Москва, 2001. – 752 с.
172. Крышев, И. И. Атомная энергетика и биосфера / И. И. Крышев, Е. П. Рязанцев // Проблемы экологии. – 1991. – № 2. – С. 39–52.
173. Кузьменкова, Н. В. Миграция и аккумуляция ^{137}Cs в ландшафтах северо-западной части Кольского полуострова : автореферат дис. ... канд. геогр. наук : 25.00.36 / Кузьменкова Наталья Викторовна. – Москва, 2010. – 24 с.
174. Кулиев, А. Н. Растительность / А. Н. Кулиев // Новая Земля. – Москва : Европейские издания – Paulsen, 2009. – С. 334–349.
175. Куликов, К. Н. Замена реакторного отсека на атомном ледоколе «Ленин» / К. Н. Куликов, С. А. Петров // Вестник МАНЭБ. – 2019. – Т. 24, № 3. – С. 4–15.
176. Кутинов, Ю. Г. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах / Ю. Г. Кутинов, З. Б. Чистова. – Архангельск : Правда Севера, 2004. – 283 с.
177. Лавров, А. С. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины / А. С. Лавров, Л. М. Потапенко. – Москва : Аэрогеология, 2005. – 222 с.
178. Лаптева, Е. М. Почвы и почвенные ресурсы Республики Коми: этапы исследований, итоги и перспективы / Е. М. Лаптева, В. А. Безносиков, Е. В. Шамрикова // Известия Коми НЦ УрО РАН. – 2016. – № 3 (27). – С. 23–33.
179. Ларина, Г. В. Содержание химических элементов в болотных экосистемах Северного Алтая / Г. В. Ларина, Л. И. Инишева, Е. В. Порохина // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. – 2017. – Т. 21. – С. 80–95.
180. Лебедев, В. А., Проблемы обеспечения радиационной безопасности в нефтедобывающей промышленности России / В. А. Лебедев, В. С. Карабута // Молодой ученый. – 2016. – № 1 (105). – С. 257–261.
181. Леденгский, Р. А. Применение гамма-спектрометрии для идентификации слабомангнитных алмазоносных кимберлитов / Р. А. Леденгский // Ресурсоэффективным технологиям – энергию и энтузиазм молодых: сб. науч. трудов VII Всеросс. конфер. – Томск, 2016. – С. 256–258.

182. Леонов, С. Н. Потенциал восточной Арктики как катализатор развития Дальнего Востока России / С. Н. Леонов, С. Н. Заостровских // Арктика: экология и экономика. – 2019. – № 4 (36). – С. 4–15.
183. Лившиц, М. И. Математическая модель формирования радоновой обстановки в здании / М. И. Лившиц, Л. А. Гулабянц, А. Калайдо // АНРИ - Аппаратура и новости радиационных измерений. – 2017. – № 1. – С. 41–49.
184. Линге, И. И. Радиоэкологическая обстановка в регионах расположения предприятий Государственной корпорации по атомной энергии «Росатом» / И. И. Линге, И. И. Крышева. – Москва : ИБРАЭ РАН, ГК «Росатом», 2021. – 555 с.
185. Лисаченко, Э. П. Выброс природных радионуклидов в окружающую среду в результате деятельности предприятий неядерных отраслей / Э. П. Лисаченко, И. П. Стамат, А. Л. Зельдин // Радиационная гигиена. – 2012. – Т. 5, № 4. – С. 50–56.
186. Лисаченко, Э. П. Природные радионуклиды в производственных отходах предприятий неядерных отраслей промышленности / Э. П. Лисаченко, И. П. Стамат // Радиационная гигиена. – 2009. – Т. 2, № 2. – С. 64–71.
187. Лисаченко, Э. П. Радиационно-гигиеническое обследование промышленных объектов неядерных технологий / Э. П. Лисаченко // Радиационная гигиена : сб. науч. трудов. – Санкт-Петербург : ФГУН НИИРГ им. проф. П.В. Рамзаева, 2006. – С. 242–251.
188. Лисицын, А. П. Маргинальный фильтр океанов / А. П. Лисицын // Океанология. – 1994. – № 5. – С. 735–747.
189. Лобковский, Л. И. Подводная лодка К-27 – эхо прошлого / Л. И. Лобковский, Н. Н. Дмитриевский, Р. А. Ананьев // Арктика: экология и экономика. – 2014. – № 2 (14). – С. 36–39.
190. Лукашенко, С. Н. Плутоний в окружающей среде: источники, механизмы распространения, концентрации / С. Н. Лукашенко, М. А. Эдомская // Радиационная биология. Радиоэкология. – 2021. – Т. 61, № 4. – С. 394–424.
191. Лукин, Ю. Ф. Многоликая Арктика в потоке времени и смыслов / Ю. Ф. Лукин. – Архангельск : САФУ, 2019. – 241 с.
192. Лукин, Ю. Ф. Российская Арктика в изменяющемся мире / Ю. Ф. Лукин. – Архангельск : САФУ, 2013. – 482 с.
193. Лукин, Ю. Ф. Российская Арктика или Арктическая зона / Ю. Ф. Лукин // АиС. – 2016. – № 23. – С. 171–185.
194. Лурье, А. А. Современное состояние содержания ^{137}Cs в компонентах лесных биоценозов Архангельской области / А. А. Лурье, М. С. Кубасова // АНРИ. – 2015. – № 1. – С. 41–47.
195. Лучшие зарубежные практики вывода из эксплуатации ядерных установок и реабилитации загрязненных территорий. Т. 2 / Н. С. Цебаковская, С. С. Уткин, А. Ю. Иванов [и др.] ; под общей редакцией И. И. Линге, А. А. Абрамова. – Москва : Росатом, 2017. – 187 с.
196. Любова, С. В. Почвы арктических островов Архангельской области и их химические свойства / С. В. Любова // Экология родного края: проблемы и пути их решения : матер. XVI Всеросс. научно-практич. конфер. с междунар. участием. – Киров : Вятский гос. ун-т, 2021. – Т. 1. – С. 379–383.
197. М-02-0203-09. Методика измерения массовой доли натрия, кремния, кальция, титана, ванадия, хрома, бария, марганца, железа, никеля, меди, цинка, стронция, свинца, циркония, молибдена, алюминия, магния в порошкообразных пробах почв и донные отложения рентгеноспектральным методом с использованием энергодисперсионных рентгенофлуоресцентных спектрометров типа EDX фирмы Shimadzu. – Санкт-Петербург : Аналит Продактс, 2009. – 33 с.

198. М-02-1109-15. Определение As, Cd, Co, Cr, Cu, Hg, Mn, Ni, Pb, Sb, Sn, Zn (кислоторастворимые формы) в почвах и донных отложениях атомно-абсорбционным методом : методика (метод) измерений. – Санкт-Петербург : Аналит, 2015. – 35 с.
199. М-02-1805-09 Методика выполнения измерений массовой концентрации ионов NO₂-, NO₃-, Cl-, F-, Br-, SO₄2-, PO₄3- в пробах природной, питьевой и сточной воды методом ионной хроматографии – Санкт-Петербург : Аналит Продактс, 2009. – 26 с.
200. Магомедова, А. Ш. Объемная активность радона трубок взрыва и магнитных аномалий Среднего Тимана / А. Ш. Магомедова, В. В. Удоратин // XVII Уральская молодежная научная школа по геофизике : сб. науч. статей. – Екатеринбург : ИГФ УрО РАН, 2016. – С. 110–112.
201. Магомедова, А. Ш. Отражение разломных зон и трубок взрыва Среднего Тимана в геофизических полях / А. Ш. Магомедова, В. В. Удоратин, Ю. Е. Езимова // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2015. – № 10. – С. 28–34.
202. Малов, А. И. Уран в подземных водах Мезенской синеклизы: научное издание / А. И. Малов, Г. П. Киселев ; отв. ред. В. Ф. Юдахин. – Екатеринбург : РАН, УрО, АНЦ, Ин-т экол. проблем Севера, 2008. – 241 с.
203. Малыгин, П. В. Исследование структуры, состава и свойств торфа / П. В. Малыгин, В. К. Любов // Вестник Череповецкого государственного университета. – 2014. – № 5. – С. 12–18.
204. Маркова, О. И. Отражение темы техногенного воздействия на природную среду Воркутинского района Республики Коми в экологическом атласе России / О. И. Маркова // Геоинформационное и картографическое обеспечение экологических, экономических и социальных аспектов устойчивого развития территорий. – 2015. – № 1 (21). – С. 222–235.
205. Масленников, Б. И. Физико-химические основы ионного обмена и сорбции катионов на торфе и гуминовых кислотах : автореф. дис. ... д-ра техн. Наук : 05.15.05 / Масленников Борис Иванович. – Тверь, 1994. – 40 с.
206. Матишов, Г. Г. Современные тенденции в исследовании Северного Ледовитого океана (климат, промысловая океанология, радиоактивность) / Г. Г. Матишов // Вестник Российского фонда фундаментальных исследований. – 2020. – № 3-4 (107–108). – С. 15–20.
207. Матишов, Г. Г. Техногенная радиоактивность вод центрального полярного бассейна и смежных акваторий Арктики / Г. Г. Матишов, Н. Е. Касаткина, И. С. Усягина // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 485, № 1. – С. 93–98.
208. Матишов, Д. Г. Радиационная экологическая океанология / Д. Г. Матишов, Г. Г. Матишов. – Апатиты : Изд-во КНЦ РАН, 2001. – 417 с.
209. Мезина, К. А. Радиоактивность наземных экосистем на примере мохового и лишайникового покровов Арктического и Южного регионов Западной Сибири : дис. канд. геолого-минералогич. наук : 1.6.4 / Мезина Ксения Александровна. – Новосибирск, 2024. – 220 с.
210. Мелентьев, Г. Б. Естественная радиоактивность редкометалльно специализированного минерального сырья и урбанизированных территорий Карело-Кольского региона как фактор их радиоэкологической оценки / Г. Б. Мелентьев // Труды Карельского научного центра РАН. – 2021. – № 2. – С. 27–43.
211. Мельник, Н. А. Изучение основных источников облучения на предприятии по добыче редкометалльных руд / Н. А. Мельник, П. В. Икконен // Известия Самарского научного центра РАН. – 2012. – № 5-3. – С. 802–804.
212. Мельник, Н. А. Радиационный мониторинг естественных радионуклидов в северных широтах / Н. А. Мельник // Север – 2003. Проблемы и решение : сб. науч. ст. – Апатиты : КНЦ РАН, 2004. – С. 77–89.

213. Месторождения стратегических металлов Арктической зоны / Н. С. Бортников, К. В. Лобанов, А. В. Волков [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57, № 6. – С. 479.
214. Методика выполнения измерений массовой концентрации катионов аммония, калия, натрия, магния, кальция и стронция в пробах питьевой, минеральной, столовой, лечебно-столовой, природной и сточной воды методом ионной хроматографии. – Москва, 1999. – 111 с.
215. Методика радиационного контроля. Суммарная альфа- бета- активность природных вод (пресных и минерализованных). Подготовка проб и выполнение измерений – Москва : ВИМС, 2013. – 36 с.
216. Методические рекомендации по проведению комплексных аэрогеофизических съемок / сост. Ю. В. Асламов, П. С. Бабаянц, Н. А. Глинский [и др.] ; ред. Ю. В. Асламов. – Санкт-Петербург : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2021. – 42 с.
217. МИ Методика выполнения измерений суммарной удельной активности альфа–излучающих радионуклидов в сыпучих материалах с применением альфа–бета–радиометра LB–770. – Москва : ВИМС, 2003. – 17 с.
218. МИ Методика измерений объемной активности изотопов урана (238U, 234U, 235U) в пробах природных (пресных и минерализованных), технологических и сточных вод альфа -спектрометрическим методом с радиохимической подготовкой – Москва : ВИМС, 2013. – 17 с.
219. МИ Методика измерений удельной активности изотопов плутония в пробах почв, грунтов, донных отложений и горных пород альфа–спектрометрическим методом с радиохимической подготовкой. – Москва : ВИМС, 2013. – 15 с.
220. МИ Методика измерений удельной активности изотопов урана (238U, 234U, 235U) в пробах почв, грунтов, донных отложений, горных пород и строительных материалов на их основе альфа - спектрометрическим методом с радиохимической подготовкой – Москва : ВИМС, 2013. – 15 с.
221. МИ Методика измерений удельной активности полония-210 (210Po) и свинца-210 (210Pb) в пробах почв, грунтов, донных отложений, горных пород и строительных материалов на их основе альфа-бета-радиометрическим методом с радиохимической подготовкой – Москва : ВИМС, 2013. – 17 с.
222. МИ Методика измерений удельной активности радионуклидов в счётных образцах на гамма–спектрометрах с использованием ПО «Spectra Line». – Москва : ЛСРМ, 2022. – 25 с.
223. МИ Методика измерений удельной активности стронция-90 в пробах почв, грунтов, донных отложений и горных пород бета-радиометрическим методом с радиохимической подготовкой. – Москва : ВИМС, 2013. – 19 с.
224. Миграционная подвижность плутония и америция в почвах в зависимости от добавок природных и модифицированных органических соединений / Т. А. Горяченкова, И. Е. Казинская, В. С. Рылеева [и др.] // Радиохимия. – 2013. – Т. 55. – С. 553–560.
225. Микляев, П. С. Научные основы оценки потенциальной радоноопасности платформенных территорий : дис. ... д-ра геол.-мин. наук : 25.00.36 / Микляев Петр Сергеевич. – Москва, 2015. – 307 с.
226. Микляев, П. С. О коэффициенте диффузии радона в пористой среде / П. С. Микляев, Т. Б. Петрова // АНРИ. – 2019. – № 4. – С. 12–17.
227. Микрокристаллы алмаза из кимберлитов месторождений Архангельской алмазодобывающей провинции / Г. П. Кудрявцева, Е. М. Веричев, В. К. Гаранин [и др.] // Известия ВУЗов. Сер. Геология и разведка. – 2004. – № 3. – С. 32–38.
228. Милашев, В. А. Трубки взрыва / В. А. Милашев. – Ленинград : Недра, 1984. – 268 с.

229. Мирные ядерные взрывы в Архангельской области и отношение населения к их последствиям / С. А. Зеленцова, Г. В. Архангельская, И. А. Зыкова [и др.] // Радиационная гигиена. – 2012. – Т. 5, № 2. – С. 14–19.
230. Мирные ядерные взрывы. Обеспечение общей и радиационной безопасности при их проведении. Факты, свидетельства, воспоминания / под рук. В. А. Логачева. – Москва : ИздАТ, 2001. – 519 с. – (Ядерные испытания СССР).
231. Миронов, Ю. Б. Металлогения тория Российской Федерации / Ю. Б. Миронов, А. М. Карпунин, В. З. Фукс // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 84. – С. 106–116.
232. Мирошников, А. Ю. Закономерности распределения радиоцезия в донных отложениях Карского моря / А. Ю. Мирошников // Геоэкология. – 2012. – № 6. – С. 516–526.
233. Мирошников, А. Ю. Покровный ледник Северного острова (арх. Новая Земля) – новый источник радиоактивности в Арктике / А. Ю. Мирошников // Беломорская студенческая научная сессия: тезисы докладов. – Санкт-Петербург : СПбГУ, 2019. – 85 с.
234. Михайлов, В. Н. Арктический ядерный полигон / В. Н. Михайлов. – Москва : Картуш, 2006. – 464 с.
235. Михайлов, В. Н. Ядерные испытания в Арктике. Т. II / В. Н. Михайлов. – Москва : Институт стратегической стабильности, 2004. – 395 с.
236. Михайлов, В. Н. Ядерные испытания СССР. Использование ядерных взрывов в решения народохозяйственных задач и научных исследований / В. Н. Михайлов. – Саратов : РФЯЦ-ФНИИЭФ, 2000. – 200 с.
237. М-МВИ-80-2008. Методика выполнения измерений массовой доли элементов в пробах почв, грунтов и донных отложениях методами атомно-эмиссионной и атомно-абсорбционной спектроскопии – Санкт-Петербург : Мониторинг, 2008. – 36 с.
238. Многолетняя динамика радиоактивного загрязнения Баренцево-Карского региона (1960-2013 гг.) / Г. Г. Матишов [и др.] // Доклады Академии наук. – 2014. – Т. 458, № 4. – С. 473.
239. Муратов, О. Э. Проблемы обращения с промышленными отходами, содержащими природные радионуклиды / О. Э. Муратов // Утилизация отходов производства и потребления: инновационные подходы и технологии : матер. II Всеросс. научно-практич. конф. – Киров : Вятский государственный университет, 2020. – С. 51–56.
240. Мурманское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. – 2024. – URL: <http://www.kolgimet.ru/>.
241. Мусатов, Е. Е. Неотектоника арктических континентальных окраин / Е. Е. Мусатов // Физика Земли. – 1996. – № 12. – С. 72–78.
242. Мясникова, Н. А. Гранулометрический состав донных отложений озера Торосъярви (бассейн Белого моря) / Н. А. Мясникова, М. С. Потахин // Вестник ВГУ. Серия: География. Геоэкология. – 2021. – № 1. – С. 45–56.
243. Назаров, Е. И. Тритий и углерод-14 в выбросах реакторных установок / Е. И. Назаров, М. Д. Пышкина // Биосферная совместимость атомной энергетики – 2022 : тез. докл. V Всеросс. науч. конфер. – Екатеринбург : ИПЭ УрО РАН, 2022. – С. 1020–1021.
244. Назарова, Л. Е. Климат республики Карелия (Россия): температура воздуха, изменчивость и изменения / Л. Е. Назарова // Геополитика и экогеодинамика регионов. – 2014. – № 1. – С. 746–749.
245. Накопление ¹³⁷Cs лишайниками рода *Cladonia* в зоне влияния Кольской атомной электростанции / М. Б. Попова, Д. Н. Липатов, Д. В. Манахов [и др.] // Радиационная биология. Радиоэкология. – 2022. – Т. 62, № 5. – С. 543–554.

246. Накопление и миграция радионуклидов атмосферных выпадений в торфяно-болотных экосистемах Европейской субарктики России и Белорусского Полесья : отчет по результатам выполнения проекта БРФФИ-РФФИ / Р. К. Спиров, Е. В. Мищенко, Е. В. Жуковская ; ИРБ НАН Беларуси. – Гомель, 2020.
247. Накопление радионуклидов Cs-137 и Sr-90 растениями на участке радиоактивных выпадений на территории Семипалатинского испытательного полигона / Н. В. Ларионова, П. Е. Кривицкий, А. В. Торопова [и др.] // Вестник НЯЦ РК. – 2022. – №3. – С. 26–30.
248. Научно-методические и технологические проблемы прогнозирования и поиска слабо контрастных кимберлитовых трубок на территории Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской алмазоносных провинций : решение Рабочего совещания. – Санкт-Петербург : ВСЕГЕИ, 2017. – 7 с.
249. Национальный атлас почв Российской Федерации [Электронный ресурс] / под ред. С.А. Шобы. – Москва : МГУ, 2011. –URL: <https://soil-db.ru/soilatlas/titul>
250. Недобух, Т. А. Основы радиохимии и дозиметрии : учеб.-методич. пособ. / Т. А. Недобух, А. В. Воронина, А. С. Кутергин. – Екатеринбург : Изд-во Урал. ун-та, 2015. – 136 с.
251. Низкие берега Западно-Арктических морей: происхождение, возраст и современная динамика / Ф. А. Романенко, А. В. Баранская, А.А. Ермолов, О. В. Кокин // Вопросы географии. – 2015. – № 140. – С. 275–306.
252. Никитин, А. И. Натурные исследования последствий сброса и захоронения радиоактивных отходов в моря Северного и Дальневосточного регионов Российской Федерации : дис. ... д-ра. геогр. наук : 25.00.36 / Никитин Александр Иванович. – Обнинск, 2009. – 204 с.
253. Никитин, А. Н. Динамическое равновесие ^{137}Cs в почве между формами с различной доступностью для корневого поглощения растениями на этапе отдаленных последствий радиоактивного загрязнения / А. Н. Никитин // Радиобиология и экологическая безопасность – 2025 : сб. науч. ст. по материалам международ. науч. конфер. – Гомель : Ин-т радиобиологии НАН Беларуси, 2025. – 350 с.
254. Никитин, Б. М. Деформации вмещающих пород при формировании кимберлитовых трубок / Б. М. Никитин // Известия АН СССР. Серия Геология – 1980. – № 11. – С. 41–49.
255. Никонова, А. Н. Воздействие разработки кумжинскогогазоконденсатного месторождения на компоненты экосистем дельты Печоры (Ненецкий автономный округ) / А. Н. Никонова // Геополитика и экогеодинамика регионов. – 2014. – № 2. – С. 668–674.
256. Новая Земля / В. М. Анохин, Дан. Д. Бадюков, Дм. Д. Бадюков [и др.] ; под общ. ред. П. В. Боярского. – Москва : Европейские издания-Paulsen, 2009. – 410 с.
257. Новейшие движения земной коры Карельского берега Белого моря / А. В. Баранская, С. С. Мазнев, Ф. А. Романенко, О. О. Шилова // Арктика и Антарктика. – 2019. – № 2. – С. 16–33.
258. Новиков, К. В. Применение ГИС-технологий для анализа тектонических и других нарушений осадочных пород, вмещающих кимберлиты / К. В. Новиков, П. А. Игнатов // Доклады 6-й Международ. shk. молодых ученых. – Москва : ИПКОН РАН, 2009.
259. Нозик, М. Л. Научно-методические основы обеспечения радиозэкологической безопасности на предприятиях нефтегазового комплекса : дис. ... канд. геол.-мин. наук : 25.00.36 / Нозик Михаил Леонидович. – Москва, 2010. – 165 с.
260. О буферной способности болотных экосистем по отношению к сапонит-содержащим отходам / Т. И. Пономарева [и др.] // X Галкинские Чтения : матер. конф. – Санкт-Петербург : ЛЭТИ, 2019. – С. 159–161.

261. О влиянии подземных ядерных взрывов «Кратон-3» и «Кристалл» на радиационно-гигиеническую обстановку в близлежащих населенных пунктах / В. П. Рамзаев, И. Г. Травникова, Л. Н. Басалаева [и др.] // Радиационная гигиена. – 2008. – Т. 1, № 2. – С. 14–19.
262. О влиянии хранилища радиоактивных отходов в губе Андреева на загрязнение экосистемы Баренцева моря / Г. Г. Матишов [и др.] // Доклады академии наук. – 2017. – Т. 472, № 5. – С. 590–595.
263. [О выполнении Федеральной целевой программы «Обеспечение ядерной и радиационной безопасности на 2016-2020 годы и на период до 2030 года»] : доклад // ФЦП ЯРБ. – 2015. – URL: <https://фцп-яrb.рф>
264. О научно-исследовательской работе геологического подряда на выполнение опытно-методических и научно-исследовательских работ по прогнозно-поисковой оценке участков, перспективных на выделение кимберлитовых тел методом гамма-спектрометрической съемки с использованием высокоточного гамма-спектрометра на эталонных объектах : отчет о НИР / Г. П. Киселев, С. В. Дружинин, И. М. Киселева. – Архангельск : ИЭПС УрО РАН, 2013. – 70 с.
265. О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2015 году : Государственный доклад. – Москва : Минприроды России ; НИА Природа, 2016. – 639 с.
266. О структурном контроле размещения кимберлитовых тел на примере Архангельской кимберлитовой провинции / Е. А. Андросов, В. В. Вержак, В. А. Ларченко, Г. В. Минченко // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50) : сб. матер. науч.-практич. конфер. – Санкт-Петербург : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 9–18.
267. О фоновом состоянии макрозообентоса р. Зимняя Золотица на участке выше зоны воздействия алмазоразработок (по результатам исследований 2019 г.) / А. Г. Завиша [и др.] // Глобальные проблемы Арктики и Антарктики : сб. науч. матер. Всеросс. конфер. с международ. участием. – Архангельск, 2020. – С. 444–448.
268. Об изменении подходов при введении ограничений на передвижение наземной техники в арктической зоне Красноярского края в бесснежный период / Р. А. Шарафутдинов, И. В. Борисова, В. Л. Гавриков [и др.] // Проблемы региональной экологии. – 2022. – № 6. – С. 119–126.
269. Оберман, Н. Г. Прогнозирование деградации многолетнемерзлых пород на примере Европейского Северо-востока страны / Н. Г. Оберман, А. М. Лыгин // Разведка и охрана недр. – 2009. – № 7. – С. 15–20.
270. Объекты инфраструктуры атомного флота как источник радиоактивного загрязнения Баренцева моря (на примере хранилища отходов в Губе Андреева)/ Г. В. Ильин, Н. Е. Касаткина, Д. В. Моисеев, И. С. Усягина // Атомная энергия. – 2017. – № 2. – С. 131–137.
271. Овсейчук, В. А. Радиоактивность углей и продуктов их сжигания [Электронный ресурс] / В. А. Овсейчук, Д. А. Крылов, Г. П. Сидорова // ПроАтом. – 2013. – URL: <https://www.proatom.ru/modules.php?file=article&name=News&sid=4326>.
272. Овсяный, Е. И. Исследование органического углерода и карбонатности в донных осадках шельфа южного побережья Крыма / Е. И. Овсяный, К. И. Гуров // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – № 1 (187). – С. 62–72.
273. Огородников, Б. И. Ядерный архипелаг / Б. И. Огородников. – Москва : ИздАт, 1995. – 256 с.
274. Определение скорости отступления термоэрозионных берегов по размерам термотеррас / Ф. Э. Арэ, М. Н. Григорьев, Ф. Рахольд, Х.-В. Хуббертен // Криосфера Земли. – 2004. – Т. VIII, № 3. – С. 52–56.
275. Опыт работы по обследованию подземных ядерных взрывов и отвалов урансодержащих руд на территории Якутии / И. С. Бурцев [и др.] // Радиационная

- безопасность Республики Саха (Якутия) : матер. II науч.-практич. конфер. – Якутск : Изд-во СО РАН, 2004. – С. 56–67.
276. Орлов, Д. С. Химия почв / Д. С. Орлов, Л. К. Садовникова, Н. И. Суханова. – Москва : Высшая школа, 2005. – 558 с.
 277. Осадчая, Г. Г. Мерзлотно-ландшафтная дифференциация большеземельской тундры: современное состояние и использование при освоении : автореф. дис. ... д-ра геогр. наук : 25.00.31 / Осадчая Галина Георгиевна. – Москва, 2016. – 50 с.
 278. Особенности криолитозоны Полярного Урала / И. В. Абатурова, Л. А. Стороженко, И. А. Королева [и др.] // Инженерная и рудная геофизика 2022 : сб. матер. конфер. – Москва : ЕАГЕ Геомодель, 2022. – С. 214–221.
 279. Осовецкий, Б. М. Тантал-ниобиевая и редкоземельная минерализация в мезозой-кайнозойских отложениях бассейна верхней Камы и перспективы расширения и освоения минерально-сырьевой базы региона / Б. М. Осовецкий // Вестник Пермского федерального исследовательского центра. – 2013. – № 3. – С. 96–108.
 280. ОСПОРБ-99/2010. Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасностью – 2010. – URL: <https://base.garant.ru/12177986/53f89421bbdaf741eb2d1ecc4ddb4c33/>
 281. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на кимберлитовой трубке аномалии 691 (Верхнетовская), Верхнетовский отряд, 1987-88 гг. / Ю. А. Попов, А. Д. Каплан [и др.] ; Северный территориальный фонд геологической информации. – Архангельск, 1988.
 282. Отчет о результатах разведки кимберлитовых трубок месторождения им. Ломоносова в 1983-1987 гг. / В. В. Вержак, В. А. Медведев, Е. М. Веричев [и др.]. – Архангельск : Архангельский ТГФ, 1987. – 252 с.
 283. Отчет об экологической безопасности за 2020 год. Кольская АЭС. – Полярные зори : Росэннергоатом, 2021. – 44 с.
 284. Отчет по экологической безопасности ФГУП «Атомфлот» за 2022 год. – Мурманск : Росэннергоатом, 2022. – 76 с.
 285. Оценка влияния радиоактивных отходов атомного флота на радиационную обстановку в территориальных водах России / Н. И. Кваша, С. А. Лавковский, В. И. Кобзев [и др.] // Российский химический журнал. – 2001. – Т. 45 , № 5-6. – С. 142–148.
 286. Оценка химической и радиологической безопасности дикорастущих грибов и ягод, произрастающих на территории Архангельской области / Т. Н. Унгурияну, Д. А. Степовая, И. А. Беляевская [и др.] // Оригинальное исследование. – 2023. – Т. 30, № 1. – С. 17–27.
 287. Палеогеология Северной Эстонии и ее влияние на изменение ресурсов и качества пресных подземных вод в крупных прибрежных водоемах / М. Ежова [и др.] // Геология. – 1996. – № 19. – С. 37–40.
 288. Параскив, А. А. Содержание радионуклидов цезия в воде и донных отложениях Баренцева моря. Система Баренцева моря / А. А. Параскив, Н. Ю. Мирзоева, О. Н. Мирошниченко. – Москва : ГЕОС, 2021. – С. 548–553.
 289. Первые данные о составе пыли, окрасившей снег на Европейском Севере России в желтый цвет (март 2008 г.) / В. П. Шевченко [и др.] // Доклады РАН. – 2010. – Т. 431, № 5. – С. 675–679.
 290. Переверзев, В. Н. Почвы и почвенный покров Кольского полуострова: история и современное состояние исследований / В. Н. Переверзев // Вестник Кольского научного центра РАН. – 2011. – № 1. – С. 39–43.
 291. Перевоицков, Р. Д. Естественные радионуклиды (^{40}K , ^{226}Ra , ^{232}Th) в депонирующих средах (территории верхнекамского месторождения калийно-магнєвых солей) / Р. Д. Перевоицков // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2022. – Т. 333, № 3. – С. 29–38.

292. Петров, В. А. Ресурсный потенциал Арктической зоны России / В. А. Петров, А. В. Волков // Научные труды Вольного экономического общества России. – 2021. – Т. 228, № 2. – С. 181–195.
293. Платов, А.И. Оценка воздействия на окружающую среду и анализ аварийных ситуаций при снятии РИТЭГ с эксплуатации / А.И. Платов // Workshop on Security and Safety of Radioactive Sources. – Oslo, 2005 – С. 1-25.
294. Поляков, В. А. Изучение изменений гидрохимии и ресурсов подземных вод прибрежных водозаборов в Эстонии по изотопным данным / В. А. Поляков // Всесоюзная конференция по гидрогеологии : сб. материалов. – Звенигород, 1991. – С. 60–62.
295. Попова, О. Н. Климатогеофизическая характеристика Кольского Заполярья / О. Н. Попова, Ю. Ф. Щербина // Экология человека. – 2012. – № 5. – С. 3–7.
296. Портнов, А. М. Радиогеохимические поиски руды / А. М. Портнов // Природа. – 1984. – № 5. – С. 99–103.
297. Поступление микроэлементов из атмосферы, зарегистрированное в природном архиве (на примере Иласского верхового болота, водосбор Белого моря) / В. П. Шевченко [и др.] // Доклады академии наук. Геохимия. – 2015. – Т. 465, № 5. – С. 587–592.
298. Почвенно-географическая база данных России : информационная система : сайт. – Москва, 2024. – URL: <https://soil-db.ru/map?lat=66.4873&lng=52.998&zoom=5>. – (дата обращения: 13.02.2026).
299. Почвы заповедников и национальных парков Российской Федерации. – Москва : Инфосфера - НИА-Природа, 2012. – 476 с.
300. Прейс, Ю. И. Накопление радиоактивных элементов (U, Th) в многослойной залежи олиготрофного болота (Южная тайга Западной Сибири) / Ю. И. Прейс, Л. П. Рихванов, А. Е. Мальцев // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека : матер. VI Междунар. конф. – Томск : Томский политехнический университет, 2021. – С. 491–495.
301. Прейс, Ю. И. Опыт датирования торфа по корневой шейке сосны (Западная Сибирь) / Ю. И. Прейс // География и природные ресурсы. – 2012. – № 2. – С. 140–146.
302. Прибрежные морские импактные районы Российской Арктики. – Москва : ЮНЕП, 2008.
303. Применение гамма-спектрометрии с германиевым детектором для целей поисковой нефтяной и рудной геологии / И. Р. Макарова, Ф. Ф. Валиев, С. А. Горобец [и др.] // Известия Российской академии наук. Серия физическая. – 2022. – Т. 86, № 8. – С. 1178–1183.
304. Применение цифровых моделей рельефа (ЦМР) для выделения тектонических структур древних платформ (на примере северо-запада Русской плиты) / Ю. Г. Кутинов [и др.]. – Пенза : Социосфера, 2020. – 378 с.
305. Природная радиоактивность территории Европейского Севера и ее антропогенные изменения / Г. П. Киселев, В. В. Крячюнас, И. М. Киселева [и др.] // Геоэкология. Инженер. Геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2005. – № 3. – С. 205–218.
306. Природная среда неоплейстоцена и голоцена на Европейском Северо-Востоке России / Л. Н. Андреичева, Т. И. Марченко-Вагапова, М. Н. Буравская, Ю. В. Голубева. – Москва : ГЕОС, 2015. – 224 с.
307. Проблемы радиационной реабилитации арктических морей, способы и пути их решения / А. А. Саркисов, В. Л. Высоцкий, Ю. В. Сивинцев, В. С. Никитин // Арктика: экология и экономика. – 2011. – № 1 (1). – С. 70–81.
308. Проведение наземной гамма-спектрометрической и радоновой съемок в пределах лицензионной площади месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова : отчет о

- НИР / И-нт экологич. проблем Севера УрО РАН ; Г. П. Киселев, С. В. Дружинин, Е. Ю. Яковлев. – Архангельск, 2016. – 156 с.
309. Процессы седиментации на гляциальных шельфах / под ред. Г. Г. Матишова. – Апатиты : КНЦ РАН, 2000. – 473 с.
 310. Пучков, А. В. Особенности накопления и миграции техногенных радионуклидов Cs-137 и Sr-90 в тундровых ландшафтах Российской Арктики (на примере бассейна реки Несь, Канинская тундра) / А. В. Пучков, Е. Ю. Яковлев // Вестник геонаук. – 2023. – № 1 (337). – С. 42–51.
 311. Пучков, А. В. Оценка количественных показателей объемной активности радона-222 на территории Архангельской промышленной агломерации / А. В. Пучков, Г. П. Киселев // Экология человека. – 2011. – № 9. – С. 19–23.
 312. Пучков, А. В. Проблемы регистрации радионуклидов при выбросе газа системы газа высокого давления в атмосферный воздух и обращения с газообразными радиоактивными отходами / А. В. Пучков, Д. В. Поникаровских, А. В. Олюков // Труды Крыловского государственного научного центра. – 2019. – № S2. – С. 225–232.
 313. Пучков, А. В. Радионуклиды в экосистемах тундры: источники, уровни загрязнения, антропогенные механизмы трансформации радиационного фона (на примере ключевых участков Ненецкого автономного округа) : дис. ... канд. геол.-минералогич. наук : 1.6.21 / Пучков Андрей Викторович. – Москва, 2023. – 120 с.
 314. Пыркова, А. А. Поступление инертных радиоактивных газов в атмосферу при нормальной эксплуатации АЭС / А. А. Пыркова, А. А. Екидин, К. Л. Антонов // Физика. Технологии. Инновации : сб. матер. VI Международ. молодеж. науч. конфер. – Екатеринбург : УрФУ, 2019. – С. 279–287.
 315. Радиационно-геохимическая устойчивость донных осадков в эстуариях Оби и Енисея и на прилегающем мелководье Карского моря / А. Ю. Мирошник, М. В. Флинт, Э. Э. Асадули, В. Б. Комаров // Океанология. – 2020. – № 6. – С. 930–944.
 316. Радиационно-гигиеническая характеристика охранных зон мирных ядерных взрывов в Архангельской области / Е. В. Храмцов, В. С. Репин, А. М. Библин [и др.] // Радиационная гигиена. – 2021. – № 14 (1). – С. 111–123.
 317. Радиационный фактор на Крайнем Севере России / Г. И. Мирецкий [и др.]. – Санкт-Петербург : СПбГМА, 1999. – 205 с.
 318. Радиоактивное загрязнение среды и биоты на Новой Земле вследствие испытаний ядерного оружия / Г. Г. Матишов, Д. Г. Матишов, Е. Щипа, Л. Г. Павлова // Доклады Академии наук. – 1994. – № 337 (6). – С. 824–826.
 319. Радиоактивное загрязнение цезием-137 территории России на рубеже веков / Ю. А. Израэль, Е. В. Квасникова, И. М. Назаров, Е. Д. Стукин // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 4. – С. 20–31.
 320. Радиоактивность донных отложений дельты Северной Двины / Г. П. Киселев, С. Б. Зыков, А. В. Баженов, И. М. Киселева // Поморье в Баренц регионе: экономика, экология, культура : матер. междунар. конфер. – Архангельск : Правда Севера, 2000. – С. 106–108.
 321. Радиоактивность нефтешлама: первые результаты исследований территории Большеземельской тундры / А. В. Пучков, Е. Ю. Яковлев, А. С. Дружинина, С. В. Дружинин С.В. // Успехи современного естествознания. – 2022. – № 10. – С. 75–80.
 322. Радиоактивность эпицентральных зон промышленных ядерных взрывов в Архангельской области / Г. П. Киселев, А. В. Баженов, И. М. Киселева, С. В. Дружинин // Вестник Северного (Арктического) федерального университета. Серия: Естественные науки. – 2014. – № 4. – С. 21–31.

323. Радиогеохимические исследования особенностей распределения радионуклидов в местах захоронений твердых радиоактивных отходов вблизи архипелага Новая Земля / О. В. Степанец, Л. А. Кодина, А. Н. Лигаев [и др.] // Геохимия. – 2006. – № 12. – С. 1315–1324.
324. Радиологические исследования в крупнейших горнодобывающих центрах Армении / Г. А. Демирчян, Н. Э. Мовсисян, К. И. Пюсдюлян, О. А. Беляева // Геохимия. – 2022. – № 67 (1). – С. 84–98.
325. Радиозоологическая обстановка и радиогеохимическое районирование северо-западных территорий России / В. И. Величкин, Т. А. Воробьева, А. В. Евсеев, А. Ю. Мирошников // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 453, № 3. – С. 314–318.
326. Радиозоологические исследования на севере архипелага Новая Земля / А. Ю. Мирошников, Н. П. Лаверов, Р. А. Чернов [и др.] // Океанология. – 2017. – Т. 57, № 1. – С. 227–237.
327. Радиозоологические последствия аварии на Чернобыльской АЭС для пресноводных экосистем / В. Д. Романенко, м. И. Кузьменко, В. В. Беляев [и др.] // Известия Самарского научного центра РАН. – 2006. – № 1. – С. 40–57.
328. Радиозоологические последствия эксплуатации и утилизации объектов атомного флота в Дальневосточном регионе / под ред. А. А. Саркисова. – Москва : ИПБРАЭ РАН, 2010. – 388 с.
329. Радиозоологическое состояние окружающей среды в прибрежье Мурмана / Д. В. Моисеев [и др.]. – Мурманск : ММБИ РАН, Акваплан-нива, 2021. – 70 с.
330. Районирование территории России по степени радоноопасности / В. А. Максимовский, М.Г. Харламов, А.В. Мальцев [и др.] // АНРИ. – 1996. – № 3. – С. 66–73.
331. Рамзаев, В. П. Мирные ядерные взрывы: проблемы и пути обеспечения радиационной безопасности / В. П. Рамзаев Е. В. Храмцов // Радиационная гигиена. – 2009. – Т. 2, № 2. – С. 27–33.
332. Растения и грибы полярных пустынь северного полушария / Н. В. Матвеева, Л. Л. Заноха, О. М. Афонина [и др.] ; ред. Н. В. Матвеева. – Санкт-Петербург : МАРАФОН, 2015 – 320 с.
333. Результаты исследований свойств и состава хвостов обогащения лопаритовых руд / Е.А. Красавцева, Д. В. Макаров, В. В. Максимова [и др.] // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. – 2021. – № 3. – С. 190–198.
334. Результаты применения изотопных методов при картировании листа Q-39 (Нарьян-Мар) / И. В. Токарев, В. А. Исаков, Т. Н. Исакова, Е. Ю. Яковлев // Разведка и охрана недр. – 2022. – № 9. – С. 25–30.
335. Реконструкция кинематики разломов на закрытых территориях по данным анализа микронарушений в керне / П. А. Игнатов, К. В. Новиков, К. Ю. Бушков, А. В. Товстов // Геология и разведка. Известия вузов. – 2011. – № 3. – С. 55–60.
336. Республика Коми. Энциклопедия : в 3 т. – Сыктывкар : Коми книжное изд-во, 1999.
337. РИТЭГ пока невидим // СахОнлайн : новости Сахалина и Курильских островов : сайт. – Сахалин, 2016. –URL: <https://sakh.online/articles/1/2016-06-30/riteg-poka-nevidim-229401>
338. Рихванов, Л. П. Радиоактивные элементы в окружающей среде и проблемы радиозоологии / Л. П. Рихванов. – Томск : Томский политехнический университет, 2009. – 430 с.
339. Рихванов, Л. П. Радиогеохимическая типизация рудно-магматических образований (на примере Алтае-Саянской складчатой области) / Л. П. Рихванов. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2002. – 550 с.
340. Рихванов, Л. П. Радиогеохимические методы поисков месторождений нефти и газа / Л. П. Рихванов, И. С. Соболев, Н. Г. Лященко // Прикладная геохимия : сб. ст. – Москва : Изд-во ИМГРЭ, 2002. – Т. 3. – С. 383–394.

341. Роль источников радиационного загрязнения в динамике ^{134}Cs в атомную эпоху / Г. Г. Матишов, Г. В. Ильин, И. С. Усягина [и др.] // Наука Юга России. – 2021. – Т. 17, № 2. – С. 11–23.
342. Романович, И. К. К обоснованию изменений в нормировании содержания радона в воздухе помещений / И. К. Романович, Т. А. Кормановская, Д. В. Кононенко // ЗНиСО. – 2019. – № 6 (315). – С. 42–48.
343. Россия начала поиски в Арктике потерянных ядерных генераторов [Электронный ресурс] // Известия. – 2013. – URL: <https://iz.ru/news/555864/>
344. Ружникова, Н. Н. Геоэкологическое районирование заливов Белого моря / Н. Н. Ружникова // Российская Арктика. – 2021. – № 13. – С. 5-13.
345. Руководство по радиационному обследованию компонентов природной среды на территориях, подвергшихся радиоактивному загрязнению вследствие катастрофы на Чернобыльской атомной электростанции. РД 52.18.766-2012. – Обнинск : «ВНИИГМИ-МЦД, 2013. – 73 с.
346. Рылов, М. И. Проблемы радиационной безопасности при обращении с радиоизотопными термоэлектрическими генераторами / М. И. Рылов, М. Н. Тихонов // Безопасность жизнедеятельности. – 2003 – №8. – С. 32-35.
347. Рязанцев, П. А. Опыт комплексирования георадиолокации и динамических зондирований при инженерно-геологических изысканиях на акватории Онежского озера / П. А. Рязанцев, А. И. Родионов // Вестник Воронежского государственного университета. Серия Геология. – 2015. – №2. – С. 100-103.
348. Саблуков, С. М. Некоторые особенности внутреннего строения кимберлитовых трубок / С. М. Саблуков // Труды ЦНИГРИ. – 1987. – № 218. – С. 37–41.
349. Саватюгин, Л. М. Архипелаг Земля Франца-Иосифа: история, имена и названия / Л. М. Саватюгин, М. В. Дорожкина. – Санкт-Петербург : ААНИИ, 2012. – 484 с.
350. Савицкий, И. М. Экологическая обстановка в Западной Сибири в связи с испытанием ядерного оружия на Новоземельском полигоне / И. М. Савицкий // Гуманитарные науки в Сибири. – 2015. – Т. 22, № 1. – С. 78–83.
351. Сазыкина, Т. Г. Моделирование радиоэкологических процессов в окружающей среде / Т. Г. Сазыкина, А. И. Крышев, И. И. Крышев. – Москва : Маска, 2022. – 638 с.
352. Самсонов, Н. Ю. Горнорудные проекты восточной части Арктики, Дальнего Востока и Забайкалья: есть ли пути решения старых проблем? / Н. Ю. Самсонов, Я. В. Крюков, В. А. Яценко // Арктика: экология и экономика. – 2016. – № 4 (24). – С. 16–21.
353. СанПиН 2.6.1.2523 - 09. Нормы радиационной безопасности НРБ-99/2009. – Москва : ЦентрМаг, 2009. – 128 с.
354. Сапожников, Ю. А. Радиоактивность окружающей среды / Ю. А. Сапожников, Р. А. Алиев, С. Н. Калмыков. – Москва : Бином. Лаборатория знаний, 2006. – 286 с.
355. Сариев, А. Х. Восстановление почвенно-растительного покрова нарушенных тундровых земель / А. Х. Сариев, Н. Н. Чербакова, Н. Ю. Терентьева // Вестник КрасГАУ. – 2021. – № 7. – С. 73–81.
356. Саркисов, А. А. К вопросу о ликвидации радиоактивных загрязнений в Арктическом регионе / А. А. Саркисов // Вестник Российской академии наук. – 2019. – Т. 89, № 2. – С. 107–124.
357. Саркисов, А. А. Приоритетные проекты программы реабилитации арктических морей от затопленных и затонувших ядерных и радиационно-опасных объектов и необходимость международного сотрудничества / А. А. Саркисов, С. В. Антипов, В. Л. Высоцкий // Арктика: экология и экономика. – 2012. – № 4 (8). – С. 4–15.
358. Сафронов, В. Г. Радий как источник радиоактивного загрязнения / В. Г. Сафронов, А. В. Жевлаков // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2007. – № 1. – С. 71–73.

359. Светов, А. П. Рифейский вулканолатонизм Фенноскандинавского щита / А. П. Светов, Л. П. Свириденко. – Петрозаводск : ПетроПресс, 1995. – 211 с.
360. Свиточ, А. А. Морской плейстоцен побережий России / А. А. Свиточ. – Москва : ГЕОС, 2003. – 362 с.
361. Связь радионуклидов с компонентами фульвокислот, выделенных из почв / И. Е. Казинская, Т. А. Горяченкова, А. П. Новиков [и др.] // Радиохимия. – 2012. – Т. 54. – С. 82–85.
362. Семенов, И. Н. Физико-географическая характеристика архипелага Новая Земля (литературный обзор) [Электронный ресурс] / И. Н. Семенов. – 2020. – URL: <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.15583.20642>.
363. Семенова, А. В. Климат и экологический мониторинг на Кольском полуострове / А. В. Семенова. – Мурманск : Мурманское книжное изд-во, 2000. – 96 с.
364. Семинский, К. Ж. Радоновая активность разнотипных разломов земной коры (на примере Западного Прибайкалья и Южного Приангарья) / К. Ж. Семинский, А. А. Бобров // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 8. – С. 881–896.
365. Сидоров, И. Г. Использование ^{137}Cs и ^{210}Pb в качестве трассеров осадконакопления в глубоководной зоне Черного моря / И. Г. Сидоров, В. Ю. Проскурнин // Экобиологические проблемы Азово-Черноморского региона и комплексное управление биологическими ресурсами: сборник матер. V науч.-практич. молодеж. конф. – Севастополь : Филиал МГУ в г. Севастополе, 2018. – С. 209–211.
366. Сидорова, Г. П. Экологическое воздействие угольных ТЭС на окружающую среду / Г. П. Сидорова, Д. А. Крылов, А. А. Якимов // Вестник ЗабГУ. – 2015. – № 9 (124). – С. 28–38.
367. Система Баренцева моря / под ред. А. П. Лисицына. – Москва : ГЕОС, 2021. – 672 с.
368. Складчатые и разрывные деформации во вмещающих и перекрывающих толщах в карьере кимберлитовой трубки Архангельская / П. А. Игнатов, А. В. Болонин, И. Д. Васильев [и др.] // Руды и металлы. – 2012. – № 1. – С. 42–48.
369. Смыслов, А. А. Уран и торий в земной коре / А. А. Смыслов. – Ленинград : Недра, 1974. – 231 с.
370. Собакин, П. И. Радиоактивные элементы в почвах Якутии / П. И. Собакин, А. А. Перк // Вестник ДВО РАН. – 2013. – №5. – С. 77–86.
371. Соболев, В. К. Проблемы поисков алмазов по индикаторным минералам на территории Архангельской области. Геология и полезные ископаемые Севера Европейской части СССР / В. К. Соболев. – Архангельск : Архангельскгеология, 1991. – 314 с.
372. Соболев, И. С. Использование элементов многомерной статистики для обработки данных наземной гамма-спектрометрии при поисках гидротермальных месторождений золота / И. С. Соболев, А. Н. Орехов, Н. П. Соболева // Известия ТПУ. – 2018. – № 7. – С. 104–115.
373. Соболев, И. С. Методы радиогеохимии при наземных поисках месторождений нефти и газа / И. С. Соболев // Известия ТПУ. – 2007. – № 1. – С. 90–96.
374. Соболев, И. С. Опыт наземных углеводородных геохимических, гамма-спектрометрических и магнитных исследований на месторождении нефти в баженовской свите / И. С. Соболев, А. Н. Орехов, Н. П. Бредихин // Известия ТПУ. – 2016. – № 9. – С. 78–87.
375. Современная радиозкологическая обстановка в местах проведения мирных ядерных взрывов на территории Российской Федерации / под ред. В. А. Логачева. – Москва : ИздАТ, 2005. – 256 с.
376. Современное состояние исследований поведения ^{90}Sr в системе почва-сельскохозяйственные растения (обзор) / Н. И. Санжарова, И. В.

- Гешель, Д. В. Крыленкин, Е. В. Гордиенко // Радиационная биология. Радиоэкология. – 2019. – № 6. – С. 643–655.
377. Содержание и формы нахождения радионуклидов в воде и донных отложениях моря Лаптевых / Т. А. Горяченкова, А. В. Травкина, А. П. Борисов [и др.] // Геохимия. – 2023. – № 68 (3). – С. 306–314.
 378. Содержание изотопов урана в подземных источниках водоснабжения населения Ленинградской области и Санкт-Петербурга / М. В. Кадука, Л. Н. Басалаева, Т. А. Бекашева [и др.] // Радиационная гигиена. – 2018. – Т. 11, № 3. – С. 74–82.
 379. Соколов, Ю. И. Арктика: к проблеме накопленного экологического ущерба / Ю. И. Соколов // Арктика: экология и экономика. – 2013. – № 2 (10). – С. 18–27.
 380. Солдатова, О. А. Оценка влияния сброса дренажных вод с разработки алмазного места рождения им. М. В. Ломоносова на р. Золотица / О. А. Солдатова. – Санкт-Петербург : РГГМУ. – 50 с.
 381. Солонин, В. И. Ядерные реакторные установки: учеб. пособие / В. И. Солонин. – Москва : Изд-во МГТУ, 2010. – 87 с.
 382. Стамат, И. П. Радиационная безопасность населения России при облучении природными источниками ионизирующего излучения: современное состояние, направления развития и оптимизации / И. П. Стамат, Т. А. Кормановская, Г. А. Горский // Радиационная гигиена. – 2014. – № 7 (1). – С. 54–62.
 383. Стогний, В. В. Поиск кимберлитовых тел методом переходных процессов / В. В. Стогний, Ю. В. Коротков. – Новосибирск : Малотиражная типография 2D, 2010. – 121 с.
 384. Стратиграфия и основные этапы геологического развития архипелага Новая Земля в кайнозое / А. С. Красножен, О. Ф. Барановская, В. С. Зархидзе, Е. С. Малясова. // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. – Ленинград : Севморгеология, 1986. – С. 23–26.
 385. Строение северного сектора Баренцево-Карского региона для прогноза его нефтегазоносности / А. А. Сулова, А. В. Мордасова, А. В. Ступакова [и др.] // Георесурсы. – 2023. – № 25 (2). – С. 47–63.
 386. Студенов, И. И. Оценка общего допустимого улова семги – атлантического лосося (*Salmo salar linnaeus*, 1758) в крупных речных системах с применением принципов предосторожного подхода / И. И. Студенов // Лососевидные рыбы Восточной Фенноскандии. Петрозаводск. – 2005. – С. 167–177.
 387. Стукин, Е. Д. Формирование радиоактивного загрязнения окружающей среды и особенности его радионуклидного состава после ядерных взрывов и аварии на Чернобыльской АЭС : автореф. дис. ... канд. физ.-мат. Наук : 25.00.30 / Стукин Евгений Данилович. – Москва, 2001. – 20 с.
 388. Схема территориального планирования Ненецкого автономного округа : пояснительная записка. (Том 1). – Омск : Агентство по развитию территорий, 2022. – 100 с.
 389. Сыч, Ю. Г. Радиоэкологическая обстановка на архипелаге Новая Земля / Ю. Г. Сыч, Л. В. Дубинко // Арктика: экология и экономика. – 2012. – № 1 (5). – С. 48–59.
 390. Тарасов, М. С. Формы нахождения урана в околотрубном пространстве кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции как новый поисково-оценочный признак на алмазы / М. С. Тарасов. – Москва : МГРИ, 2021. – 144 с.
 391. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Карте тектоники Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000) / А. С. Балувев, В. А. Журавлёв, Е. Н. Терехов, Е. С. Пржиялговский ; отв. ред. М. Г. Леонов. – Москва : ГЕОС, 2012. – 104 с. – (Труды геологического института ; вып. 597).
 392. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий / отв. ред. А. С. Балувев. – Москва : ГИН РАН, 2010.

393. Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий / отв. ред. Е. Е. Милановский. – Москва : ГИН РАН, 2007.
394. Терещенко, Н. Н. Особенности формирования скоростей осадконакопления и абсолютных масс донных осадков в западной части Черного моря / Н. Н. Терещенко, А. В. Пархоменко // Океанология. – 2021. – Т. 61, № 4. – С. 572–584.
395. Техногенные радионуклиды в морях, омывающих Россию. Радиоэкологические последствия удаления радиоактивных отходов в арктические и дальневосточные моря. («Белая книга-2000») / Ю. В. Сивинцев, С. М. Вакуловский, А. П. Васильев [и др.]. – Москва : ИздАТ, 2005. – 624 с.
396. Техногенные радионуклиды в прибрежной зоне Кольского полуострова / Г. В. Ильин, Г. Г. Матишов, И. С. Усягина, Д. А. Валуйская // Изучение водных и наземных экосистем: история и современность : тез. докл. II Междунар. науч.-практич. конфер. – Севастополь : Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН, 2022. – С. 220–221.
397. Типы осветленных красноцветных кимберлитовмещающих пород венда-кембрия Зимнебережного района Архангельской области / П. А. Игнатов, Н. Р. Зарипов, В. Ким, А. П. Гунин. // Геология и разведка. Известия вузов. – 2015. – № 2. – С. 15–21.
398. Титаева, Н. А. Геохимия природных радиоактивных рядов распада / Н. А. Титаева. – Москва : ГЕОС, 2005. – 226 с.
399. Тихонов, А. И. Неравновесный уран в условиях активного водообмена и его использование в геологии и гидрогеологии / А. И. Тихонов. – Чебоксары : Изд-во Л. А. Наумова, 2009. – 458 с.
400. Тихонов, М. Н. Дозообразующие радионуклиды / М. Н. Тихонов, М. И. Рылов // ПроАтом. – 2011. – № 6. – С. 1–15.
401. Токарев, И. В. Использование изотопных данных ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) при изучении процессов деградации вечной мерзлоты в результате многолетних колебаний климата / И. В. Токарев // Журнал Горного института. – 2008. – № 176. – С. 191–195.
402. Токарев, И. В. Реконструкция условий формирования Северо-Двинского месторождения йодных вод по изотопным данным / И. В. Токарев // Вестник СПбГУ. Геология и география. – 2012. – № 4. – С. 34–45.
403. Торф. Ресурсы, технологии, геоэкология / В. И. Косов [и др.]. – Санкт-Петербург : Наука, 2007. – 452 с.
404. Трегубов, О. Д. Об устойчивости тундр к техногенному воздействию и глобальным изменениям среды / О. Д. Трегубов // Вестник ДВО РАН. – 2010. – № 4. – С. 79–89.
405. Третьяченко, В. В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья : автореф. дис. ...канд. геол.- мин. наук : 25.00.11 / Владимир Васильевич Третьяченко. – Москва, 2008. – 30 с.
406. Труфанов, А. В. Геоэкологические проблемы разведки и эксплуатации месторождений полезных ископаемых: учебное пособие / А. В. Труфанов – Таганрог: Издательство Южного федерального университета, 2017. – 136 с.
407. Указ Президента РФ от 26 октября 2020 г. № 645 «О Стратегии развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2035 года». – URL: <http://www.kremlin.ru/acts/bank/45972> (дата обращения: 30.01.2026).
408. Указ Президента РФ от 5 марта 2020 г. № 164 (ред. от 21.02.2023). Об Основах государственной политики Российской Федерации в Арктике на период до 2035 года // Закон РФ : правовая навигационная система : сайт. – 2026. – URL: <https://www.zakonrf.info/ukaz-prezident-rf-164-05032020> (дата обращения: 14.02.2026).

409. Уровень радиации у затонувшей в Баренцевом море АПЛ К-159 не превышает естественного фона // ТАСС : офиц. сайт. – 2014. – URL: <https://tass.ru/spb-news/1428361>.
410. Усачева, А. А. Закономерности распределения радиоцезия глобальных выпадений в тундровых и таежных ландшафтах Западной Сибири : дис. ... канд. геол.-мин. наук : 25.00.36 / Усачева Анна Андреевна. – Москва, 2020. – 127 с.
411. Усягина, И. С. Распределение и пути миграций искусственных радионуклидов в экосистеме Баренцева моря : дис. ...канд. геогр. наук : 25.00.28 / Ирина Сергеевна Усягина. – Мурманск, 2012. – 209 с.
412. Усягина, И. С. Тенденции перераспределения техногенной радиоактивности в Баренцевом море в конце XX - начале XXI в / И. С. Усягина, Н. Е. Касаткина, Г. В. Ильин, Д. Д. А. Валуйская // Экологическая, промышленная и энергетическая безопасность – 2018 : сб. ст. международ. науч.-практич. конфер. – Севастополь : Севастопольский государственный университет, 2018. – С. 1191–1196.
413. Усягина, И. С. Техногенные радионуклиды в морской среде и элементах наземной экосистемы архипелага Земля Франца-Иосифа / И. С. Усягина, Н. Е. Касаткина, Г. В. Ильин // Тр. Кольского науч. центра РАН. Сер. Океанология. – 2014. – Вып. 2, № 4 (23). – С. 102–112.
414. Утузикова, Л. В. Изотопы урана во вмещающих породах трубки Пионерской месторождения имени М.В. Ломоносова / Л. В. Утузикова, Г. П. Киселев // Экология - 2011 : материалы докладов IV молодежной научной конференции : посвящается 300-летию со дня рождения М. В. Ломоносова (1711-2011), Архангельск, 06–11 июня 2011 года. – Архангельск : Институт экологических проблем Севера Уральского отделения Российской академии наук, 2011. – С. 76-77.
415. Федорец, Н. Г. Воздействие эмиссий Костомукшского горно-обогатительного комбината на лесные подстилки сосняков в северотаежной подзоне Карелии / Н. Г. Федорец, А. Н. Солодовников // Труды Карельского научного центра РАН. – 2013. – № 6. – С. 143–152.
416. Федорец, Н. Г. Лесные почвы Карелии и оценка их продуктивности / Н. Г. Федорец, Р. М. Морозова, А. Н. Солодовников // Труды КарНЦ РАН. – 2003. – № 5. – С. 108–120.
417. Фесенко, С. В. Концентрация тория в природных средах: обзор мировых данных / С. В. Фесенко, Е. С. Емлютина // Радиационная биология. Радиоэкология. – 2020. – Т. 60, № 6. – С. 635–648.
418. Физика и химия торфа : учеб. пособ. для ВУЗов / И. И. Лиштван, Е. Т. Базин, Н. И. Гамаюнов, А. А. Терентьев. – Москва : Недра, 1989. – 304 с.
419. Финэкспертиза. Названы самые курящие регионы России. – 2023. – URL: <https://finexpertiza.ru/press-service/researches/2023/sam-kury-region-ros/>.
420. Флекель, Ю. Б. Автономные радиоизотопные энергетические установки для систем навигационного оборудования / Ю. Б. Флекель, Б. С. Суков, А. И. Рагозинский // Атомная энергия. – 1975. – Т. 1, № 39. – С. 78–79.
421. Формы нахождения урана в углях и торфах Северной Азии / С. И. Арбузов, С. С. Ильенко, А.В. Волостнов [и др.] // Известия Томского политехнического университета. – 2011. – Т. 319, № 1. – С. 109–115.
422. Хазанович-Вульф, К. К. Диатремовые шлейфы астроблем или "болидная модель" образования кимберлитовых трубок / К. К. Хазанович-Вульф. – Петрозаводск : Геомастер, 2007. – 272 с.
423. Характеристика радиационного фона арктической территории в районе расположения горно-обогатительного комплекса / А. Н. Никанов, А. Б. Гудков, М. В. шелков [и др.] // Экология человека. – 2019. – Т. 26, № 5. – С. 11–14.
424. Характеристика растений-гидрофитов и показателей воды в водотоках Приморского заказника в районе добычи алмазов (Архангельская область) / С. Б.

- Селянина, Е. Ю. Чуракова, Г. В. Михайлова, Т. И. Пономарева // Труды Кольского науч. центра РАН. – 2020. – Т. 11, № 2-8 (8). – С. 47–58.
425. Хвостова, М. С. Вопросы радиоэкологии Арктического региона России / М. С. Хвостова // Российская Арктика. – 2019. – № 4. – С. 58–70.
 426. Химический состав атмосферного аэрозоля в арктическом районе по маршрутам морских экспедиций 2018-2019 гг. / Л. П. Голобокова, Т. В. Ходжер, О. Н. Изосимова [и др.] // Оптика атмосферы и океана. – 2020. – Т. 33, № 6. – С. 421–429.
 427. Хмелевской, В. К. Основы геофизических методов: учебник для вузов / В. К. Хмелевской, В. И. Костицын. – Пермь : Перм. ун-т, 2010. – 400 с.
 428. Храмцов, Е. В. Радиационная обстановка на территории проведения мирного ядерного взрыва «Глобус-1» до выполнения реабилитационных работ / Е. В. Храмцов // Радиационная гигиена. – 2019. – № 12 (2). – С. 81–88.
 429. Цапалов, А. А. Принцип обнаружения участков с активной геодинамикой на основе анализа отношения активностей Pb–210/Ra–226 в пробах грунта / А. А. Цапалов, П. С. Микляев, Т. Б. Петрова // АНРИ. – 2013. – № 1 (72). – С. 9–12.
 430. Цейтин, К. Ф. Радиационная безопасность нефтегазового комплекса / К. Ф. Цейтин, А. А. Садомцев // Природные ресурсы. – 2018. – URL: <http://www.priroda.ru/reviews/detail.php?ID=12065>.
 431. Чалов, П. И. Изотопное фракционирование природного урана / П. И. Чалов. – Фрунзе : Илим, 1975. – 236 с.
 432. Чалов, П. И. О пространственной корреляции аномального избытка ^{234}U в подземных водах и ртутно-сурьмяного оруденения телетермального типа / П. И. Чалов, Г. П. Киселев, А. И. Тихонов // Докл. АН СССР. – 1990. – № 3. – С. 580–583.
 433. Чевычелов, А. П. Содержание, распределение и формы миграции ^{238}U в почвах природных и техногенных ландшафтов Южной Якутии / А. П. Чевычелов, П. И. Собакин // Почвоведение. – 2020. – № 1. – С. 110–118.
 434. Чердынцев, В. В. Уран-234 / В. В. Чердынцев. – Москва : Атомиздат, 1969. – 308 с.
 435. Чернобыль: радиоактивное загрязнение природных сред / Ю. А. Израэль, С. М. Вакуловский, В. А. Ветров [и др.] ; ред. Ю. А. Израэль. – Москва : Гидрометеиздат, 1990 (1991). – 223 с.
 436. Чуракова, Е. Ю. Конспект флоры сосудистых растений архипелага Земля Франца-Иосифа / Е. Ю. Чуракова, О. В. Сидорова // Вестник Северного (Арктического) федерального университета. Серия: Естественные науки. – 2014. – № 2. – С. 94–101.
 437. Шаурина, А. М., Яковлев, В. В. Создание и последствия использования «Грязной» бомбы как «Оружия террора» / А. М. Шаурина, В. В. Яковлев // Пожарная безопасность: проблемы и перспективы. – 2014. – №1(5) – С. 173–177.
 438. Шашуков, Е. А. В лучах российского радия / Е. А. Шашуков // Атомная стратегия. – 2005. – № 18. – URL: <http://www.proatom.ru/modules.php?name=News&file=article&sid=161>.
 439. Шварев, С. В. Экзогенные процессы Кольского полуострова в свете блокового строения и активной тектоники / С. В. Шварев // XXXIV Пленум Геоморф. комиссии РАН : сб. ст. – Волгоград : Волгоград, 2014. – С. 1–5.
 440. Шварцев, С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза / С. Л. Шварцев. – Москва : Недра, 1998. – 366 с.
 441. Шевелева, А. В. Проблемы экологической безопасности при разработке месторождения алмазов имени Ломоносова / А. В. Шевелева, Ю. Г. Шварцман // Вестник Северного (Арктического) федерального университета. Сер. Естеств. науки. – 2012. – № 2. – С. 40–46.

442. Шевченко, В. П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике / В. П. Шевченко. – М.: Наука, 2006. – 226 с.
443. Шкиль, И. Э. Изменение гидрогеоэкологических условий при осушении карьеров Южной группы трубок месторождения им. М. В. Ломоносова / И. Э. Шкиль, А. И. Поршнева, А. И. Малов // Проблемы недропользования. – 2016. – № 3 (10). – С. 105–113.
444. Шматова, А. Г. Разнообразие автоморфных почв центральной части острова Колгуев как отражение разнообразия почвообразующих пород / А. Г. Шматова // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. – 2019. – № 6. – С. 177-182.
445. Штань, А.С. Развитие радиационной техники и технологий в СССР / А. С. Штань, Е. Р. Карташев // Атомная энергия. – 1977. – №5. – С. 390-401.
446. Шубик, В. М. Ядерные испытания и здоровье / В. М. Шубик // Радиационная гигиена. – 2010. – № 3 (2). – С. 5–15.
447. Щеглов, А. И. Биогеохимия техногенных радионуклидов в лесных экосистемах : по материалам 10-летних исследований в зоне влияния аварии на ЧАЭС / А. И. Щеглов. – Москва : Наука, 2000. – 268 с.
448. Экологические последствия аварии на Чернобыльской АЭС и их преодоление: двадцатилетний опыт : доклад экспертной группы «Экология» Чернобыльского форума. – Вена: МАГАТЭ, 2008. – 199 с.
449. Эколого-геохимическое районирование севера Европейской территории России / Е. Н. Борисенко, В. И. Величкин, Т.А. Воробьева [и др.] // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 414, № 5. – С. 660-662.
450. Экономическая оценка углеводородной сырьевой базы арктического шельфа России / В. И. Назаров, Г. А. Григорьев, О. С. Краснов, Л. В. Медведева // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2021. – №1. – С. 1-22
451. Экстракция битумов из верхового торфа / С. Б. Селянина, Л. Н. Парфенова, М. В. Труфанова [и др.] // Вестник Северного (Арктического) федерального университета. Серия Химия. – 2013. – № 1. – С. 43–50.
452. Эпштейн, О. Г. Позднеледниковые гляциоморские и голоценовые морские отложения в восточной части Баренцева моря: строение, состав, мощность, условия образования / О. Г. Эпштейн, А. Г. Длугач, А. В. Старовойтов // Вестник МГУ им. М. В. Ломоносова. Серия 4. Геология. – 2022. – № 3. – С. 83–88.
453. Юдин, С. С. Радиоэкологическая обстановка в нефтепромысловых районах / С. С. Юдин // Вестник РУДН. Серия: Экология и безопасность жизнедеятельности. – 2004. – № 1. – С. 158–165.
454. Яблоков, А. В. Чернобыль: последствия катастрофы для человека и природы / А. В. Яблоков, В. Б. Нестеренко, А. В. Нестеренко. – Санкт-Петербург : Наука, 2007. – 376 с.
455. Ядерные взрывы в СССР. Выпуск 1. Северный испытательный полигон. – Санкт-Петербург : Радиевый институт им. В. Г. Хлопина, 1992. – 194 с.
456. Ядерные испытания СССР / под ред. В. Н. Михайлова. – Москва : ИздАТ, 1997. – 304 с.
457. Ядерные испытания СССР. Новоземельский полигон: обеспечение общей и радиационной безопасности ядерных испытаний / под ред. В. А. Логачева. – Москва : ИздАТ, 2000. – 487 с.
458. Яковлев, Е. Ю. Использование изотопно-радиогеохимических методов для поисков коренных месторождений алмазов на территории Архангельской алмазоносной провинции : автореф. дис. ...к. геол.-мин. наук : 25.00.11 / Евгений Юрьевич Яковлев. – Архангельск, 2016. – 21 с.
459. Яковлев, Е. Ю. Неравновесный уран в кимберлитах и вмещающих породах трубки Пионерская месторождения им. М.В. Ломоносова / Е. Ю. Яковлев, Г. П. Киселев,

- С. В. Дружинин // Вестник Северного (Арктического) федерального университета. Серия: Естественные науки. – 2016. – № 1. – С. 19–28.
460. Ямалетдинов, А. И. Нефтегазодобывающая промышленность как источник повышенной радиации / А. И. Ямалетдинов // Обращение с отходами: современное состояние и перспективы : сб. статей II Междунар. научно-практич. конф. – Уфа : Уфимский государственный нефтяной технический университет, 2020. – С. 319–324.
 461. Янин, Е. П. Экологическая геохимия горнопромышленных территорий / Е. П. Янин. – Москва : Геоинформмарк, 1993. – 50 с.
 462. ^{222}Rn , ^{210}Pb and ^{210}Po in coastal zone groundwater: activities, geochemical behaviors, consideration of seawater intrusion effect, and the potential radiation human-health risk / Q. Zhong, X. Wang, Q. Wang [et al.] // *Applied Radiation and Isotopes*. – 2020. – Vol. 166 (8). – № article 109386.
 463. ^{234}U - ^{238}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics in saline groundwaters from central Missouri Earth Planet / J. L. Banner, G. J. Wasserburag, J. H. Chen, C. I. Mooreb // *Science Letters*. – 1990. – Vol. 101. – P. 296–312.
 464. ^{90}Sr in seawater of the East China Sea: Inventory, new potential source, and environmental implications / F. Zhang, J. Wang, Q. Be, J. Du // *Science of The Total Environment*. – 2021. – Vol. 764. – № article 144266.
 465. A Case History: Kimberlite Diamond Exploration in Rondonia State, Western Brazil / R. Cordani, T. Stachel, R. Morton [et al.] // *Reconsult Geofísica*. – 2010. – P. 1–4.
 466. A critical review on the occurrence and distribution of the uranium- and thorium-decay nuclides and their effect on the quality of groundwater [Electronic resource] / A. Vengosh, R. Coyte, J. Podgorski, T. M. Johnson [et al.] // *Science of the Total Environment*. – 2022. – Vol. 808. – № article 151914.
 467. A methodology for the systematic identification of naturally occurring radioactive materials (NORM) / B. Michalik, A. Dvorzhak, R. Pereira [et al.] // *Science of The Total Environment*. – 2023. – Vol. 881. – № article 163324.
 468. A report on radioactivity measurements of fish samples from the west coast of Canada / J. Chen, M. V. Cooke, J.-F. Mercier [et al.] // *Radiation Protection Dosimetry*. – 2015. – Vol. 163. – P. 261–266.
 469. Aarkrog, A. A Retrospect of Anthropogenic Radioactivity in the Global Marine environment / A. Aarkrog // *Radiation Protection Dosimetry*. – 1998. – Vol. 75, Iss. 1-4. – P. 23–31.
 470. Accelerated lagged compound floods and droughts in northwest North America under 1.5 °C – 4 °C global warming levels / R. Rezvani, M. Rahimimovaghar, W. Na, M. R. Najafi // *Journal of Hydrology*. – 2023. – Vol. 624. – № article 129906.
 471. Ademola, A. K. Determination of natural radioactivity and hazard in soil samples in and around gold mining area in Itagunmodi, south-western, Nigeria / A. K. Ademola, A. K. Bello, A. C. Adejumbi // *Journal of Radiation Research and Applied Sciences*. – 2014. – Vol. 7, № 3. – P. 249–255.
 472. AMAP Arctic Climate Change Update 2021 : Key Trends and Impacts. Arctic Monitoring and Assessment Programme. – Tromsø : AMAP, 2022. – 148 p.
 473. AMAP Assessment 2002 : The influence of global change on contaminant pathways to, within, and from the Arctic / R. W. Macdonald [et al.]. – Oslo : AMAP, 2003. – 65 p.
 474. AMAP Assessment Report : Arctic Pollution Issues. Arctic Monitoring and Assessment Programme. – Oslo : AMAP, 1998. – 859 p.
 475. AMAP Assessment Report : Radioactivity in the Arctic. Arctic Monitoring and Assessment Programme. – Oslo : AMAP, 2016. – 89 p.
 476. Anthropogenic aerosols weaken land–atmosphere coupling over North China / J. Wei, B. Lu, Y. Song [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2023. – Vol. 50. – № article e2023GL105685.

477. Appleby, P. G. Three decades of dating recent sediments by fallout radionuclides: a review / P. G. Appleby // *The Holocene*. – 2008. – Vol. 18, № 1. – P. 83–93.
478. Arndt, M. F. A Study of the factors affecting the gross alpha measurement, and a radiochemical analysis of some groundwater samples from the state of Wisconsin exhibiting an elevated gross alpha activity : Wisconsin ground-water management practice monitoring project / M. F. Arndt, L. West. – [Madison, Wisconsin?], 2004. – 57 p.
479. Assessment of environmental radiological impact in former metallic mines in Extremadura (Spain): A case study / J. L. Figueredo, J. Guillen, A. Salas [et al.] // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2024. – Vol. 275. – № article 107412.
480. Assessment of natural radionuclides and heavy metals contamination to the environment: Case study of Malaysian unregulated tin-tailing processing industry / M. A. Rahmat, A. F. Ismail, N. S. D. Rodzi [et al.] // *Nuclear Engineering and Technology*. – 2022. – Vol. 54, Iss. 6. – P. 2230–2243.
481. Assessment of Occupational Exposure Due to Intakes of Radionuclides : Annual Report for 2013 / International Atomic Energy Agency. – Vienna : IAEA, 2013. – 117 p. – (Safety Standards Series).
482. Assessment of radioactivity contents in bedrock groundwater samples from the northern region of Saudi Arabia / F. I. Almasoud [et al.] // *Chemosphere*. – 2020. – Vol. 242. – № article 125181.
483. Astakhov, V. I. Late glacial events in the central Russian Arctic / V. I. Astakhov // *Quaternary International*. – 1997. – Vol. 41, № 42. – P. 17–25.
484. Atmospheric fallout radionuclides in peatland from Southern Poland / T. Mróz, E. Łokas, J. Kocurek, M. Gąsiorek // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2017. – Vol. 175–176. – P. 25–33.
485. Bahari, I. Radioactivity and radiological risk associated with effluent sediment containing technologically enhanced naturally occurring radioactive materials in amang (tin tailings) processing industry / I. Bahari, N. Mohsen, P. Abdullah // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2007. – Vol. 95, № 2-3. – P. 161–170.
486. Baskaran, M. Po-210 and Pb-210 as atmospheric tracers and global atmospheric Pb-210 fallout : a Review / M. Baskaran // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2011. – Vol. 102 (5). – P. 500–513.
487. Baskaran, M. Radon: A Tracer for Geological, Geophysical and Geochemical Studies / M. Baskaran. – Berlin : Springer, 2016 – 260 p.
488. Benthic ecosystem functioning under climate change: modelling the bioturbation potential for benthic key species in the southern North Sea / M. Weinert, I. Kröncke, J. Meyer [et al.] // *PeerJ*. – 2022. – Vol. 10. – № article e14105.
489. Berthiaume, A. Radionuclide contamination in Canada: A scoping review / A. Berthiaume // *Heliyon*. – 2023. – Vol. 9, Iss. 6. – № article e16602.
490. Bonotto, D. Applicability of the uranium-isotopic model as a prospecting technique in guarany aquifer, South America / D. Bonotto // *Ninth Annual VM Goldschmidt Conference, 1999*. – № article 7021.
491. Carbon dynamics shift in changing cryosphere and hydrosphere of the Third Pole / T. Gao, S. Kang, T. Yao [et al.] // *Earth-Science Reviews*. – 2024. – Vol. 250. – № article 104717.
492. Chambers, D. B. Radiological protection in North American naturally occurring radioactive material industries / D. B. Chambers // *ICRP 2013 Proceedings*. – 2013. – P. 202–213.
493. Chareyron, B. Radiological impact of Rössing Rio Tinto uranium mine / B. Chareyron // *Ejolt & Criirad Report, French Nuclear Safety Authority*. – 2014. – P. 37.

494. Chen, J. A Report of Pollutant Releases of Potential Radiological Concern from Major NORM Industries in Canada / J. Chen // *Radiation Environment and Medicine*. – 2023. – Vol. 12, № 2. – P. 111–120.
495. Chen, J. On the research needed to better characterise natural radioactivity accumulated in the Arctic by long-range atmospheric transport / J. Chen // *Radiation Protection Dosimetry*. – 2014. – Vol. 158. – № article 369.
496. Christensen, J. High-resolution regional climate model validation and permafrost simulation for the East European Russian Arctic / J. Christensen, P. Kuhry // *Journal of Geophysical Research*. – 2000. – Vol. 105. – P. 29647–29658.
497. Clulow, F. V. Radionuclides (lead-210, polonium-210, thorium-230, and -232) and thorium and uranium in water, sediments, and fish from lakes near the city of Elliot Lake, Ontario, Canada / F. V. Clulow, N. K. Dave, T. P. Lim // *Environmental Pollution*. – 1998. – Vol. 99, № 2. – P. 199–213.
498. Coastal warming under climate change: Global, faster and heterogeneous / R. Varela, M de Castro, J M Dias 3, M Gómez-Gesteira // *Science of The Total Environment*. – 2023. – Vol. 886. – № article 164029.
499. Combined sequential procedure for determination of ¹³⁷Cs, ⁴⁰K, ⁶³Ni, ⁹⁰Sr, ²³⁰,²³²Th, ²³⁴,²³⁸U, ²³⁷Np, ²³⁸,²³⁹+²⁴⁰Pu and ²⁴¹Am applied for a study on contamination of soils near Zarnowiec Lake (Northern Poland) / J. W. Mietelski, R. Kierepko, E. Łokas [et al.] // *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. – 2016. – Vol. 310, № 2. – P. 661–670.
500. Comparing classical and Bayesian ²¹⁰Pb dating models in human-impacted aquatic environments / M. A. Aquino-Lopez, A. C. Ruiz-Fernández, M. Blaauw, J.-A. Sanchez-Cabeza // *Quaternary Geochronology*. – 2020. – Vol. 60. – № article 101106.
501. Concentrations of ²³⁹Pu and ²⁴⁰Pu and their isotopic ratios determined by ICP-MS in soils from the Chernobyl 30-km zone / Y. Muramatsu [et al.] // *Environmental Science & Technology*. – 2000. – Vol. 34. – P. 2913–2917.
502. Continuous impact of mining activities on soil heavy metals levels and human health / G. Tepanosyan [et al.] // *Science of the Total Environment*. – 2018. – Vol. 639. – P. 900–909.
503. Contrasting male and female trends in tobacco-attributed mortality in China: evidence from successive nationwide prospective cohort studies / Z. Che, R. Peto, M. Zhou [et al.] // *Lancet*. – 2015. – Vol. 386, Iss. 10002. – P. 1447–1456.
504. Controlled variation of redox conditions in a floodplain soil: Impact on metal mobilization and biomethylation of arsenic and antimony / T. Frohne, J. Rinklebe, R. A. Diaz-Bone, G. Laing // *Geoderma*. – 2011. – Vol. 160. – P. 414–424.
505. Cooper, M. B. Naturally Occurring Radioactive Materials (NORM) in Australian Industries - Review of Current Inventories and Future Generation / M. B. Cooper. – 2003. – 16 p.
506. Deep structure of the Verkhnetovskaya kimberlite pipe in the Arkhangelsk diamondiferous province according to passive seismic and radiological methods / K. B. Danilov, E. Yu. Yakovlev, N. Afonin, S. V. Druzhinin // *Geophysical Prospecting*. – 2023. – Vol. 71. – P. 1873–1885.
507. DeLaune, R. D. Radionuclide concentrations in Louisiana soils and sediments / R. D. DeLaune, G. L. Jones, C. J. Smith // *Health Physics*. – 1986. – Vol. 51, № 2. – P. 239–244.
508. Deposition of atmospheric ²¹⁰Pb and total beta activity in Finland / J. Paatero, K. Vaaramaa, M. Buyukay [et al.] // *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. – 2015. – Vol. 303. – P. 2413–2420.
509. Determination of ²³⁹Pu, ²⁴⁰Pu, ²⁴¹Pu and ²⁴²Pu at femtogram and attogram levels e evidence for the migration of fallout plutonium in an ombrotrophic peat bog profile /

- F. Quinto, E. Hrnccek, M. Krachler [et al.] // *Environmental Science: Processes & Impacts*. – 2013. – Vol. 15. – P. 839–847.
510. Determination of radionuclide concentration and radiological hazard in soil and water near the uranium tailings reservoir in China / Y. Liu, W. Zhou, B. Gao [et al.] // *Environmental Pollutants and Bioavailability*. – 2021. – Vol. 33, № 1. – P. 174–183.
 511. Development and evaluation of sediment quality guidelines for Florida coastal waters / D. D. Macdonald, R. S. Carr, F. D. Salder [et al.] // *Ecotoxicology*. – 1996. – Vol. 5 (4). – P. 253–278.
 512. Disequilibrium Uranium ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) in Natural Aqueous Objects and Climatic Variations: World Ocean / I. V. Tokarev, E. Y. Yakovlev, S. B. Zykov, I. A. Zimina // *Geochemistry International*. – 2021. – Vol. 59 (9). – P. 857–864.
 513. Distribution of ^{210}Pb and ^{210}Po in boreal forest soil / K. Vaaramaa, L. Aro, D. Solatie, J. Lehto // *Science of The Total Environment*. – 2010. – Vol. 408(24). P. 6165–6171.
 514. Distribution of anthropogenic and naturally occurring radionuclides in soils and lakes of Central Spitsbergen (Arctic) / E. Lokas, Z. Zwoliński, G. Rachlewicz [et al.] // *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. – 2017. – Vol. 311. – P. 707–717.
 515. Distribution of Np and Pu in Swedish lichen samples (*Cladonia stellaris*) contaminated by atmospheric fallout / Patric Lindahl 1, Per Roos, Mats Eriksson, Elis Holm // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2004. – Vol. 73. – P. 73–85.
 516. Distribution of Radioactive Isotopes in Rock and Ore of Arkhangelskaya Pipe from the Arkhangelsk Diamond Province / G. P. Kiselev, E. Yu. Yakovlev, S. V. Druzhinin, S. A. Galkin // *Geology of Ore Deposits*. – 2017. – Vol. 59 (5). – P. 391–406.
 517. Distribution pattern of radionuclides in the soil of mainland China / L. S. Cao, E.-X. Hua, B. Gao [et al.] // *Journal of East China Institute of Technology*. – 2012. – Vol. 35. – P. 167–172.
 518. Dowdall, M. Elevated levels of radium-226 and radium-228 in marine sediments of the Norwegian Trench ("Norskerenna") and Skagerak / M. Dowdall, A. Lepland // *Marine Pollution Bulletin*. – 2012. – № 64. – P. 2069–2076.
 519. Du, E. Soil Moisture Calibration Equations for Active Layer GPR Detection - a Case Study Specially for the Qinghai-Tibet Plateau Permafrost Regions / E. Du, L. Zhao, D. Zou // *Remote Sensing*. – 2020. – Vol. 12 (4). – P. 605.
 520. Du, E. Soil Moisture Calibration Equations for Active Layer GPR Detection - a Case Study Specially for the Qinghai-Tibet Plateau Permafrost Regions / E. Du, L. Zhao, D. Zou // *Remote Sensing*. – 2020. – Vol. 12 (4). – P. 605.
 521. Effect of radioactive emissions due to uranium mining and processing operations at the Priargunsky mining and chemical works on the populace and biota / I. I. Kryshev, T. G. Sazykina, A. I. Kryshev [et al.] // *Atomic Energy*. – 2013. – Vol. 113. – P. 214–218.
 522. Elliot, B. E. Borehole Geophysical Signatures of Kimberlites In Canada / B. E. Elliot, P.G. Killeen, C. J. Mwenifumbo // *Petrophysics*. – 1998. – Vol. 39, Iss. 2. – № article SPWLA-1998-v39n2a3
 523. *Environmental Activities in Uranium Mining and Milling*. – Paris : OECD, 1999. – 177 p.
 524. Environmental impact assessment of radionuclide and metal contamination at the former U sites Taboshar and Digmai, Tajikistan / L. Skipperud, G. Strømman, M. Yunusov [et al.] // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2013. – Vol. 123. – P. 50–62.
 525. *Environmental Modeling for the Hanford Environmental Dose Reconstruction Project* / B. A. Napier, D. B. Shipler, W. T. Farris [et al.] // *Assessing the Radiological Impact of Past Nuclear Activities and Events*, IAEA-TECDOC-755. – Vienna, 1994. – P. 63–77.
 526. Estimation of the Arctic aerosol contributions from local and longrange transport using relationships between ^{210}Pb and ^{212}Pb atmospheric activity concentrations observed by

- Canadian monitoring stations / W. Zhang, J. Chen, K. Ungar, M. Kooke // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2015. – Vol. 141. – P. 123–129.
527. Estimation of the radon production rate in granite rocks and evaluation of the implications for geogenic radon potential maps: A case study in Central Portugal / A. Pereira, R. Lamas, M. Miranda [et al.] // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2017. – Vol. 166. – P. 270–277.
 528. Euratom Horizon. RadoNorm Programme / European Atomic Energy Community, 2020 –URL: <https://www.radonorm.eu/>
 529. Evaluation of guidelines for exposures to technologically enhanced naturally occurring radioactive materials committee on evaluation of EPA guidelines for exposure to naturally occurring radioactive material. – Washington (DC) : National Academies Press, 1999. – 294 p.
 530. Exposure to radiation from the natural radioactivity in building materials : report by an NEA Group of Experts. – Paris : OECD Publishing, 1979. – 34 p.
 531. Fadeyi, S. Aeromagnetic and Radiometric (Thorium) Data Interpretation for Kimberlite pipes occurrence in Malumfashi North-Central Nigeria / S. Fadeyi, C. Amos-Uhegbu, A. Adigun // *Communication in Physical Sciences*. – 2021. – Vol. 7 (4). – P. 348–362.
 532. Fianco, C. B. Phosphorite prospection using ground gamma spectrometry in Northeast Goias state, Brazil / C. B. Fianco, R. M. Vidotti, A. C. B. Pires // *Revista Brasileira de Geofisica*. – 2014. – Vol. 32, № 4. – P. 721–733.
 533. Fingerprint of the geographic and climate evolution of the Baltic-White Sea region in the Late Pleistocene-Holocene in groundwater stable isotopes (2H, 18O) / I. V. Tokarev, G. S. Borodulina, D. A. Subetto [et al.] // *Quaternary International*. – 2019. – Vol. 524. – P. 76–85.
 534. Fractionation of ¹³⁷Cs and Pu in natural peatland / J. Mihalik, M. Bartusková, Z. Hölggye [et al.] // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2014. – Vol. 134. – P. 14–20.
 535. Fracturing-induced release of radiogenic ⁴He and ²³⁴U into groundwater during the last deglaciation: An alternative source to crustal helium fluxes in periglacial aquifers / P. Mejean, D. L. Pinti, B. Ghaleb, M. Larocque // *Water Resources Research*. – 2017. – Vol. 53. – P. 5677–5689.
 536. Gambrell, R. P. Trace and toxic metals in wetlands : a review / R. P. Gambrell // *Journal of Environmental Quality*. – 1994. – Vol. 23. – P. 883–891.
 537. Gao, S. Analysis of groundwater flow through low-latitude alpine permafrost by model simulation: a case study in the headwater area of Yellow River on the Qinghai-Tibet Plateau, China / S. Gao, H. Jin, Q. Wu // *Hydrogeology Journal*. – 2023. – Vol. 31. – P. 789–811.
 538. Giri, S. Evaluation of radionuclides in groundwater around proposed uranium mining sites in Bagjata and Banduhurang, Jharkhand (India) / S. Giri, G. Singh, V. N. Jha // *Radioprotection*. – 2011. – Vol. 46, № 1. – P. 39–57.
 539. Global desertification vulnerability to climate change and human activities / J. Huang, G. Zhang, Y. Zhang [et al.] // *Land Degrad.* – 2020. – Vol. 31. – P. 1380–1391.
 540. Glover, P. W. J. Increased radon exposure from thawing of permafrost due to climate change / P. W. J. Glover, M. Blouin // *Earth's Future*. – 2022. – Vol. 10. – № article e2021EF002598.
 541. Goulet, R. R. Uranium - Fish Physiology / R. R. Goulet, C. Fortin, D. J. Spry // Academic Press. – 2011. – Vol. 31, Part B. – P. 391–428.
 542. Ground water quality evaluation near mining area and development of heavy metal pollution index / B. Prasad [et al.] // *Applied Water Science*. – 2014. – Vol. 4. – P. 11–17.
 543. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data / International Atomic Energy Agency. – Vienna : IAEA, 2003. – 179 p.

544. Gwynn, J. P. The effect of climate change on sources of radionuclides to the marine environment / J. P. Gwynn, V. Hatje, N. Casacuberta // *Communication Earth & Environment*. – 2024. – Vol. 5. – № article 135.
545. Heavy metals in river surface sediments affected with multiple pollution sources, South China: Distribution, enrichment and source apportionment / J. Liao, J. Chen, X. Ru, H. Wu [et al.] // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2017. – Vol. 176. – P. 9–19.
546. Heeb C. M. Iodine-131 Releases from the Hanford Site, 1944 through 1947. PNWD2033 HEDR. Vol. 1-2 / C. M. Heeb; Battelle Pacific Northwest Laboratories. – Richland, Washington, USA, 1992.
547. Husson, O. Redox potential (Eh) and pH as drivers of soil/plant/microorganism systems: a transdisciplinary overview pointing to integrative opportunities for agronomy / O. Husson // *Plant and Soil*. – 2013. – Vol. 362. – P. 389–417.
548. Ice free conditions in Novaya Zemlya 35 000–30 000 cal. years B.P. as indicated by radiocarbon ages and amino acid racemization evidence from marine mollusks / J. Mangerud, D. Kaufman, J. Hansen, J. I. Svendsen // *Polar Research*. – 2008. – Vol. 27. – P. 187–208.
549. Impact of population aging on future temperature-related mortality at different global warming levels / K. Chen, Evan de Schrijver, S. Sivaraj, [et al.] // *Nature Communications*. – 2024. – Vol. 15. – № article 1796.
550. Impacts of a warming Arctic: arctic climate impact assessment : ACIA overview report. – Cambridge : Cambridge University Press, 2004. –140 p.
551. Impacts of degrading permafrost on streamflow in the source area of Yellow River on the Qinghai-Tibet plateau, China / Q. Ma, H. Jin, V. Bense [et al.] // *Advances in Climate Change Research*. – 2020. – Vol. 10 (4). – P. 225–239.
552. Improving the 210Pb-chronology of Pb deposition in peat cores from Chao de Lamoso (NW Spain) / C. Olid, J. Garcia-Orellana, P. Macque [et al.] // *Science of The Total Environment*. – 2016. – Vol. 541. – P. 1222–1231.
553. In Conditions of Permafrost Thawing: Simulation Experiment / A. V. Puchkov, E. V. Berezina, E. Yu. Yakovlev [et al.] // *Geography, Environment, Sustainability*. – 2022. – Vol. 15 (3). – P. 5–18.
554. In Situ Determination of Radioactivity Levels and Radiological Doses in and around the Gold Mine Tailing Dams, Gauteng Province, South Africa / P. M. Moshupya, S. Mohuba, T. A. Abiye [et al.] // *Minerals*. – 2022. – Vol. 12. – № article 1295.
555. Incidence of adverse biological effects within ranges of chemical concentrations in marine and estuarine sediments / E. R. Long, D. D. Macdonald, S. L. Smith, F. D. Calder [et al.] // *Environmental Management*. – 1995. – Vol. 19 (1). – P. 81–97.
556. Incorporation of radiometric tracers in peat and implications for estimating accumulation rates / S. V. Hansson, J. M. Kaste, C. Olid, R. Bindler // *Science of The Total Environment*. – 2014. – Vol. 493. – P. 170–177.
557. Independent environmental monitoring program: Cigar Lake operation / CNSC. – 2021. – URL: <http://nuclearsafety.gc.ca/eng/resources/maps-of-nuclear-facilities/iemp/cigar-lake.cfm>.
558. Integrating climate change induced flood risk into future population projections / E. G. Shu, J. R. Porter, M. E. Hauer [et al.] // *Nature Communications*. – 2023. – Vol. 14. – № article 7870.
559. Is it possible to estimate atmospheric deposition of heavy metals by analysis of terrestrial mosses? / J. R. Aboal, J. A. Fernandez, T. Boquete, A. Carballeira // *Science of The Total Environment*. – 2010. – Vol. 408. – P. 6291–6297.
560. Isotope hydrology of the Chalk River Laboratories site, Ontario, Canada / Z. Peterman, L. A. Neymark, K.-J. King-Sharp, M. Gascoyne // *Applied Geochemistry*. – 2016. – Vol. 66. – P. 149–161.

561. Isotopes of uranium in the waters of mine tailings Kadzhi-Sai / I. Matveyeva, S. Nazarkulova, B. Uralbekov [et al.] // Chemical Bulletin of Kazakh National University. – 2015. – Vol. 80 (4). – P. 60–67.
562. Joosten, H. Peatlands, climate change mitigation and biodiversity conservation / H. Joosten. – Denmark : Nordic Council of Ministers, 2015. – 16 p.
563. Karam, P. A. Naturally Occurring Radioactive Materials (NORM) and Technologically Enhanced NORM (TENORM) / P. A. Karam, B. J. Vetter. – Wisconsin : Medical Physics Publishing Madison, 2019. – 550 p.
564. Keith, S. Environmental Activities in Uranium Mining and Milling / S. Keith, O. Faroon, N. Roney. – Washington : Agency for Toxic Substances and Disease Registry, 2013. – 177p.
565. Kelley, M. Global distribution of Pu isotopes and ^{237}Np / M. Kelley, L. A. Bond, T. M. Beasley // Science of The Total Environment. – 1999. – Vol. 237 (238). – P. 483–500.
566. Kershaw, P. The transfer of reprocessing wastes from north-west Europe to the Arctic / P. Kershaw, A. Baxter // Deep Sea Research. Part II : Topical Studies in Oceanography. – 1995. – Vol. 42, Iss. 6. – P. 1413–1448.
567. Khati, T. Kimberlite-Country Rock Contact Delineation at Finsch Diamond Mine / T. Khati, M. Matabane // The Southern African Institute of Mining and Metallurgy. – 2019. – Vol. 7.
568. Kimball, D. The Nuclear Testing Tally [Electronic resource] / D. Kimball. – Washington DC: The Arms Control Association, 2023. – URL: <https://www.armscontrol.org/factsheets/nuclear-testing-tally>
569. Klaminder, J. The origin of lead in the organic horizon of tundra soils: Atmospheric deposition, plant translocation from the mineral soil or soil mineral mixing? / J. Klaminder, J. G. Farmer, A. B. MacKenzie // Science of The Total Environment. – 2011. – Vol. 409, № 20. – P. 4344–4350.
570. Kotlyakov, V. Permafrost. Land Resources of Russia : data basin / V. Kotlyakov, T. Khromova – 2012. – URL: <https://databasin.org/datasets/adc2b171a9b04143bf990f8c76140f5e/>.
571. Kresting, A. B. Plutonium transport in the environment / A. B. Kresting // Inorganic Chemistry. – 2013. – Vol. 52, № 7. – P. 3533–3546.
572. Late Pleistocene glacial and lake history of Northwestern Russia / E. Larsen, K. H. Kjaer, I. N. Demidov [et al.] // Boreas. – 2006. – Vol. 35, № 3. – P. 394–424.
573. Late quaternary ice sheet history of Northern Eurasia / J. I. Svendsen [et al.] // Quaternary Science Reviews. – 2004. – Vol. 23, № 11–13. – P. 1229–1271.
574. Late Quaternary stratigraphy of western Yamal Peninsula, Russia: new constraints on the configuration of the Eurasian ice sheet / S. L. Forman, Ó. Ingólfsson, V. Gataulin [et al.] // Geology. – 1999. – № 27. – P. 807–810.
575. Lateglacial and early-Holocene environments of Novaya Zemlya and the Kara Sea Region of the Russian Arctic / L. Serebryanny, A. Andreev, E. Malyasova, [et al.] // The Holocene. – 1998. – Vol. 8, № 3. – P. 323–330.
576. Levels and transfer of ^{210}Po and ^{210}Pb in Nordic terrestrial ecosystems / J. E. Brown, R. Gjelsvik, P. Roos, [et al.] // Journal of Environmental Radioactivity – 2011. – Vol. 102(5). – P. 430–437.
577. Lim, A. Organic matter, nutrients, and colloidal trace elements in pore waters, dispersed ice and aqueous leachates from mineral soils of the permafrost region / A. Lim, S. Loiko, O. S. Pokrovsky // Geoderma. – 2025. – Vol. 463. – № article 98.
578. Local variations of the volume activity of radon over kimberlite pipes of the Arkhangelsk diamondiferous province / G. P. Kiselev, E. Yu. Yakovlev, S. V. Druzhinin, A. S. Galkin // Environmental Earth Sciences. – 2018. – Vol. – № 77. – P. 568. (1)

579. Long, E. R. Calculation and uses of mean sediment quality guideline quotients: a critical review / E. R. Long, C. G. Ingersoll, D. D. MacDonald // *Environmental Science & Technology*. – 2006. – Vol. 40 (6). – P. 1726–1736.
580. Long, E. R. Predicting toxicity in marine sediments with numerical sediment quality guidelines / E. R. Long, L. J. Field, D. D. MacDonald // *Environmental Toxicology and Chemistry*. – 1998. – Vol. 17 (4). – P. 714–727.
581. Long, E. R. Recommended uses of empirically derived, sediment quality guidelines for marine and estuarine ecosystems / E. R. Long, D. D. MacDonald // *Human and Ecological Risk Assessment: An International Journal*. – 1998. – Vol. 4 (5). – P. 1019–1039.
582. Long-range tropospheric transport of uranium and plutonium weapons fallout from Semipalatinsk nuclear test site to Norway / CatoWendel, L. Keith Fifield, Deborah Helen Oughton [et al.] // *Environment International*. – 2013. – Vol. 59. – P. 92–102.
583. Lubis, A. A. Constant rate of supply (CRS) model for determining the sediment accumulation rates in the coastal area using 210Pb / A. A. Lubis // *Journal of Coastal Development*. – 2006. – Vol. 10, № 1. – P. 9–18.
584. MacDonald, D. D. Development and evaluation of consensus-based sediment quality guidelines for freshwater ecosystems / D. D. MacDonald, C. G. Ingersoll, T. A. Berger // *Archives of Environmental Contamination and Toxicology*. – 2000. – Vol. 39 (1). – P. 20–31.
585. Macias-Verde, D. Same pollution sources for climate change might be hyperactivating the NLRP3 inflammasome and exacerbating neuroinflammation and SARS mortality / D. Macias-Verde, P. C. Lara, J. Burgos-Burgos // *Medical Hypotheses*. – 2021. – Vol. 146. – № article 110396.
586. MacKenzie, A. B. Isotopic evidence of the relative retention and mobility of lead and radiocaesium in Scottish ombrotrophic peats / A. B. MacKenzie, J. G. Farmer, C. L. Sugden // *Science of The Total Environment*. – 1997. – Vol. 203. – P. 115–127.
587. Malov, A. Estimation of uranium migration parameters in sandstone aquifers / A. Malov // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2016. – № 153. – P. 61–67.
588. Malov, A. I. Distribution of Uranium Isotopes in Sandy Deposits by Sequential Extraction / A. I. Malov, S. B. Zykov, A. S. Tyshov // *Minerals*. – 2021. – Vol. 11. – № article 467.
589. Malov, A. I. The Influence of DOC on the Migration Forms of Elements and Their Sedimentation from River Waters at an Exploited Diamond Deposit (NW Russia) / A. I. Malov, E. S. Sidkina, E. V. Cherkasova // *Water*. – 2023. – Vol. 15. – № article 2160.
590. Malov, A. I. Transformation of the chemical composition of surface waters in the area of the exploited Lomonosov diamond deposit (NW Russia) / A. I. Malov // *Environmental Science and Pollution Research*. – 2018. – Vol. 25. – P. 33620–33636.
591. Managing Environmental and Health Impacts of Uranium Mining / Nuclear Energy Agency. – Paris : OECD NEA, 2014. – 144 p.
592. Mairing, A. Radon tightness of different sample sealing methods for gamma spectrometric measurements of 226Ra / A. Mairing, T. Gafvert // *Applied Radiation and Isotopes*. – 2013. – Vol. 81. – P. 92–95.
593. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian / J. I. Svendsen, V. I., Astakhov, D. Yu. Bolshiyakov [et al.] // *Boreas*. – 1999. – Vol. 28. – P. 234–242.
594. McDowall, G. Radon emanometry over some kimberlites and lamproites in Southern and Western Botswana / G. McDowall, H. Koketso // 53rd EAEG Meeting. – 1991. – URL: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201410794>.

595. Measurement of plutonium isotopes, ^{239}Pu and ^{240}Pu , in air-filter samples from Seville (2001–2002) / E. Chamizo, M. García-León, S.M. Enamorado [et al.] // *Atmospheric Environment*. – 2010. – Vol. 44. – P. 1851–1858.
596. Mietelski, J. W. Plutonium in the environment of Poland (a review) / J. W. Mietelski // *Radioactivity in the Environment*. – 2001. – Vol. 1. – P. 401–412.
597. Minkin, L. Thermal diffusion of radon in porous media / L. Minkin // *Radiation Protection Dosimetry*. – 2003. – Vol. 106, № 3. – P. 267–272.
598. Miroshnikov, A. Radioecological and geochemical peculiarities of cryoconite on Novaya Zemlya glaciers / A. Miroshnikov, M. Flint, E. Asadulin // *Scientific Reports*. – 2021. – Vol. 11. – № article 23103.
599. Modeling the downward transport of ^{210}Pb in Peatlands: Initial Penetration Constant Rate of Supply (IP-CRS) model / C. Olid, D. Diego, J. Garcia-Orellana [et al.] // *Science of The Total Environment*. – 2013. – Vol. 443. – P. 597–607.
600. Modelling lead (II) sorption to ferrihydrite and soil organic matter / J. P. Gustafsson [et al.] // *Environmental Chemistry*. – 2011. – Vol. 8(5). P. 485–492
601. Mokrik, R. Interpretation of the anomalous groundwater chemistry and $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio disequilibrium in the northern part of the Baltic region / R. Mokrik, V. Samalavicius // *Lithuanian Journal of Physics*. – 2022. – Vol. 62 (1). – P. 21–43.
602. Monte Carlo uncertainty calculation of ^{210}Pb chronologies and accumulation rates of sediments and peat bogs / J. A. Sanchez-Cabeza, A. C. Ruiz-Fernández, J. F. Ontiveros Cuadras [et al.] // *Quaternary Geochronology*. – 2014. – Vol. 23. – P. 80–93.
603. Mwenifumbo, C. J. Gamma-ray logging and radioelement distribution in the Fort de la corne kimberlite pipe 169 / C. J. Mwenifumbo, B. A. Kjarsgaard // *Exploration and Mining Geology*. – 1999. – № 8 (12). – P. 137–147.
604. Natural radioactivity levels in soils, rocks and water at a mining concession of Perseus gold mine and surrounding towns in Central Region of Ghana / A. Faanu, O. K. Adukpo, L. Tettey-Larbi [et al.] // *SpringerPlus*. – 2016. – Vol. 5. – № article 98.
605. Naughten, K. A. Unavoidable future increase in West Antarctic ice-shelf melting over the twenty-first century / K. A. Naughten, P. R. Holland, J. De Rydt // *Nature Climate Change*. – 2023. – Vol. 13. – P. 1222–1228.
606. Nordberg, G. F. *Handbook of the Toxicology of Metals* / G. F. Nordberg, B. A. Fowler, M. Nordberg. – Amsterdam : Elsevier, 2007. – 1542 p. – URL: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-369413-3.X5052-6> 2007.
607. Nordyke, M. D. The Soviet program for peaceful uses of nuclear explosions / M. D. Nordyke // *Science and Global Security*. – 1998. – Vol. 7. – P. 1–117.
608. Northern smoking, drinking rates highest in Canada: 2014 health report [Electronic resource]. – CBC, 2015. – URL: <https://www.cbc.ca/news/canada/north/northern-smoking-drinking-rates-highest-in-canada-2014-health-report-1.3125120>.
609. Oughton, D. Mobilisation of ^{137}Cs and ^{90}Sr from sediments: potential sources to arctic waters / D. Oughton, B. Salbu, L. Skipperud // *Science of the Total Environment*. – 1997. – Vol. 202. – P. 155–165.
610. Paatero, J. Lichen (sp. *Cladonia*) as a deposition indicator for transuranium elements investigated with the Chernobyl fallout / J. Paatero, T. Jaakkola, S. Kulmala // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 1998. – Vol. 38, Iss. 2. – P. 223–247.
611. Parry, L. E. Comparative dating of recent peat deposits using natural and anthropogenic fallout radionuclides and Spheroidal Carbonaceous Particles (SCPs) at a local and landscape scale / L. E. Parry, D. J. Charman, W. H. Blake // *Quaternary Geochronology*. – 2013. – Vol. 15. – P. 11–19.
612. Paschoa, A. S. Naturally occurring radioactive materials (NORM) and petroleum origin / A. S. Paschoa // *Applied Radiation and Isotopes*. – 1997. – Vol. 48, Iss. 10–12. – P. 1391–1396.

613. Paus, A. Late Weichselian (Valdaian) and Holocene vegetation and environmental history of the northern Timan Ridge, European Arctic Russia / A. Paus, J. I. Svendsen, A. Matiouchkov // *Quaternary Science Reviews*. – 2003. – Vol. 22, Iss. 21-22. – P. 2285–2302.
614. Persson, B. R. 210Pb-Atmospheric deposition in lichen-carpets in northern Sweden during 1961-1969 / B. R. Persson // *Tellus*. – 1970. – Vol. 22, Iss. 5. – P. 564–571.
615. Plutonium in soils from northeast China and its potential application for evaluation of soil erosion / Y. Xu, J. Qiao, X. Hou, S. Pan // *Scientific Reports*. – 2013. – Vol. 3. – P. 1–8.
616. Plutonium isotope ratios in the Yenisey and Ob estuaries / L. Skipperud, D. H Oughton, L.K. Fifield [et al.] // *Applied Radiation and Isotopes*. – 2004. – Vol. 60, № 2–4. – P. 589–593.
617. Popic, J. M. Assessing the exposure situations with naturally occurring radioactive materials across European countries by means of the e-NORM survey [Electronic resource] / J. M. Popic, L. Urso, B. Michalik // *Science of The Total Environment*. – 2023. – Vol. 905. – № article 167065.
618. Population living on permafrost in the Arctic / J. Ramage, L. Junsberg, S. Wang [et al.] // *Population and Environment*. – 2021. – Vol. 43. – P. 22–38.
619. Potential radon risk in permafrost regions of the Northern Hemisphere under climate change: A review / S. Zhang, D. Jin, H J Jin [et al.] // *Earth-Science Reviews*. – 2024. – Vol. 250. – № article 104684.
620. Prandle, D. Sensitivity of estuaries to sea level rise: vulnerability indices / D. Prandle, A. Lane // *Estuar. Coast. Shelf Sci*. – 2015. – Vol. 160. – P. 60–68.
621. Precise determination of the open ocean 234U/238U composition / M. B. Andersen, S. H. Stirling, B. Zimmermann, A. N. Hallidey // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2010. – Vol. 11. – № article Q12003.
622. Prediction of 137Cs deposition from atmospheric nuclear weapons tests within the Arctic / S. M. Wright [et al.] // *Environmental Pollution*. – 1999. – Vol. 104, Iss. 1. – P. 131–143.
623. Preiss, N. A compilation of data on lead-210 concentration in surface air and fluxes at the air-surface and water-sediment interfaces / N. Preiss, M.-A. Mteieres, M. Pourchet // *Journal of Geophysical Research*. – 1996. – Vol. 101. – P. 28847.
624. Processes controlling 234U and 238U isotope fractionation and helium in the groundwater of the St. Lawrence Lowlands, Quebec: The potential role of natural rock fracturing / P. Mejean, D. L. Pinti, M. Larocque [et al.] // *Applied Geochemistry*. – 2016. – Vol. 66. – P. 198–209.
625. Provost, A. M. Glaciation and regional groundwater flow in the Fennoscandian Shield / A. M. Provost, C. I. Voss, C. E. Neuzil // *Swedish Nuclear Power Inspectorate Tech. Rep*. – 1998. – Vol. 96. – P. 11.
626. Puchkov, A. V. Activity Concentrations of Cs-137, Sr-90, Am-241, Pu-238, and Pu-239+240 and an Assessment of Pollution Sources Based on Isotopic Ratio Calculations and the HYSPLIT Model in Tundra Landscapes (Subarctic Zone of Russia) / A. V. Puchkov, E. Yu. Yakovlev // *Applied Sciences*. – 2023. – Vol. 13, № 23. – № article 12952.
627. Pusz, W. Airborne fungi in Longyearbyen area (Svalbard, Norway) – case study / W. Pusz, J. Urbaniak // *Environ Monit Assess*. – 2021. – Vol. 193. – № article 290.
628. Radiation Protection and Safety of Radiation Sources: International Basic Safety Standards: General Safety Requirements. – Vienna : IAEA, 2011. – 471 p.
629. Radioactive contamination in the Arctic--sources, dose assessment and potential risks / P. Strand, B. J. Hovard, A. Aarcrog [et al.] // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2002. – Vol. 60, № 1–2. – P. 5–21.
630. Radioactive investigation of the impact the Kostomuksha mining enterprise on the radioecological state of adjacent areas, the republic of Karelia, the Russian Federation /

- G. P. Kiselev, E. Yu. Yakovlev, S. B. Druzhinin [et al.] // *Environmental Earth Sciences*. – 2018. – Vol. – № 77. – P. 264. (2)
631. Radioactivity in the environment around past radium and uranium mining sites of Portugal / F. P. Carvalho, M. J. Madruga, M. C. Reis [et al.] // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2007. – Vol. 96, Iss. 1-3. – P. 39–46.
 632. Radium-226 in cattails, *Typha latifolia*, and bone of muskrat, *Ondatra zibethica* (L.), from a watershed with uranium tailings near the city of Elliot Lake, Canada / M. A. Mirka, F. V. Clulow, N K Davé, T P Lim // *Environmental Pollution*. – 1996. – Vol. 91, Iss. 1. – P. 41–51.
 633. Radon in homes and risk of lung cancer: collaborative analysis of individual data from 13 European case-control studies / S. Darby, D. Hill, J. M. Barros-Dias [et al.] // *British Medical Journal*. – 2005. – Vol. 330. – № article 223.
 634. Ramadass, G. Structural analysis of airborne radiometric data for identification of kimberlites in parts of Eastern Dharwar Craton / G. Ramadass, A. SubhashBabu, G. Udaya Laxmi // *International Journal of Science and Research*. – 2015. – Vol. 4 (4). – P. 2375– 2388.
 635. Rapid acidification of the Arctic Chukchi Sea waters driven by anthropogenic forcing and biological carbon recycling / D. Qi, Y. Wu, L. Chen [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2022. – Vol. 49, Iss. 4. – № article e2021GL097246.
 636. Realo, E. Natural radionuclides in radium-rich soils in North-East Estonia / E. Realo, K. Realo // *The Natural Radiation Environment VII : Seventh International Symposium on the Natural Radiation Environment (NRE-VII)*. – Rhodes, Greece, 2005. – P. 140–149.
 637. Regionally sourced bioaerosols drive high-temperature ice nucleating particles in the Arctic / G. Pereira Freitas, K. Adachi, F. Conen [et al.] // *Nature Communications*. – 2023. – Vol. 14. – № article 5997.
 638. Rekacewicz, P. Radioactive, chemical and biological hazards in Central Asia / P. Rekacewicz // *UNEP/GRID-Arendal*. – 2006. – URL: <https://www.grida.no/resources/7390>
 639. Report to the General Assembly with Scientific Annexes. Scientific Annex B. Exposures of the public and workers from various sources of radiation : UNSCEAR 2017 report. – NY : United Nations, 2017. – P. 135–240.
 640. Rigol, A. An overview of the effect of organic matter on soil–radiocaesium interaction: implications in root uptake / A. Rigol, M. Vidal, G. Rauret // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2002. – Vol. 58. – P. 191–216.
 641. Rosen, K. ¹³⁷Cs in a raised bog in central Sweden / K. Rosen, M. Vinichuk, K. J. Johanson // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2009. – Vol. 100. – P. 534–539.
 642. Roux, G. L. Constructing recent peat accumulation chronologies using atmospheric fall-out radionuclides / Roux G. L., W. A. Marshall // *Mires and Peat*. – 2011. – Vol. 7. – № article 08. – P. 1–14.
 643. Rowland, R. E. Radium in humans: A review of U.S. studies / R. E. Rowland. – Illinois : Argonne National Laboratory, 1994. – 246 p.
 644. Rudnick, R. L. Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry* / R. L. Rudnick, S. Gao. – Oxford : Elsevier, 2014. – 51 p.
 645. Safety Glossary. Terminology used in nuclear safety and radiation protection – 2018 Edition / International Atomic Energy Agency. – Vienna : IAEA, 2022. – 278 p.
 646. Schleich, N. Natural and artificial radionuclides in forest and bog soils: Tracers for migration processes and soil development / N. Schleich, D. Degering, S. Unterricker // *Radiochimica Acta*. – 2000. – Vol. 88. – P. 803–808.
 647. Siberian river run-off and late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic ocean: preliminary results / R. Stein, F. Niessen, k. Dittmers [et al.] // *Polar Research*. – 2002. – Vol. 21, № 2. – P. 315–322.

648. Siemon, B. Airborne Electromagnetic and Radiometric Peat Thickness Mapping of a Bog in Northwest Germany (Ahlen-Falkenberger Moor) / B. Siemon, M. Ibs-von Seht, S. Frank // *Remote Sensing*. – 2020. – Vol. 12(2). – P. 203.
649. Signature of the last shelf-centered glaciation at a key section in the Pechora basin, Arctic Russia / J. Tveranger, V. Astakhov, J. Mangerud, J. I. Svendsen // *Journal of Quaternary Science*. – 1998. – Vol. 13, Iss. 3. – P. 189–203.
650. Silva, A. Inference of minerals at Redondão kimberlite crater, Parnaíba Basin, Brazil, based on interpretation of airborne gamma-ray spectrometry and ASTER data / A. Silva // *Journal of the Geological Survey of Brazil*. – 2024. – Vol. 7. – P. 19–33.
651. Silva, M. L. Uranium isotopes in groundwater occurring at Amazonas State, Brazil / M. L. Silva, D. M. Bonotto // *Applied Radiation and Isotopes*. – 2015. – Vol. 97. – P. 24–33.
652. Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / IPCC. – Geneva : IPCC, 2023. – 81 p.
653. Skancke, J. Long-term fate of Ra-226 originating from offshore produced water discharges / J. Skancke, T. Nordam. – Trondheim : SINTEF, 2016. – 23 p.
654. Sofield, R. M. Uranium. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences [Electronic resource] / R. M. Sofield, C. Kantar. – Elsevier, 2013. – URL: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.00804-6>.
655. Sources and Effects of Ionizing Radiation / UNSCEAR. – Vienna : IAEA, 1993. – 320 p.
656. Sources and effects of ionizing radiation : report to the General Assembly with Annexes / UNSCEAR. – New York : United Nations, 2000. – 659 p.
657. Sources and vertical distribution of ¹³⁷Cs, ²³⁸Pu, ²³⁹⁺²⁴⁰Pu and ²⁴¹Am in peat profiles from southwest Spitsbergen / E. Lokas, J. Mietelsky, M. Ketterer [et al.] // *Applied Geochemistry*. – 2013. – Vol. 28. – P. 100–108.
658. Stable (²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb) and radioactive (²¹⁰Pb) lead isotopes in one year of growth of Sphagnum moss from four ombrotrophic bogs in southern Germany: geochemical significance and environmental implications / W. Shotyk, H. Kempter, M. Krachler [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2015. – Vol. 163. – P. 101–125.
659. Stephenson, M. T. Components of Produced Water: A Compilation of Industry Studies / M. T. Stephenson // *Journal of Petroleum Technology*. – 1992. – Vol. 44. – P. 548–603.
660. Stewart, C. Share of daily smokers in Greenland in 2018, by age and gender [Electronic resource] / C. Stewart // *State of Health*. – 2020. – URL: <https://www.statista.com/statistics/1024525/share-of-daily-smokers-in-greenland-by-age-and-gender/>.
661. Strack, M. Peatlands and Climate Change / M. Strack. – Jyväskylä : International Peat Society. 2008. – 414 p.
662. Suksi, J. Variations in ²³⁴U/²³⁸U activity ratios in groundwater – A key to flow system characterisation? / J. Suksi, K. Rasilainen, P. Pitkänen // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 2006. – Vol. 31. – P. 556–571.
663. Summary of low-dose radiation effects on health : UNSCEAR 2010 report. – Vienna, 2010. – 106 p. – (UN Publications).
664. Taylor, S. R. Planetary crusts: Their composition, origin and evolution / S. R. Taylor, S. M. McLennan. – Cambridge : Cambridge University Press, 2009. – 400 p.
665. Technologically enhanced naturally occurring radioactive materials in the oil industry (TENORM). A review / F. Bou-Rabee [et al.] // *Nukleonika*. – 2009. – Vol. 54, № 1. – P. 3–9.
666. Temporal variability of Pu signatures in a ²¹⁰Pb-dated Sphagnum peat profile from the Northern Ural, Russian Federation / A. Cwanek, E. Łokas, E. A. D. Mitchell [et al.] // *Chemosphere*. – 2021. – Vol. 281. – № article 130962.
667. Terrestrial Snow Cover / Mudryk, R. Brown, C. Derksen [et al.] // *Arctic report card-2018 / NOAA in the Arctic : an official website of the United States government*. – 2018. – 114 p. – URL: <https://arctic.noaa.gov/report-card/report-card-2018>.

668. Testing the accuracy of quartz OSL dating using a known age Eemian site on the Sula river, Northern Russia / A. S. Murray, J. I. Svendsen, J. Mangerud, V. Astakhov // *Quaternary Geochronology*. – 2007. – Vol. 2. – P. 102–109.
669. Thang, N. V. Uranium isotopes in groundwater in Ho Chi Minh City and related issues: Health risks, environmental effects, and mitigation methods / N. V. Thang, H. N. P. Thu, L. C. Hao // *Journal of Contaminant Hydrology*. – 2022. – Vol. 245. – № article 103941.
670. The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979 / M. Rantanen [et al.] // *Communications Earth & Environment*. – 2022. – Vol.3. – P. 1-11.
671. The tracing of riverine U in Arctic seawater with very precise $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ measurements / M. B. Andersen, C. H. Stirling, D. Porcelli [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2007. – Vol. 259. – P. 171–185.
672. Thomas, P. An estimation of radiation doses to benthic invertebrates from sediments collected near a Canadian uranium mine / P. Thomas, K. Liber // *Environment International*. – 2001. – Vol. 27, № 4. – P. 341–353.
673. Tokarev, I. V. Non-Equilibrium Uranium as an Indicator of Global Climate Variations – The World Ocean and Large Lakes / I. V. Tokarev, E. Yu. Yakovlev // *Water*. – 2021. – Vol. 13(24). – № article 3514.
674. Trace metals in surface water of the Pechora River and its tributaries: Content, water quality and risks assessment (Arctic Ocean basin) / E. Yu. Yakovlev, S. Druzhinin, A. Druzhinina [et al.] // *Marine Pollution Bulletin*. – 2023. – Vol. 194, part B. – № article 115317.
675. Transformation of an Oligotrophic Sphagnum Bog during the Process of Rewetting / T. Ponomareva, S. Selyanina, A. Shtang [et al.] // *Land*. – 2021. – Vol. 10. – P. 670.
676. Treaty banning nuclear weapon tests in the atmosphere, in outer space and under water. – NY : United Nations, 1963. – P. 44-48. – (United Nations – Treaty Series 1963).
677. Tsyganov, V. Target-specific airborne geophysical forecast-exploration technology for diamond deposits / V. Tsyganov, R. Kontarovich // *International Kimberlite Conference: Extended Abstracts*. – 1998. – Vol. 7, № 1. – P. 929–931.
678. Tuovinen, H. P. Mobilization of natural uranium series radionuclides at three mining sites in Finland: academic dissertation / Hanna Pauliina Tuovinen. – Helsinki, 2015. – 56 p.
679. Twenty-first century ocean warming, acidification, deoxygenation, and upper-ocean nutrient and primary production decline from CMIP6 model projections / L. Kwiatkowski [et al.] // *Biogeosciences*. – 2020. – Vol. 17. – P. 3439–3470.
680. Uranium distribution in mineral phases of rock by sequential extraction procedure / N. Yanase, T. Nichtingale, T. E. Payne, P. Duerden // *Radiochimica Acta*. – 1991. – Vol. 52. – P. 387–393.
681. Valentine, P. C. Sediment classification and the characterization, identification, and mapping of geologic substrates for the glaciated Gulf of Maine seabed and other terrains, providing a physical framework for ecological research and seabed management : U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2019–5073 / P. C. Valentine. – 2019. – 37 p.
682. Versteeg, J. K. Report on reevaluation of airborne geophysical anomalies, Guaniamo area, Venezuela / J. K. Versteeg, N. R. Paterson. – Toronto, Ontario: Paterson, Grant & Watson Limited, 1997.
683. Vile, M. A. Mobility of Pb in Sphagnum-derived peat / M. A. Vile, K. R. Wieder, M. Novak // *Biogeochemistry*. – 1999. – Vol. 45. – P. 35–52.
684. Vinichuk, M. M. ^{137}Cs in the fungal compartments of Swedish forest soils / M. M. Vinichuk, K. J. Johanson, A. Taylor // *Science of The Total Environment*. – 2004. – Vol. 323. – P. 243–251.
685. Wang, M. A triple increase in global river basins with water scarcity due to future pollution / M. Wang, B. L. Bodirsky, R. Rijneveld // *Nat Commun*. – 2024. – Vol. 15. – № article 880.

686. Water-rock interaction and residence time of groundwater inferred by $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ disequilibria in the Tunisian Continental Intercalaire aquifer system / J. O. Petersen, P. Deschamps, B. Hamelin [et al.] // *Procedia Earth and Planetary Science*. – 2013. – Vol. 7. – P. 685–688.
687. Webster, I. T. Modelling the effect of salinity on radium desorption from sediments / I. T. Webster, G. J. Hancock, A. S. Murray // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1996. – Vol. 59. – P. 2469–2476.
688. Wedepohl, K. H. The composition of the Continental Crust / K. H. Wedepohl // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1995. – Vol. 59 (7). – P. 1217–1232.
689. Wei, X. F. Plastic pollution amplified by a warming climate / X. F. Wei, W. Yang, M. S. Hedenqvist // *Nature Communications*. – 2024. – № 15. – № article 2052.
690. World Health Organization. WHO global report. World health statistics 2009. – Geneva, 2009. – 149 p.
691. World Health Organization. WHO report on the global tobacco epidemic 2019. – Geneva, 2019. – 109 p.
692. Yakovlev, E. Yu. Assessing the natural and anthropogenic radionuclide activities of the Pechora River estuary: Bottom sediments and water (Arctic Ocean Basin) / E. Yu. Yakovlev, A. V. Puchkov, V. M. Bykov // *Marine Pollution Bulletin*. – 2021. – Vol. 172. – P. 112765.
693. Yakovlev, E. Yu. Assessment of current natural and anthropogenic radionuclide activity concentrations in the bottom sediments from the Barents Sea / E. Yu. Yakovlev, A. V. Puchkov // *Marine Pollution Bulletin*. – 2020. – Vol. 160. – № article 111571.
694. Yakovlev, E. Yu. Comparison of ^{210}Pb age models of peat cores derived from the Arkhangelsk Region / E. Yu. Yakovlev, A. A. Kudryavtseva, A. S. Orlov // *Applied Sciences*. – 2023. – Vol. 13, № 18. – № article 10486. (2)
695. Yakovlev, E. Yu. Evaluation of current natural and anthropogenic radionuclide activity in coastal area bottom sediments of the Barents Sea (North of the Kola Peninsula) / E. Yu. Yakovlev, A. V. Puchkov, S. V. Druzhinin // *Marine Pollution Bulletin*. – 2023. – Vol. 189. – № article 114809. (1)
696. Yakovlev, E. Yu. Features of radioactive element distribution within the Arkhangelsk diamondiferous province: possible directions for development of isotope–radiogeochemical methods for kimberlite prospecting in complex landscape–geology and climate conditions of the subarctic zone / E. Yu. Yakovlev // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. – 2020. – Vol. 20 (3). – P. 269–279.
697. Yakovlev, E. Yu. Radon over Kimberlite Pipes: Estimation of the Emanation Properties of Rocks (Lomonosov Diamond Deposit, NW Russia) / E. Yu. Yakovlev, A. V. Puchkov // *Applied Sciences*. – 2021. – Vol. 11 (13). – № article 6065.

Приложение А. Результаты измерений мощности дозы гамма-излучения, плотности потока альфа-частиц и плотности потока радона в пределах островных территорий Западного сектора Российской Арктики

Таблица А1 – Мощность дозы гамма-излучения в пределах островных территорий Западного сектора Российской Арктики

№ п/п	Шифр точки	N	Е	Мощность дозы, нЗв/ч	Мощность дозы, мкЗв/ч
архипелаг Земля Франца Иосифа, о. Мейбел					
1	Г-1	80.01633	49.51166	27±5	0.027±0.005
2	Г-2	80.01633	49.51062	25±4	0.025±0.004
3	Г-3	80.01632	49.50946	26±4	0.026±0.004
4	Г-4	80.01649	49.50941	26±3	0.026±0.003
5	Г-5	80.01651	49.51033	26±3	0.026±0.003
6	Г-6	80.01651	49.51130	26±2	0.026±0.002
7	Г-7	80.01653	49.51225	25±2	0.025±0.002
8	Г-8	80.01633	49.51220	25±2	0.025±0.002
9	Г-9	80.01611	49.51235	25±2	0.025±0.002
10	Г-10	80.01633	49.51166	21±3	0.021±0.003
11	Г-11	80.01692	49.51089	23±3	0.023±0.003
12	Г-12	80.01714	49.51061	24±3	0.024±0.003
13	Г-13	80.01740	49.51062	30±9	0.030±0.009
14	Г-14	80.01749	49.51056	26±5	0.026±0.005
15	Г-15	80.01760	49.51070	65±26	0.065±0.026
16	Г-16	80.01759	49.51053	38±5	0.038±0.005
17	Г-17	80.01760	49.51021	37±4	0.037±0.004
18	Г-18	80.01759	49.50936	37±4	0.037±0.004
19	Г-19	80.01753	49.50941	37±4	0.037±0.004
20	Г-20	80.01736	49.50935	26±7	0.026±0.007
21	Г-21	80.01724	49.50933	27±5	0.027±0.005
22	Г-22	80.01680	49.51313	25±4	0.025±0.004
23	Г-23	80.01688	49.50954	26±3	0.026±0.003
24	Г-24	80.01676	49.50964	38±15	0.038±0.015
25	Г-25	80.01674	49.50966	34±7	0.034±0.007
26	Г-26	80.01662	49.50964	31±8	0.031±0.008
27	Г-27	80.01664	49.51142	27±4	0.027±0.004
28	Г-28	80.01683	49.51509	22±3	0.022±0.003
29	Г-29	80.01681	49.51451	21±3	0.021±0.003
30	Г-30	80.01685	49.51567	22±3	0.022±0.003
31	Г-31	80.01693	49.51687	30±12	0.030±0.012
32	Г-32	80.01707	49.51690	22±4	0.022±0.004
33	Г-33	80.01708	49.51537	22±3	0.022±0.003
34	Г-34	80.01704	49.51416	23±3	0.023±0.003
35	Г-35	80.01701	49.51258	25±3	0.025±0.003
36	Г-36	80.01723	49.51260	28±6	0.028±0.006
37	Г-37	80.01753	49.51266	26±4	0.026±0.004
38	Г-38	80.01802	49.51337	22±6	0.022±0.006
39	Г-39	80.01789	49.51481	23±6	0.023±0.006
40	Г-40	80.01784	49.51574	29±7	0.029±0.007

Продолжение таблицы А1

41	Г-41	80.01778	49.51678	19±6	0.019±0.006
42	Г-42	80.01774	49.51763	25±1	0.025±0.001
43	Г-43	80.01749	49.51764	21±8	0.021±0.008
44	Г-44	80.01713	49.51780	24±10	0.024±0.010
45	Г-45	80.01687	49.51811	15±5	0.015±0.005
46	Г-46	80.01669	49.51824	18±7	0.018±0.007
47	Г-47	80.01652	49.51832	18±7	0.018±0.007
48	Г-48	80.01647	49.51657	30±6	0.030±0.006
49	Г-49	80.01643	49.51548	29±4	0.029±0.004
50	Г-50	80.01638	49.51430	29±7	0.029±0.007
51	Г-51	80.01637	49.51318	28±8	0.028±0.008
архипелаг Новая Земля, залив Русская Гавань					
52	ГР-1	76.18879	62.62752	95±19	0.095±0.019
53	ГР-2	76.18885	62.62790	73±15	0.073±0.015
54	ГР-3	76.18888	62.62822	94±19	0.094±0.019
55	ГР-4	76.18883	62.62870	78±9	0.078±0.009
56	ГР-5	76.18877	62.62916	83±17	0.083±0.017
57	ГР-6	76.18870	62.62955	88±9	0.088±0.009
58	ГР-7	76.18864	62.63009	77±12	0.077±0.012
59	ГР-8	76.18861	62.63048	69±10	0.069±0.010
60	ГР-9	76.18850	62.63020	50±10	0.050±0.010
61	ГР-10	76.18834	62.63056	74±15	0.074±0.015
62	ГР-11	76.18828	62.63055	70±14	0.070±0.014
63	ГР-12	76.18818	62.63026	64±10	0.064±0.010
64	ГР-13	76.18801	62.63019	64±13	0.064±0.013
65	ГР-14	76.18787	62.62979	70±14	0.070±0.014
66	ГР-15	76.18802	62.62935	64±13	0.064±0.013
67	ГР-16	76.18813	62.62917	75±15	0.075±0.015
68	ГР-17	76.18825	62.62892	74±11	0.074±0.011
69	ГР-18	76.18840	62.62867	79±16	0.079±0.016
70	ГР-19	76.18852	62.62844	75±15	0.075±0.015
71	ГР-20	76.18865	62.62806	87±17	0.087±0.017
72	ГР-21	76.18877	62.62771	100±20	0.100±0.020
73	ГР-22	76.18887	62.62722	81±12	0.081±0.012
74	ГР-23	76.18894	62.62711	82±16	0.082±0.016
75	ГР-24	76.18900	62.62715	76±15	0.076±0.015
76	ГР-25	76.18895	62.62666	79±8	0.079±0.008
77	ГР-26	76.18888	62.62650	92±11	0.092±0.011
78	ГР-27	76.18891	62.62616	88±13	0.088±0.013
79	ГР-28	76.18883	62.62570	143±36	0.143±0.036
80	ГР-29	76.18895	62.62551	117±29	0.117±0.029
81	ГР-30	76.18888	62.62505	119±30	0.119±0.030
82	ГР-31	76.18882	62.62460	79±12	0.079±0.012
83	ГР-32	76.18895	62.62429	66±13	0.066±0.013
84	ГР-33	76.18902	62.62413	94±19	0.094±0.019
85	ГР-34	76.18900	62.62352	87±13	0.087±0.013
86	ГР-35	76.18913	62.62324	75±11	0.075±0.011
87	ГР-36	76.18914	62.62396	69±14	0.069±0.014

Продолжение таблицы А1

88	ГР-37	76.18908	62.62465	72±14	0.072±0.014
89	ГР-38	76.18908	62.62541	77±15	0.077±0.015
90	ГР-39	76.18898	62.62556	94±14	0.094±0.014
91	ГР-40	76.18896	62.62576	108±22	0.108±0.022
92	ГР-41	76.18896	62.62595	120±18	0.120±0.018
93	ГР-42	76.18891	62.62634	89±18	0.089±0.018
94	ГР-43	76.18874	62.62662	93±14	0.093±0.014
95	ГР-44	76.18870	62.62676	100±20	0.100±0.020
96	ГР-45	76.18868	62.62605	71±11	0.071±0.011
97	ГР-46	76.18857	62.62609	83±17	0.083±0.017
98	ГР-47	76.18855	62.62656	78±16	0.078±0.016
99	ГР-48	76.18877	62.62496	88±7	0.088±0.007
100	ГР-49	76.18871	62.62407	89±13	0.089±0.013
101	ГР-50	76.18861	62.62302	88±13	0.088±0.013
102	ГР-51	76.18849	62.62281	100±20	0.100±0.020
103	ГР-52	76.18817	62.62330	73±15	0.073±0.015
104	ГР-53	76.18802	62.62360	73±11	0.073±0.011
105	ГР-54	76.18787	62.62372	69±14	0.069±0.014
106	ГР-55	76.18776	62.62379	96±14	0.096±0.014
107	ГР-56	76.18768	62.62458	77±9	0.077±0.009
108	ГР-57	76.18768	62.62543	83±17	0.083±0.017
109	ГР-58	76.18769	62.62636	87±13	0.087±0.013
110	ГР-59	76.18744	62.62649	65±13	0.065±0.013
111	ГР-60	76.18744	62.62722	68±14	0.068±0.014
112	ГР-61	76.18747	62.62792	76±11	0.076±0.011
113	ГР-62	76.18773	62.62776	78±12	0.078±0.012
114	ГР-63	76.18624	62.69732	59±5	0.059±0.005
115	ГР-64	76.18614	62.69734	62±16	0.062±0.016
116	ГР-65	76.18599	62.69742	67±10	0.067±0.010
117	ГР-66	76.18602	62.69808	59±15	0.059±0.015
118	ГР-67	76.18607	62.69866	78±16	0.078±0.016
119	ГР-68	76.18612	62.69923	55±14	0.055±0.014
120	ГР-69	76.18635	62.69899	78±16	0.078±0.016
121	ГР-70	76.18633	62.69828	70±14	0.070±0.014
122	ГР-71	76.18656	62.69808	61±12	0.061±0.012
123	ГР-72	76.18664	62.69868	86±17	0.086±0.017
124	ГР-73	76.18688	62.69850	74±15	0.074±0.015
125	ГР-74	76.18682	62.69767	60±12	0.060±0.012
126	ГР-75	76.18679	62.69654	70±14	0.070±0.014
127	ГР-76	76.18658	62.69676	69±14	0.069±0.014
128	ГР-77	76.18638	62.69708	62±16	0.062±0.016
129	ГР-78	76.18633	62.69612	53±8	0.053±0.008
130	ГР-79	76.18661	62.69577	54±11	0.054±0.011
131	ГР-80	76.18620	62.69636	69±14	0.069±0.014
132	ГР-81	76.18598	62.69677	71±14	0.071±0.014
о. Колгуев					
133	ГК-1	68.79047	49.32351	40±10	0.040±0.010
134	ГК-2	68.79052	49.32351	39±6	0.039±0.006

Продолжение таблицы А1

135	ГК-3	68.79066	49.32332	48±12	0.048±0.012
136	ГК-4	68.79062	49.32274	34±9	0.034±0.009
137	ГК-5	68.79046	49.32281	33±13	0.033±0.013
138	ГК-6	68.79028	49.32287	25±6	0.025±0.006
139	ГК-7	68.79024	49.32231	15±6	0.015±0.006
140	ГК-8	68.79044	49.32209	20±5	0.020±0.005
141	ГК-9	68.79062	49.32180	38±6	0.038±0.006
142	ГК-10	68.79051	49.32108	12±6	0.012±0.006
143	ГК-11	68.79024	49.32113	15±8	0.015±0.008
144	ГК-12	68.79003	49.32122	14±7	0.014±0.007
145	ГК-13	68.78995	49.32039	14±7	0.014±0.007
146	ГК-14	68.79013	49.32006	11±7	0.011±0.007
147	ГК-15	68.79035	49.31968	8±5	0.008±0.005
148	ГК-16	68.79024	49.31910	9±5	0.009±0.005
149	ГК-17	68.78999	49.31932	11±7	0.011±0.007
150	ГК-18	68.78981	49.31947	14±7	0.014±0.007

Таблица А2 – Плотность потока альфа-частиц с поверхности в пределах островных территорий Западного сектора Российской Арктики

№ п/п	Шифр точки	N	E	Плотность потока альфа-частиц, част/(мин·см ²)
архипелаг Земля Франца Иосифа, о. Мейбел				
1	Aα-1	80.01678	49.51114	0.05±0.02
2	Aα-2	80.01671	49.51128	0.04±0.02
3	Aα-3	80.01656	49.51121	0.02±0.01
4	Aα-4	80.01648	49.51135	0.03±0.01
5	Aα-5	80.01638	49.51149	0.04±0.02
6	Aα-6	80.01629	49.51147	0.03±0.01
7	Aα-7	80.01687	49.51085	0.05±0.02
8	Aα-8	80.01701	49.51058	0.06±0.03
9	Aα-9	80.01709	49.51055	0.04±0.02
10	Aα-10	80.0172	49.51059	0.05±0.02
11	Aα-11	80.01727	49.51054	0.06±0.03
12	Aα-12	80.01737	49.5105	0.03±0.01
13	Aα-13	80.01747	49.51051	0.05±0.02
14	Aα-14	80.01744	49.50929	0.03±0.01
15	Aα-15	80.01751	49.50867	0.04±0.02
архипелаг Новая Земля, залив Русская Гавань				
16	AαP-1	76.18879	62.62754	0.08±0.03
17	AαP-2	76.18879	62.62733	0.10±0.04
18	AαP-3	76.18877	62.62677	0.15±0.06
19	AαP-4	76.18874	62.62623	0.10±0.04
20	AαP-5	76.18866	62.62575	0.05±0.02
21	AαP-6	76.18851	62.62588	0.07±0.03
22	AαP-7	76.18853	62.62626	0.15±0.06
23	AαP-8	76.18847	62.62575	0.12±0.05
24	AαP-9	76.18848	62.62631	0.03±0.01

Продолжение таблицы А2

25	AαP-10	76.18853	62.62662	0.04±0.02
26	AαP-11	76.18862	62.62688	0.12±0.06
27	AαP-12	76.18869	62.62747	0.07±0.03
28	AαP-13	76.18845	62.62662	0.08±0.03
29	AαP-14	76.18831	62.62656	0.25±0.11
30	AαP-15	76.18816	62.62663	0.10±0.04
31	AαP-16	76.18801	62.62662	0.11±0.04
32	AαP-17	76.18788	62.62664	0.16±0.06
33	AαP-18	76.1877	62.62673	0.03±0.01
34	AαP2-1	76.18633	62.69833	0.05±0.02
35	AαP2-2	76.18625	62.69739	0.04±0.02
36	AαP2-3	76.1863	62.69755	0.16±0.07
о. Колгуев				
37	AαK-1	68.79013	49.32006	<0.01
38	AαK-2	68.79011	49.32006	0.020±0.01
39	AαK-3	68.79015	49.32044	0.030±0.01
40	AαK-4	68.79019	49.32067	<0.01
41	AαK-5	68.79026	49.32111	<0.01
42	AαK-6	68.7904	49.3225	0.020±0.01
43	AαK-7	68.79034	49.32183	<0.01

Таблица А3 – Плотность потока радона в пределах островных территорий Западного сектора Российской Арктики

№ п/п	Шифр точки	N	E	Плотность потока радона, мБк/м ² ·с
архипелаг Земля Франца Иосифа, о. Мейбел				
1	P-1	80.01682	49.51105	3±1
2	P-2	80.01705	49.5106	3±1
3	P-3	80.01726	49.51052	<1
4	P-4	80.01629	49.51202	3±1
архипелаг Новая Земля, залив Русская Гавань				
5	PP-1	76.18885	62.62793	13±3
6	PP-2	76.18879	62.6275	7±2
7	PP-3	76.18848	62.62633	3±1
8	PP-4	76.18625	62.69721	<1
9	PP-5	76.18768	62.62676	5±2
10	PP-6	76.18631	62.69822	4±1
11	PP-7	76.18625	62.69721	4±1
о. Колгуев				
12	PK-1	68.79009	49.32049	<1

Приложение Б. Данные по радиационным и физико-химическим параметрам генетических горизонтов почв и растительности островных территорий Западного сектора Российской Арктики

Таблица Б1 – Радиационные параметры генетических горизонтов почв острова Мейбел, архипелаг Земля Франца Иосифа

Номер разреза	Координаты		Тип почвы	Индекс горизонта	Мощность горизонта, см	Удельные активности радионуклидов, Бк/кг							
	N	E				A α	A β	¹³⁷ Cs	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K	²¹⁰ Pb	²⁴¹ Am
I	80.01632	49.51162	Псаммозем темнопрофильный / Haplic Skeletic Cryosol Arenic	W	0-1	250±50	416±67	30±2.7	4.6±1.0	10±1.3	227±23	9±2	-
				Cu ₁	1-18	160±34	180±31	0.8±0.4	3.5±0.8	6.5±1.2	100±26	-	-
				Cu ₂	18-35	130±25	165±28	-	3.6±0.8	5.3±1.4	96±27	-	-
II	80.01682	49.51105	Псаммозем ожелезненный / Spodic Skeletic Cryosol Arenic	W	0-1	230±52	490±78	15±1.4	9.5±1.0	12±1	280±25	68±11	-
				Cf	1-15	175±40	350±60	2.0±0.5	6.7±1.3	10±1.5	230±35	5.3±1.6	-
				C	15-28	180±41	320±54	-	6.6±1.2	10±1.1	171±19	-	-
III	80.01705	49.51060	Псаммозем ожелезненный / Spodic Cryosol Arenic	O	0-3	200±40	390±62	17±1.5	8.2±1.2	3.1±1.2	220±22	18±5	-
				Cf ₁	3-10	175±38	304±52	0.9±0.3	7.1±1.1	3.4±1.3	188±19	6.4±1.2	-
				Cf ₂	10-25	138±31	330±56	-	8.7±1.3	11±1	208±23	-	-
IV	80.01726	49.51052	Псаммозем ожелезненный / Spodic Cryosol Arenic	O	0-3	257±47	450±72	21±2	7.9±1.4	14±2	310±31	12±4.3	-
				Cf ₁	3-10	310±64	400±64	15±2	7.3±1.8	13±2	250±30	-	-
				Cf ₂	10-28	270±58	460±74	1.4±0.4	9.6±1.2	18±2	320±32	-	-
				Du	>28	180±39	410±66	-	8.5±1.6	17±2	330±32	-	-

Примечание: A α – суммарная удельная альфа-активность A β – суммарная удельная бета-активность. Обозначения генетических почвенных горизонтов: W – слаборазвитый гумусовый горизонт, Cu – почвообразующая порода темноцветная, Du – подстилаящая рыхлая порода темноцветная, O – маломощная слаборазложившееся подстилка, C – почвообразующая порода, Cf – почвообразующая порода с признаками ожелезнения. Цифрами после индексов (Cf₁, Cf₂) показана последовательность схожих горизонтов.

Таблица Б2 – Физико-химические параметры генетических горизонтов почв острова Мейбел, архипелаг Земля Франца Иосифа

Номер разреза	Координаты		Тип почвы	Индекс горизонта	Мощность горизонта, см	Физико-химические параметры					
	N	E				ОВ, %	ППП, %	Зольность, %	ВРС, мг/г	pH _{акт.}	pH _{обм.}
I	80.01632	49.51162	Псаммозем темнопрофильный / Haplic Skeletic Cryosol Arenic	W	0-1	5.6	0.88	91	0.21	6.6±0.01	4.3±0.01
				Cu ₁	1-18	2.7	0.61	95	0.12	7±0.01	4.6±0.01
				Cu ₂	18-35	2.7	0.56	94	0.13	7.1±0.01	4.8±0.01
II	80.01682	49.51105	Псаммозем ожелезненный / Spodic Skeletic Cryosol Arenic	W	0-1	4.8	0.99	92	0.25	6.5±0.01	5±0.01
				Cf	1-15	3.6	0.90	93	0.10	6.9±0.01	4.8±0.01
				C	15-28	4.0	0.87	92	0.11	6.9±0.01	4.8±0.01
III	80.01705	49.5106	Псаммозем ожелезненный / Spodic Cryosol Arenic	O	0-3	3.9	0.92	92	0.26	6.5±0.01	4.6±0.01
				Cf ₁	3-10	3.3	0.83	94	0.10	6.6±0.01	4.4±0.01
				Cf ₂	10-25	5.6	0.95	91	0.11	6.4±0.01	4.5±0.01
IV	80.01726	49.51052	Псаммозем ожелезненный / Spodic Cryosol Arenic	O	0-3	4.2	1.0	93	0.18	6.4±0.01	4.5±0.01
				Cf ₁	3-10	4.7	1.2	93	0.12	6.3±0.01	4.3±0.01
				Cf ₂	10-28	4.0	1.1	93	0.07	6.4±0.01	4.3±0.01
				Du	>28	3.2	0.92	94	0.06	6.6±0.01	4.3±0.01

Примечание: ОВ – содержание органического вещества, ППП – содержание летучих компонентов, ВРС – содержание водорастворимых солей. pH_{акт.} - активная кислотность, pH_{обм.} – обменная кислотность. Обозначения генетических почвенных горизонтов: W – слаборазвитый гумусовый горизонт, Cu – почвообразующая порода темноцветная, Du – подстилаящая рыхлая порода темноцветная, O – маломощная слаборазложившееся подстилка, C – почвообразующая порода, Cf – почвообразующая порода с признаками ожелезнения. Цифрами после индексов (Cf₁, Cf₂) показана последовательность схожих горизонтов.

Таблица Б3 – Радиационные параметры генетических горизонтов почв в районе залива Русская Гавань, архипелаг Новая Земля

Номер разреза	Координаты		Тип почвы	Индекс горизонта	Мощность горизонта, см	Удельные активности радионуклидов, Бк/кг								
	N	E				A α	A β	¹³⁷ Cs	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K	²¹⁰ Pb	⁷ Be	²⁴¹ Am
I	76.18885	62.62793	Литозем грубогумусовы й глееватый / Skeletal Leptosol Gleyic	O	0-2	370±81	960±154	26±2.1	21±2.1	32±3	600±48	104±16	-	-
				Bg	2-20	460±88	1000±160	-	23±2.6	42±4	780±59	27±3.6	-	-
				R	>20	400±84	1050±168	-	25±3.3	45±4	810±63	20±1.8	-	-
II	76.18848	62.62633	Литозем перегнойно- гумусовый глееватый / Skeletal Leptic Cambisol Humic	O	0-4	345±74	910±146	13±1	20±2	33±3	620±50	62±11	-	-
				АН	4-12	516±99	1040±166	-	27±2.9	42±4	800±66	33±5.1	-	-
				Cgh	12-26	383±81	938±150	-	24±3.5	41±5	720±58	21±3.9	-	-
III	76.18768	62.62676	Литозем грубогумусовы й глееватый / Skeletal Leptosol Gleyic	O	0-4	870±174	1060±170	21±2	20±3	29±3	510±46	360±47	20±7	-
				Bg	4-13	555±127	1000±160	64±5.1	17±3.7	34±4	580±64	102±18	-	-
				G	13-25	494±105	1000±160	0.6±0.3	28±3	40±4	750±68	-	-	-
				R	>25	454±89	1060±170	-	27±4.1	42±6	750±65	-	-	-
IV	76.18631	62.69822	Литозем грубогумусовы й глееватый / Skeletal Leptosol Gleyic	O	0-4	410±84	895±143	13±2	16±3.7	36±4	600±72	85±12	-	-
				G	4-18	380±74	810±130	4.0±0.8	22±3.4	32±3	620±78	20±2	-	-
V	76.18625	62.69721	Литозем грубогумусовы й глееватый / Skeletal Leptosol Gleyic	O	0-4	630±122	940±150	39±3.6	15±3	28±3	480±53	260±36	29±12	-
				G	4-18	610±131	910±146	-	25±2.3	34±3	650±46	20±5.4	-	-

Примечание: A α – суммарная удельная альфа-активность A β – суммарная удельная бета-активность. Обозначения генетических почвенных горизонтов: O – маломощная слаборазложившееся подстилка (подстильно-торфяной), Bg – минеральный оглеенный, G – глеевый, АН – перегнойно-темногумусовый, Cgh – почвообразующая порода с признаками оглеения g и накопления гумуса h, R – плотные подстилающие горные породы.

Таблица Б4 – Физико-химические параметры генетических горизонтов почв в районе залива Русская Гавань, архипелаг Новая Земля

Номер разреза	Координаты		Тип почвы	Индекс горизонта	Мощность горизонта, см	Физико-химические параметры					
	N	E				ОВ, %	ППП, %	Зольность, %	ВРС, мг/г	pH _{акт.}	pH _{обм.}
I	76.18885	62.62793	Литозем грубогумусовы й глееватый / Skeletal Leptosol Gley	O	0-2	14	1.7	83	3.70	6.5±0.01	5.9±0.01
				Bg	2-20	8.3	1.8	90	0.32	7.2±0.01	6.7±0.01
				R	>20	10	1.9	88	0.39	7.3±0.01	6.8±0.01
II	76.18848	62.62633	Литозем перегнойно- гумусовый глееватый / Skeletal Leptic Cambisol Humic	O	0-4	5.2	2.1	92	1.30	6.9±0.01	6.7±0.01
				АН	4-12	9.5	2.0	89	0.59	7.6±0.01	7±0.01
				Cgh	12-26	24	2.0	72	0.59	7.5±0.01	6.9±0.01
III	76.18768	62.62676	Литозем грубогумусовы й глееватый / Skeletal Leptosol Gleyic	O	0-4	19	5.3	75	7.10	6.6±0.01	6±0.01
				Bg	4-13	23	3.9	75	2.10	7.3±0.01	7.2±0.01
				G	13-25	6.3	3.5	93	0.64	7.9±0.01	7.3±0.01
				R	>25	6.5	4.2	93	0.63	7.8±0.01	7.4±0.01
IV	76.18631	62.69822	Литозем грубогумусовы й глееватый / Skeletal Leptosol Gleyic	O	0-4	54	8.5	44	2.20	7±0.01	6.8±0.01
				G	4-18	8.0	7.2	91	0.72	8±0.01	7.7±0.01
V	76.18625	62.69721	Литозем грубогумусовы й глееватый / Skeletal Leptosol Gleyic	O	0-4	37	5.6	60	13	6.4±0.01	6±0.01
				G	4-18	8.0	8.3	91	0.91	7.9±0.01	7.7±0.01

Примечание: ОВ – содержание органического вещества, ППП – содержание летучих компонентов, ВРС – содержание водорастворимых солей. pH_{акт.} - активная кислотность, pH_{обм.} – обменная кислотность. Обозначения генетических почвенных горизонтов: О – маломощная слаборазложившееся подстилка (подстилично-торфяной), Bg – минеральный оглеенный, G – глеевый, АН – перегнойно-темногумусовый, Cgh – почвообразующая порода с признаками оглеения g и накопления гумуса h, R – плотные подстилающие горные породы.

Таблица Б5 – Радиационные параметры генетических горизонтов почв острова Колгуев

Номер разреза	Координаты		Тип почвы	Индекс горизонта	Мощность горизонта, см	Удельные активности радионуклидов, Бк/кг							
	N	E				A α	A β	¹³⁷ Cs	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K	²¹⁰ Pb	²⁴¹ Am
I	68.79046	49.32356	Торфяно-глезем мерзлотный / Histic Cryosol	T	0-12	440±89	496±79	77±5.4	-	6.3±1.6	140±36	179±24	1.6±0.7
				BH	12-18	250±52	640±102	1.3±0.4	11.0±1.3	20±2.2	480±43	-	-
				Bg	18-35	410±84	720±115	-	13.0±1.7	22±2.4	530±48	-	-
II	68.79015	49.32076	Торфяная олиготрофная деструктивная мерзлотная / Cryic Turbic Histosol	T _@	0-7	69±14	86±12	3.7±0.6	-	-	22±11	39±6	-
				T ₁	7-20	41±11	62±10	2.6±0.5	1.6±0.8	3.0±0.6	36±11	8±3	-
				T ₂	20-30	37±9	38±6	2.1±0.6	-	1.9±0.6	-	-	-

Примечание: A α – суммарная удельная альфа-активность A β – суммарная удельная бета-активность. Обозначения генетических почвенных горизонтов: T – торфяной, BH – иллювиально-гумусовый, Bg – срединный горизонт B с признаками оглеения g, T_@ – торфяной криотурбированный. Цифрами после индексов (T₁, T₂) показана последовательность схожих горизонтов.

Таблица Б6 – Физико-химические параметры генетических горизонтов почв острова Колгуев

Номер разреза	Координаты		Тип почвы	Индекс горизонта	Мощность горизонта, см	Физико-химические параметры					
	N	E				ОВ, %	ППП, %	Зольность, %	ВРС, мг/г	pH _{акт.}	pH _{обм.}
I	68.79046	49.32356	Торфяно-глезем мерзлотный / Histic Cryosol	T	0-12	62	0.50	35	1.1	4.7±0.01	3.3±0.01
				BH	12-18	4.2	0.74	95	0.15	5.6±0.01	4.1±0.01
				Bg	18-35	3.0	0.70	96	0.08	5.8±0.01	4.3±0.01
II	68.79015	49.32076	Торфяная олиготрофная деструктивная мерзлотная / Cryic Turbic Histosol	T _@	0-7	90	0.19	9.3	0.92	4.4±0.01	2.8±0.01
				T ₁	7-20	88	0.21	11	0.9	4.3±0.01	2.8±0.01
				T ₂	20-30	86	0.23	13	1.0	4.1±0.01	2.8±0.01

Примечание: ОВ – содержание органического вещества, ППП – содержание летучих компонентов, ВРС – содержание водорастворимых солей. pH_{акт.} – активная кислотность, pH_{обм.} – обменная кислотность. Обозначения генетических почвенных горизонтов те же, что и в таблице Б5.

Таблица Б7 – Радиационные параметры проб растительности, отобранных в пределах островных арктических территорий

№ п/п	Вид	Место отбора	Координаты		Удельные активности радионуклидов, Бк/кг		
			N	E	¹³⁷ Cs	²¹⁰ Pb	⁷ Be
1	<i>Tomentypnum nitens</i> (Hedw.) Loeske	о. Мейбел, Земля Франца Иосифа	80.01632	49.51162	27±2	222±29	-
2	<i>Cerastium regelii</i> Ostenf.	о. Мейбел, Земля Франца Иосифа	80.01682	49.51105	10±1	121±17	-
3	<i>Ptychostomum cryophilum</i> (Mårtensson) J.R.Spence	о. Мейбел, Земля Франца Иосифа	80.01705	49.51060	25±2	320±38	10±3
4	<i>Phippsia algida</i> (Soland.)	Русская Гавань, Новая Земля	76.18848	62.62633	7.1±1	310±40	67±7
5	<i>Saxifraga</i> sp.	Русская Гавань, Новая Земля	76.18848	62.62633	9.5±1	190±25	26±4
6	<i>Sanionia uncinata</i> (Hedw.) Loeske	Русская Гавань, Новая Земля	76.18885	62.62793	15±2	710±85	27±5
7	<i>Stereocaulon</i> sp.	Русская Гавань, Новая Земля	76.18848	62.62633	32±3	420±55	46±7
8	<i>Sphagnum russowii</i> Warnst.	о. Колгуев	68.79046	49.32356	11±2	170±32	36±8
9	<i>Aulacomnium turgidum</i> (Wahlenb.) Schwägr.	о. Колгуев	68.79009	49.32049	7.6±2	320±61	29±8
10	<i>Cladonia</i> sp.	о. Колгуев	68.79015	49.32076	16±2	310±37	50±7

Приложение В. Данные по радиационным и физико-химическим параметрам донных отложений Баренцева моря

Таблица В1 – Гранулометрический состав и содержание радиоактивных элементов в поверхностном слое донных отложений Баренцева моря по результатам рейса на научно-экспедиционном судне «Михаил Сомов»

Шифр пробы	Координаты		Глубина, м	Гранулометрический состав, %				Удельные активности радионуклидов, Бк/кг			
	N	E		250 мкм	100 мкм	45 мкм	<45 мкм	¹³⁷ Cs	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K
Д-1-19	68°45'	43°15'	45	14.7	38.8	27.7	13.4	5.3±0.5	5.3±1.1	20.3±2.4	444±44
Д-2-19	68°55'	43°15'	66	3.7	49.8	44.6	1.8	0.5±0.2	2.3±0.4	13.4±2.1	359±38
Д-3-19	69°05'	43°15'	69	11.6	64.2	10.9	7.6	2.5±0.6	6.0±1.2	7.5±1.5	268±42
Д-4-19	69°15'	43°15'	69	26.6	66.8	3.1	0.8	0.5±0.2	3.0±0.6	4.3±0.8	187±38
Д-5-19	69°25'	43°15'	56	22.4	16.8	0.3	0.2	1.3±0.5	3.6±0.7	4.4±0.9	76±24
Д-6-19	69°35'	43°15'	62	12.2	59.1	12.1	8.1	3.0±0.7	3.0±0.7	5.1±1.0	177±38
Д-7-19	69°45'	43°15'	130	3.2	58.2	32.5	6.0	2.8±0.7	1.6±0.6	11.6±1.8	321±36
Д-8-19	69°55'	43°15'	98	23.5	71.5	2.8	1.0	3.0±0.9	2.3±0.6	3.6±0.8	196±48
Д-9-19	70°05'	43°15'	110	3.8	69.6	18.9	6.0	1.2±0.4	1.8±0.8	9.9±2.0	372±37
Д-10-19	70°30'	43°15'	77	3.6	61.3	12.2	3.2	0.5±0.2	0.5±0.2	3.7±0.7	165±36
Д-11-19	70°50'	43°15'	78	50.6	39.5	0.2	0.0	0.5±0.2	0.5±0.2	5.1±1.0	114±39
Д-12-19	71°00'	43°15'	107	13.9	82.5	2.1	0.8	0.5±0.2	1.6±0.6	4.5±0.9	208±35
Д-13-19	71°10'	43°15'	134	18.9	72.8	5.3	1.2	0.5±0.2	2.0±0.9	5.8±1.2	233±39
Д-14-19	71°20'	43°15'	136	13.2	72.9	8.9	2.4	4.7±0.8	11.8±1.8	15.1±2.3	410±43
Д-15-19	71°30'	43°15'	247	7.3	79.2	9.3	2.4	4.7±0.8	9.3±1.9	31.6±3.5	659±70
Д-16-19	71°40'	43°15'	252	1.4	35.0	32.0	31.1	5.8±0.7	23.2±2.7	27.3±3.3	291±58
Д-17-19	71°50'	43°15'	243	8.4	40.0	30.6	20.8	3.9±0.8	8.7±1.8	28.0±3.4	555±60
Д-18-19	72°00'	43°15'	237	8.8	42.9	26.8	21.5	3.2±0.7	20.1±2.6	22.6±2.5	584±59
Д-20-19	72°30'	43°15'	257	9.3	43.7	25.8	21.0	4.7±0.7	12.5±1.8	22.4±2.7	498±52
Д2-2-19	69°54'	49°37'	81	19.0	58.9	14.3	4.9	2.3±0.7	6.3±1.3	9.4±1.7	287±48
Д2-3-19	70°19'	50°25'	100	16.5	60.6	15.8	6.2	1.8±0.6	9.4±1.9	13.0±1.9	410±47
Д2-4-19	70°44'	51°18'	125	11.2	51.8	34.7	2.0	1.7±0.6	7.2±1.5	12.0±1.9	444±48
Д2-5-19	71°00'	51°48'	187	12.0	54.3	30.0	3.5	4.0±0.8	8.1±1.6	21.2±2.6	512±53
Д3-1-19	73°34'	52°32'	81	10.4	55.4	6.6	1.7	2.5±0.6	10.6±1.6	11.5±1.8	305±36
Д3-2-19	73°39'	52°02'	151	10.6	23.4	27.6	24.9	6.4±0.7	30.3±3.4	24.4±2.9	461±49
Д3-3-19	73°44'	51°32'	159	10.8	57.7	17.4	4.1	2.5±0.8	5.9±1.2	11.9±1.8	382±41
Д3-4-19	73°52'	50°46'	159	20.3	40.1	12.9	1.5	2.6±0.7	10.0±2.2	18.3±2.8	374±40
Д3-5-19	74°00'	50°00'	154	24.0	54.9	9.0	3.1	2.1±0.5	8.5±1.6	14.1±2.2	364±39
Д3-6-19	74°30'	46°56'	121	28.8	56.0	11.2	3.6	4.9±0.9	23.2±2.9	20.4±2.5	550±60

Продолжение таблицы В1

Д3-7-19	74°30'	46°00'	293	12.8	65.8	13.2	4.0	2.3±0.6	7.0±1.3	13.7±2.1	440±49
Д3-8-19	74°30'	44°44'	307	34.9	33.0	16.6	10.2	3.7±0.8	12.1±1.9	29.1±3.5	589±61
Д3-9-19	74°30'	43°30'	267	5.9	51.4	35.3	7.1	3.8±0.9	5.4±1.3	19.7±3.0	490±52
Д3-10-19	74°30'	42°17'	184	3.0	51.0	28.6	17.3	4.3±0.6	10.3±1.6	18.7±2.8	565±60
Д3-11-19	74°30'	41°00'	204	3.2	58.3	25.9	12.3	4.2±0.7	10.8±1.7	15.8±2.5	521±57
Д3-12-19	74°30'	39°48'	185	6.1	62.2	16.1	4.2	1.5±0.5	7.1±1.4	13.2±2.0	464±53
Д4-8-19	76°23'	61°19'	74	77.3	17.5	1.2	0.0	1.9±0.6	8.8±1.8	25.2±3.0	446±51
Д4-7-19	76°32'	60°57'	87	21.2	14.6	9.3	9.2	4.2±0.7	17.5±2.6	24.9±3.0	494±54
Д4-6-19	76°41'	60°30'	279	3.0	56.2	30.3	10.1	3.6±0.8	25.5±3.1	20.9±2.6	386±44
Д4-5-19	76°57'	59°43'	221	13.2	38.0	30.6	18.1	3.2±0.8	19.9±3.0	25.9±3.3	522±56
Д4-4-19	77°21'	58°32'	201	1.8	88.1	4.6	4.7	1.1±0.3	5.0±1.2	15.7±2.4	538±59
Д4-3-19	77°38'	57°41'	180	18.2	54.7	9.6	2.6	1.5±0.5	10.1±1.4	14.5±2.2	462±60
Д4-2-19	77°55'	56°52'	266	2.3	40.9	41.4	15.2	2.8±0.8	7.2±1.5	23.6±2.8	472±50
Д4-1-19	78°11'	56°00'	214	8.9	56.5	29.5	4.9	4.4±0.7	11.5±1.7	35.4±3.9	520±65
Д5-1-19	76°56'	69°00'	247	44.0	18.9	7.9	4.4	3.1±0.7	14.3±2.2	25.0±3.2	461±48
Д5-2-19	77°10'	68°00'	270	17.5	32.8	32.7	2.4	2.4±0.7	12.5±1.9	20.4±2.5	389±51
Д5-3-19	77°22'	67°15'	224	31.8	29.9	5.8	3.6	2.5±0.6	14.3±2.2	15.4±2.3	348±40
Д5-4-19	77°37'	66°30'	318	3.5	52.7	37.0	6.0	3.1±0.6	13.3±1.9	13.5±2.0	297±49
Д5-5-19	78°04'	65°20'	367	5.0	28.4	43.2	22.9	4.5±0.7	13.6±2.1	26.1±3.1	517±54
Д5-6-19	78°30'	64°05'	354	15.1	47.8	34.9	1.0	5.1±0.7	30.0±3.7	26.9±3.3	374±39
Д6-1-19	75°09'	55°24'	82	39.2	13.8	3.8	0.8	3.7±0.8	14.2±2.2	19.4±2.9	341±47
Д6-2-19	75°14'	55°10'	188	2.6	47.3	32.3	17.3	2.6±0.7	6.8±1.4	24.3±2.9	503±56
Д6-3-19	75°22'	54°46'	220	3.4	56.6	29.6	10.2	4.0±0.8	12.5±1.9	26.2±3.1	542±59
Д6-4-19	75°44'	53°34'	131	1.1	58.4	36.8	0.9	2.8±0.9	9.7±2.0	17.0±2.8	474±59
Д6-5-19	76°08'	52°20'	168	0.8	75.8	4.8	1.0	2.4±0.6	13.9±2.1	13.3±2.0	485±50
Д6-6-19	76°16'	51°51'	273	4.2	93.3	1.8	0.4	0.5±0.2	3.7±0.8	12.6±1.9	420±43
Д6-7-19	76°24'	51°27'	329	16.0	42.6	31.4	9.1	4.1±0.7	30.1±3.3	25.5±3.2	419±45
Д6-8-19	76°56'	49°37'	325	17.5	42.6	30.9	8.3	3.7±0.8	15.0±2.3	42.0±4.3	700±75
Д6-9-19	77°28'	47°46'	226	17.5	51.4	22.2	7.6	3.5±0.8	13.8±2.2	26.6±3.2	536±58
Д6-29-19	78°48'	37°30'	255	13.9	50.1	18.4	15.8	3.5±0.7	8.3±1.7	22.1±2.7	434±49
Д6-28-19	79°15'	38°28'	313	14.1	47.6	18.5	18.2	5.7±0.6	45.1±4.5	31.0±3.4	381±42
Д6-27-19	79°53'	37°56'	232	25.0	22.7	20.0	1.8	2.8±0.8	26.5±3.2	18.9±2.8	501±56
Д6-26-19	79°59'	37°29'	183	1.5	29.5	46.2	22.5	5.0±0.8	27.9±3.4	21.0±2.6	342±35
Д6-25-19	79°47'	38°28'	287	8.2	50.2	23.5	17.2	4.8±0.8	19.9±3.0	34.4±3.9	652±66
Д6-24-19	79°38'	39°60'	306	12.4	38.8	23.3	24.7	6.5±0.8	48.3±5.0	38.2±4.3	561±58

Продолжение таблицы В1

Д6-23-19	79°29'	39°38'	292	30.8	22.7	15.2	13.5	3.5±0.7	34.2±3.8	34.8±3.8	565±60
Д6-22-19	79°21'	40°17'	227	2.4	57.7	38.2	1.6	1.8±0.6	5.3±1.2	21.1±2.5	444±50
Д6-21-19	79°13'	40°52'	270	15.8	44.5	20.1	13.9	4.6±0.8	13.9±2.3	25.0±3.2	481±57
Д6-20-19	79°13'	41°46'	329	26.4	28.5	15.3	14.0	4.8±0.7	3.8±0.8	54.0±5.5	608±71
Д6-19-19	79°13'	42°42'	318	3.5	38.1	32.6	25.7	4.2±0.8	30.6±3.7	32.3±3.7	461±52
Д6-18-19	79°13'	43°36'	266	1.9	29.6	30.5	37.8	4.3±0.6	33.8±3.8	24.7±3.0	463±54
Д6-16-19	79°13'	45°25'	367	7.3	28.9	27.1	36.3	4.3±0.6	24.1±2.9	25.9±3.1	505±60
Д6-17-19	79°13'	44°30'	168	12.4	67.1	18.4	0.0	0.5±0.3	11.7±1.8	15.8±2.5	436±60
Д6-15-19	78°58'	41°57'	403	24.9	35.5	27.0	11.0	2.6±0.7	15.8±2.3	36.3±4.0	604±68
Д6-14-19	78°41'	43°00'	253	2.4	33.0	42.5	21.3	4.2±0.6	31.9±3.5	34.3±3.8	513±71
Д6-13-19	78°25'	44°30'	222	17.1	67.1	7.1	7.5	5.3±0.6	14.4±2.2	26.7±3.3	568±76
Д6-12-19	78°10'	45°00'	295	5.8	46.0	20.8	26.2	3.9±0.8	8.9±1.8	33.4±3.7	603±78
Д6-11-19	77°53'	46°00'	262	17.5	34.2	31.3	16.8	2.5±0.6	9.7±2.0	33.0±3.6	563±73
Д6-10-19	77°41'	46°57'	228	19.0	29.4	22.1	10.2	3.7±0.9	9.0±1.9	30.9±3.5	534±70
ДПР-1	76°08'	46°25'	205	5.4	35.2	39.6	19.7	2.5±0.6	19.8±2.9	23.5±2.8	407±62
Дн-0-19	81°19'	55°19'	387	7.1	35.6	27.0	12.7	4.2±0.6	37.8±4.2	25.9±3.1	40±21
Дн-1-19	81°22'	55°22'	273	9.1	38.2	29.8	12.0	3.5±0.9	12.5±2.0	19.4±3.0	394±57
Дн-2-19	81°17'	54°55'	313	24.1	44.3	27.2	3.5	2.3±0.6	27.9±3.4	24.0±2.9	362±45
Д7-19-19	69°30'	33°30'	268	6.1	40.4	33.7	19.2	4.3±0.8	9.5±1.9	27.4±3.4	539±61
Д7-17-19	70°30'	33°30'	252	1.1	44.9	41.4	12.3	2.5±0.6	3.9±0.7	21.5±2.6	471±50
Д7-16-19	71°00'	33°30'	223	0.3	46.3	49.1	4.1	3.5±0.7	23.0±2.8	19.2±3.0	492±56
Д7-15-19	71°18'	33°30'	252	1.3	55.1	31.4	11.8	2.0±0.7	10.3±1.6	17.2±2.7	488±56
Д7-14-19	71°30'	33°30'	271	25.7	17.2	10.1	0.4	3.1±0.6	20.9±2.6	19.5±2.9	284±52
Д7-13-19	71°48'	33°30'	269	1.2	44.8	35.9	17.8	3.0±0.7	24.5±2.9	19.6±2.9	410±47
Д7-12-19	72°00'	33°30'	266	1.5	39.5	39.7	19.1	3.6±0.7	20.7±2.5	23.3±2.8	522±59
Д7-11-19	72°20'	33°30'	283	1.2	37.7	41.1	19.7	3.8±0.9	20.3±2.6	24.1±3.0	578±66
Д7-10-19	72°30'	33°30'	289	7.4	28.5	38.2	25.2	4.4±0.7	8.4±1.6	29.5±3.5	642±70
Д7-9-19	73°00'	33°30'	225	4.5	63.7	20.7	11.2	3.5±0.7	9.2±1.8	20.6±2.5	501±59
Д7-8-19	73°30'	33°30'	286	15.1	32.0	36.8	15.2	4.8±0.8	30.7±3.6	27.5±3.4	535±67
Д7-7-19	74°00'	33°30'	270	3.6	46.2	25.3	24.6	4.1±0.6	9.8±1.9	26.6±3.2	569±67
Д7-6-19	74°30'	33°30'	232	15.0	23.7	17.4	29.0	4.9±0.8	30.8±3.5	28.6±3.4	490±58
Д7-5-19	75°00'	33°30'	149	19.3	41.3	26.5	8.6	3.5±0.7	15.3±2.4	22.8±2.7	484±61
Д7-4-19	75°30'	33°30'	223	6.9	32.3	32.8	20.5	4.5±0.8	29.1±3.5	22.3±2.8	342±50
Д7-3-19	76°00'	33°30'	281	10.9	33.0	34.3	21.6	4.4±0.7	25.9±3.2	27.4±3.3	582±71
Д7-2-19	76,30'	33°30'	213	6.1	62.1	27.2	4.5	2.1±0.5	6.1±1.2	21.4±2.6	423±46

Продолжение таблицы В1

Д7-1-19	77°00'	33°30'	161	31.2	31.7	23.0	13.5	3.0±0.7	14.7±2.2	30.0±3.7	555±60
Д8-2-19	68°56'	37°26'	187	5.8	82.8	8.3	1.3	1.3±0.5	2.5±0.7	9.1±1.9	315±50
Д8-3-19	69°15'	37°43'	199	4.6	65.8	28.0	1.5	1.0±0.4	5.1±1.0	12.7±1.9	381±55
Д8-4-19	69°39'	38°04'	114	13.9	76.8	5.7	2.0	1.2±0.4	7.5±1.5	7.9±1.6	281±49
Д8-5-19	70°02'	38°26'	169	4.2	70.5	22.0	3.4	1.5±0.6	4.1±0.9	11.3±1.8	336±52
Д8-6-19	70°26'	38°48'	191	4.3	58.0	31.7	5.6	2.2±0.6	5.1±1.0	13.0±1.9	368±47
Д8-7-19	70°46'	39°06'	226	3.6	69.1	24.9	2.2	2.9±0.7	14.4±2.2	21.7±2.6	482±49
Д8-8-19	71°04'	39°25'	305	3.6	50.4	35.1	10.7	4.0±0.8	20.2±2.4	19.1±2.9	380±60
Д8-9-19	71°25'	39°32'	370	4.6	58.4	33.7	3.4	3.9±0.9	26.0±3.2	26.0±3.2	512±59
Д8-10-19	71°40'	40°00'	370	0.5	18.7	46.9	33.5	4.7±0.7	12.3±1.9	30.2±3.3	560±70

Примечание: Погрешность расчета гранулометрического состава не превышает 0.1% (ГОСТ 12536-2014), координаты показаны в виде: градусы, минуты.

Таблица В2 – Содержание радиоактивных элементов в поверхностном слое донных отложений Баренцева моря по результатам рейса на научно-исследовательском судне «Дальние Зеленцы»

Шифр пробы	Координаты		Глубина, м	Удельные активности радионуклидов, Бк/кг				
	N	E		¹³⁷ Cs	⁹⁰ Sr	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K
T-1	68.95000	33.01267	7	4.4±1.4	2.1±1.1	18.1±2.2	17.7±2.1	275±41
T-2	68.98033	33.04483	21	12.5±1.9	5.3±2.1	21.8±2.6	24.8±2.7	397±48
T-4	69.06652	33.08352	39	5.1±1.5	2.0±1.0	15.2±2.0	17.8±2.1	286±43
T-5	69.07113	33.18487	59	6.1±1.7	<1.5	17.3±2.1	14.8±1.9	365±44
T-6	69.05692	33.05138	26	12.0±1.9	4.5±1.8	22.6±2.5	20.7±2.5	398±48
T-7	69.19065	33.56120	184	<0.1	<0.8	11.6±1.6	19.3±2.3	352±42
T-8	69.24768	33.54400	276	4.0±1.3	<0.8	22±2.6	23.2±2.6	437±48
T-9	69.26918	33.53308	104	<0.2	<0.8	21.7±2.4	18.4±2.4	360±43
T-10	69.28763	33.47557	79	2.2±0.9	<1.2	23.7±2.6	24.2±2.7	438±48
T-11	69.50007	33.49972	270	4.4±1.4	<0.9	32.3±3.6	35.2±3.9	608±61
T-12	69.64336	31.37992	84	5.0±1.5	2.5±1.2	25.5±2.8	23.1±2.8	466±51
T-13	69.64408	31.41810	93	6.8±1.8	3.1±1.5	28.3±3.1	30.2±3.3	490±54
T-14	69.65982	31.44495	157	10.2±1.9	5.0±2.0	28.1±3.1	35.8±3.6	509±56
T-15	69.67503	31.45700	110	4.9±1.5	<1.1	26.2±2.9	29.0±3.2	489±54
T-16	69.69095	31.48208	76	<0.2	<0.8	16.9±2.0	10.8±1.8	334±40
T-18	69.72593	31.54333	223	5.6±1.6	3.5±1.5	29±3.2	37.8±3.8	515±57
T-19	69.75432	31.42863	253	6.1±1.7	3.6±1.6	28.6±3.1	30.3±3.3	540±54
T-20	69.78975	31.25037	155	<0.1	<0.8	27.1±3.0	25.8±2.8	536±54
T-21	69.82448	31.06958	90	2.4±1.0	<1.0	21.5±2.4	15.9±2.4	431±47
T-22	69.85822	31.15763	91	<0.1	<0.9	24.1±2.7	24.3±2.9	442±49
T-23	69.90193	31.23477	44	5.9±1.8	<1.1	28.9±3.2	27.4±3.0	402±44
T-24	69.91637	31.34283	82	<0.1	<0.8	27.3±3.0	29.6±3.3	490±54
T-25	69.84398	31.37048	276	5.2±1.5	3.4±1.5	32.7±3.3	38.9±3.9	586±59
T-26	69.78602	31.51778	206	5.1±1.4	<1.1	28.5±3.1	33.2±3.7	575±58
T-28	69.79678	32.00315	53	<0.2	<1.0	27±3.0	17.5±2.5	498±50
T-29	69.84460	31.89553	70	<0.3	<1.2	26.2±2.9	19.1±2.5	447±50
T-30	69.86915	31.85133	77	<0.1	<0.9	23.3±2.6	17.6±2.1	533±53
T-32	69.82797	31.57200	200	3.1±1.0	<1.1	27.1±3.0	24.1±2.7	474±52
T-33	69.94550	31.64445	211	5.7±1.6	3.6±1.6	24.2±2.7	32.0±3.5	590±59
T-34	69.97702	31.61938	236	5.2±1.5	<1.1	32.2±3.2	33.0±3.6	377±49
T-35	69.98515	31.49328	214	3.2±1.0	<0.8	20.5±2.3	20.3±2.4	449±49

Продолжение таблицы В2

T-36	70.05345	31.70965	184	<0.1	<0.8	22.5±2.5	19.6±2.4	426±47
T-37	70.00757	31.81833	110	3.6±1.1	<1.1	29.0±2.9	27.6±3.0	525±53
T-38	69.96195	31.91792	66	2.5±0.9	<0.9	19.6±2.2	11.5±2.1	345±45
T-39	70.04072	32.00593	95	3.7±1.1	<1.1	18.3±2.2	16.9±2.4	351±46
T-40	70.13318	31.96328	239	3.8±1.1	2.0±1.0	20.0±2.2	23.1±2.5	461±51
T-41	70.05197	32.25315	199	4.6±1.3	<1.5	20.6±2.3	30.0±3.3	559±56
T-45	70.00210	32.49918	222	4.2±1.2	<1.2	26.5±2.9	25.9±2.8	513±51
T-48	69.84922	32.50607	35	4.2±1.2	2.1±1.1	26.4±2.9	24.9±2.8	533±51
T-49	69.82392	32.76655	82	<0.2	<0.8	20.1±2.2	15.5±1.9	339±45
T-51	69.85747	33.13473	218	<0.2	<0.9	20.5±2.2	14.5±1.9	349±45
T-53	69.75312	33.44927	207	<0.1	<0.8	19.6±2.2	12.6±2.0	411±45
T-55	69.66137	33.12012	242	3.1±1.0	<1.2	37.8±3.8	27.8±3.1	533±55
T-56	69.52997	33.03638	293	<0.1	0.8	25.9±2.8	36.3±3.6	564±56
T-57	69.47282	32.95753	63	3.6±1.0	<1.2	33.9±3.7	44.2±4.4	544±54
T-59	69.52503	32.79495	279	5.8±1.5	3.3±1.6	35.9±3.6	32.4±3.2	601±60
T-60	69.48912	32.69052	56	6±1.4	4.1±1.8	35.2±3.5	43.3±4.3	562±56
T-61	69.55958	32.66437	248	5.5±1.4	<1.4	34.7±3.8	27.0±3.0	575±58
T-62	69.55418	32.59182	207	3±0.9	<1.0	26.6±2.9	30.4±3.3	590±59
T-63	69.52770	32.45335	117	3.3±1.0	<0.9	30.1±3.3	26.8±2.9	457±50
T-64	69.59390	32.45018	187	3.8±1.1	<1.1	29.2±3.2	26.8±2.9	534±59
T-65	69.57388	32.29062	74	10.1±2.4	5.9±2.2	27.0±3.0	27.7±3.0	542±60
T-66	69.60758	32.30028	189	6.3±1.6	<1.4	36.4±3.6	30.2±3.3	581±64
T-67	69.56290	32.02913	48	9.2±2.2	5.4±2.1	21.0±2.3	24.3±2.7	394±51
T-68	69.61967	32.14062	214	5.1±1.4	2.0±1.0	36.4±4.0	29.1±3.2	534±59
T-70	69.69160	32.16243	38	4.2±1.2	<1.5	23.9±2.6	19.7±2.4	403±44
T-71	69.48417	32.60690	136	5.3±1.5	<1.2	27.1±3.0	27±3.0	461±55
T-72	69.46758	32.60442	102	4.9±1.4	<1.6	24.7±2.7	27.3±3.0	476±52
T-73	69.52317	33.19837	242	5.5±1.5	<1.4	34.3±3.4	39.0±3.9	619±62
T-74	69.47970	33.18488	213	5.1±1.4	<1.4	31.9±3.5	27.4±3.0	552±61
T-75	69.33580	32.91672	141	11.0±2.5	4.4±2.0	28.2±3.1	36.4±3.6	541±60
T-76	69.34720	32.92398	203	9.6±2.3	4.3±1.9	31.3±3.1	37.5±3.8	518±57
T-77	69.35842	32.94203	223	9.5±2.3	3.9±1.8	31.9±3.2	36.5±3.7	566±57
T-78	69.37067	32.95705	231	9.1±2.2	<1.7	32.0±3.2	38.9±3.9	524±52
T-79	69.39672	32.99937	267	8.6±2.2	3.9±1.8	24.8±2.7	30.8±3.1	441±53
T-80	69.40507	33.00252	232	8.1±2.0	3.6±1.7	32.8±3.3	30.1±3.0	496±55

Продолжение таблицы В2

T-81	69.41647	33.03022	223	6.9±1.8	<1.4	28.3±3.1	33.4±3.3	491±54
T-82	69.42342	33.04993	223	5.9±1.6	<1.2	35.3±3.5	34.2±3.4	492±54
T-83	69.43787	33.09183	135	4.7±1.3	<1.2	20.0±2.4	22.3±2.5	405±49
T-84	69.45382	33.12027	114	<0.1	<0.8	20.5±2.5	22.9±2.5	408±49
T-85	69.43413	33.17815	52	<0.1	<0.8	13.6±1.9	7.5±1.6	330±46
T-86	69.43937	33.36822	201	<0.1	<0.9	26.3±2.9	20.8±2.5	433±43
T-87	69.47062	33.35980	203	4.5±1.4	<1.2	22.9±2.7	31.6±3.5	504±55
T-88	69.52088	33.35997	228	4.9±1.5	<1.4	33.9±3.7	33.1±3.3	600±60
T-89	69.61450	33.41872	233	5.1±1.5	2.8±1.4	34.3±3.4	25.5±2.8	565±57
T-90	69.61180	33.74687	184	3.2±1.0	<1.2	23.1±2.5	22.9±2.5	467±51
T-91	69.47878	33.75672	273	6.1±1.6	3.0±1.4	34.5±3.5	34.4±3.4	618±62
T-92	69.39700	33.75618	269	8.8±2.2	4.5±1.9	33.9±3.4	35.4±3.5	598±60
T-94	69.44138	34.22857	116	<0.1	<0.9	18.7±2.2	26.2±2.9	555±61
T-96	69.40045	34.69670	133	3.3±1.1	<1.3	19.6±2.4	14.3±2.1	473±52
T-97	69.33923	34.70490	134	<0.1	<0.8	27.4±3.0	13.8±2.2	487±54
T-98	69.29908	34.69968	122	<0.1	<1.0	32.7±3.6	19.2±2.3	568±57
T-100	69.17310	34.93973	50	4.0±1.2	<1.1	10.0±1.5	19.4±2.5	336±44
T-101	69.19217	34.96427	61	6.0±1.7	<1.4	26.0±2.9	21.2±2.3	421±46
T-103	69.22658	35.01783	38	<0.1	<0.9	12.5±1.8	10.3±2.0	245±37
T-104	69.17723	35.14573	54	3.4±1.1	2.0±1.0	12.8±1.9	20.4±2.4	370±48
T-105	69.18460	35.14553	74	4±1.2	<1.8	10.1±1.6	24.1±2.7	349±45
T-106	69.20032	35.15392	66	2.4±0.9	<1.6	9.3±1.4	21.4±2.4	273±41
T-107	69.20950	35.25333	53	<0.1	<0.8	13.6±1.9	7.5±1.7	330±43
T-108	69.20898	35.20053	106	<0.1	<0.8	32.1±3.5	25±2.8	501±55
T-109	69.21758	35.15825	121	<0.1	<0.8	23.5±2.8	23±2.5	500±55
T-110	69.22870	35.11913	100	<0.1	<0.8	16.9±2.2	20.4±2.4	415±50
T-111	69.23662	35.07872	133	4.4±1.2	2.1±1.1	22±2.4	17.4±2.1	438±53
T-112	69.35797	35.25703	152	<0.1	<0.8	14.3±1.9	9.4±1.8	351±49
T-114	69.30157	35.24882	160	<0.1	<0.8	14.6±2.0	14.3±2.1	324±45
T-115	69.26878	35.24982	155	2.6±0.9	<0.9	17.9±2.3	23.7±2.6	463±56

Примечание: Координаты показаны в виде: градусы, доли градусов.

Таблица В3 – Гранулометрический состав и основные физико-химические параметры поверхностного слоя донных отложений Баренцева моря по результатам рейса на научно-исследовательском судне «Дальние Зеленцы»

Шифр пробы	Координаты		Гранулометрический состав, %								Физико-химические параметры, %		
	N	E	> 4	2-4 мм	1-2 мм	0.5-1 мм	250 мкм	100 мкм	45 мкм	<45 мкм	Зольность	ОВ	CO ₃ ²⁻
T-1	68.95000	33.01267	3.4	3.0	5.8	8.1	17.0	39.7	18.2	4.7	98.15	1.85	0.79
T-2	68.98033	33.04483	3.0	1.7	1.6	1.9	2.7	40.0	36.1	13.1	93.89	6.11	1.94
T-4	69.06652	33.08352	0.3	0.7	0.6	0.7	2.3	32.2	39.7	23.5	93.7	6.3	1.82
T-5	69.07113	33.18487	1.5	0.6	0.4	1.1	3.9	45.9	37.7	9.1	95.94	4.06	1.26
T-6	69.05692	33.05138	2.2	0.8	1.5	1.9	3.9	25.7	43.4	20.7	93.04	6.96	1.80
T-7	69.19065	33.56120	0.5	1.2	0.7	1.6	4.3	62.6	21.2	7.9	96.16	3.84	1.06
T-8	69.24768	33.54400	6.8	3.9	8.6	8.1	10.9	16.6	33.0	12.2	95.92	4.08	2.53
T-9	69.26918	33.53308	3.1	7.6	7.5	10.5	18.7	33.2	16.2	3.1	92.82	7.18	3.50
T-10	69.28763	33.47557	5.2	7.6	6.8	14.2	11.0	4.0	48.9	2.4	97.97	2.03	0.77
T-11	69.50007	33.49972	1.4	1.5	3.7	5.3	6.4	43.5	29.5	8.8	93.87	6.13	2.21
T-12	69.64336	31.37992	1.4	1.3	2.5	4.5	22.2	45.2	21.7	1.3	96.03	3.97	1.75
T-13	69.64408	31.41810	0.2	0.1	0.4	0.4	0.8	50.6	42.2	5.4	95.97	4.03	0.79
T-14	69.65982	31.44495	0	0	0	0.1	0.2	42.3	51.2	6.3	93.6	6.4	4.17
T-15	69.67503	31.45700	0	0.1	0	1.9	30.8	61.5	2.4	3.3	94.91	5.09	2.19
T-16	69.69095	31.48208	1.5	0.2	0.2	0.4	11.1	74.0	11.6	1.0	98.76	1.24	5.78
T-18	69.72593	31.54333	0	0	0.1	22.7	0.5	34.0	37.5	5.3	92.71	7.29	1.97
T-19	69.75432	31.42863	0	0	0.1	0	0.2	49.6	41.6	8.5	93.15	6.85	3.36
T-20	69.78975	31.25037	23.9	7.2	5.4	19.8	3.5	25.5	13.3	1.5	97.34	2.66	1.81
T-21	69.82448	31.06958	5.9	9.0	9.8	4.6	6.4	49.5	13.4	1.5	97.66	2.34	0.78
T-22	69.85822	31.15763	1.1	7.4	10.7	11.2	17.7	33.0	16.4	2.7	95.42	4.58	4.83
T-23	69.90193	31.23477	28.2	12.4	10.7	9.6	8.9	9.8	8.0	12.5	95.6	4.4	3.54
T-24	69.91637	31.34283	2.0	8.4	10.6	5.9	12.3	49.3	10.6	0.9	96.69	3.31	2.42
T-25	69.84398	31.37048	0	0	0	0.2	0.2	48.7	43.0	8.0	93.12	6.88	2.12
T-26	69.78602	31.51778	0	0.1	0	0.1	0.1	41.8	42.1	15.8	95.04	4.96	2.30
T-28	69.79678	32.00315	10.6	2.0	1.3	1.8	5.6	54.4	21.1	3.1	94.41	5.59	3.10
T-29	69.84460	31.89553	3.6	0.5	0.4	0.4	1.1	73.4	16.9	3.8	97.91	2.09	3.86
T-30	69.86915	31.85133	0	0.1	0.2	0.1	0.1	71.7	25.1	2.8	98.44	1.56	1.66
T-32	69.82797	31.57200	0.1	0.2	0	0	17.8	42.0	33.7	6.2	97.78	2.22	1.82
T-33	69.94550	31.64445	0	0	0.1	0.2	1.0	47.4	45.2	6.2	95.41	4.59	1.75
T-34	69.97702	31.61938	0	0	0.2	0.2	0.4	36.3	57.9	5.0	95.9	4.1	1.86
T-35	69.98515	31.49328	5.1	4.1	3.7	4.5	12.7	52.8	13.8	3.4	98.43	1.57	1.36

Продолжение таблицы В3

T-36	70.05345	31.70965	2.2	4.5	3.5	1.9	6.5	58.2	20.8	2.4	96.83	3.17	1.35
T-37	70.00757	31.81833	17.8	12.1	9.1	7.4	10.4	31.9	10.0	1.2	97.03	2.97	3.61
T-38	69.96195	31.91792	16.3	34.5	36.3	9.7	1.7	0.8	0.4	0.2	97.89	2.11	25.04
T-39	70.04072	32.00593	9.8	5.4	6.9	12.1	32.3	30.1	2.7	0.7	98.31	1.69	10.79
T-40	70.13318	31.96328	0	0	0.1	0.2	0.6	70.5	23.6	5.0	95.74	4.26	2.52
T-41	70.05197	32.25315	0	0	32.8	0	0	37.5	27.3	2.5	94.63	5.37	2.79
T-45	70.00210	32.49918	0	0	0	0.2	0.1	51.5	42.4	5.9	95.67	4.33	1.81
T-48	69.84922	32.50607	30.9	6.2	9.1	19.1	25.2	8.7	0.6	0.2	98.47	1.53	2.15
T-49	69.82392	32.76655	16.6	6.7	7.6	10.2	29.1	27.7	1.6	0.5	98.66	1.34	5.40
T-51	69.85747	33.13473	1.3	2.7	2.4	1.8	10.6	63.4	15.4	2.5	98.59	1.41	1.03
T-53	69.75312	33.44927	2.0	1.2	1.1	0.2	1.5	70.6	20.0	3.4	96.86	3.14	1.17
T-55	69.66137	33.12012	0	0.1	0.1	5.7	0.3	57.0	28.0	8.9	95.73	4.27	1.70
T-56	69.52997	33.03638	0	0	0	0.1	0.7	33.8	53.0	12.5	92.44	7.56	1.99
T-57	69.47282	32.95753	0	0.7	9.0	10	43.6	29.0	7.4	0.4	98.26	1.74	4.57
T-59	69.52503	32.79495	0	0	0	28.6	0	31.9	33.1	6.4	93.34	6.66	3.96
T-60	69.48912	32.69052	7.9	5.0	7.2	5.9	7.8	16.7	44.9	4.7	96.71	3.29	1.90
T-61	69.55958	32.66437	0	0	0.2	0.6	0.4	49.2	43.1	6.5	93.29	6.71	1.82
T-62	69.55418	32.59182	0	0.2	0.6	0.4	1.0	43.4	42.5	12.0	94.69	5.31	1.73
T-63	69.52770	32.45335	0.9	0.2	0.2	0.4	0.7	64.7	28.5	4.4	97.48	2.52	1.11
T-64	69.59390	32.45018	2.6	0.1	0.1	0.1	0.5	43.7	45.3	7.6	97.67	2.33	1.96
T-65	69.57388	32.29062	0	0.1	0.1	0.2	0.7	44.7	41.8	12.3	96.27	3.73	2.51
T-66	69.60758	32.30028	3.2	0.3	0.3	0.5	0.8	36.4	44.9	13.7	94.69	5.31	1.72
T-67	69.56290	32.02913	1.2	1.3	1.7	2.5	3.8	32.7	47.1	9.7	97.61	2.39	0.54
T-68	69.61967	32.14062	7.5	4.6	2.5	3.4	2.7	23.8	35.0	20.6	94.16	5.84	1.82
T-70	69.69160	32.16243	38.8	8.9	4.8	4.9	2.8	23.9	13.7	2.3	92.32	7.68	6.72
T-71	69.48417	32.60690	3.5	1.3	1.2	1.6	2.7	49.0	30.5	10.4	97.19	2.81	2.52
T-72	69.46758	32.60442	10.4	3.2	2.2	4.9	9.7	49.8	15.4	4.3	97.05	2.95	1.87
T-73	69.52317	33.19837	0	0	0	0	0	41.9	47.3	10.8	91.62	8.38	2.07
T-74	69.47970	33.18488	0	0	0.5	1.0	3.7	53.7	35.1	6.0	96.48	3.52	2.24
T-75	69.33580	32.91672	0	0.6	0.9	1.2	4.0	42.9	37.3	13.2	91.13	8.87	1.36
T-76	69.34720	32.92398	0	0.5	2.4	1.0	1.9	40.5	42.3	11.4	92.7	7.3	1.77
T-77	69.35842	32.94203	0	0.3	0.2	0.3	0.5	46.1	43.6	8.9	91.64	8.36	2.05
T-78	69.37067	32.95705	0	0	31.1	0.3	1.5	28.5	32.2	6.4	88.35	11.65	2.58
T-79	69.39672	32.99937	0	0.7	3.6	1.9	2.5	26.8	48.8	15.7	89.79	10.21	3.45
T-80	69.40507	33.00252	0.1	0.1	0	0.1	1.0	43.5	45.5	9.6	94.33	5.67	2.68

Продолжение таблицы В3

T-81	69.41647	33.03022	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	44.2	43.4	11.8	94.36	5.64	3.55
T-82	69.42342	33.04993	0.1	0.1	0.2	0.2	0.5	46.7	41.4	10.8	92.17	7.83	1.97
T-83	69.43787	33.09183	0	0.1	0.1	0.2	0.8	54.6	33.9	10.2	98.59	1.41	1.03
T-84	69.45382	33.12027	7.2	10.3	7.8	10.1	21.4	35.1	7.3	0.8	98.07	1.93	1.79
T-85	69.43413	33.17815	10	31.4	35.2	13.5	5.8	4.0	0.2	0.0	99.56	0.44	3.21
T-86	69.43937	33.36822	0	0.2	0.2	0.1	0.3	53.0	37.9	8.4	96.57	3.43	1.10
T-87	69.47062	33.35980	0	0	0.1	5.1	10.5	37.0	35.8	11.5	94.57	5.43	3.79
T-88	69.52088	33.35997	0	0	16.9	0.1	0.1	23.6	50.9	8.5	94.46	5.54	1.69
T-89	69.61450	33.41872	0	0	0	0.5	0	44.5	47.9	7.1	95.7	4.3	1.70
T-90	69.61180	33.74687	2.8	1.9	2.9	3.1	3.7	48.9	30.4	6.4	95.99	4.01	0.95
T-91	69.47878	33.75672	0	0	0	0	0	38.5	50.5	11.1	96.26	3.74	2.36
T-92	69.39700	33.75618	0	0	0.1	1.2	3.9	51.3	37.3	6.2	93.33	6.67	2.27
T-94	69.44138	34.22857	2.2	5.1	5.9	4.4	5.7	56.1	19.2	1.4	97.22	2.78	2.09
T-96	69.40045	34.69670	2.7	0.6	0.7	0.7	2.9	74.2	17.0	1.2	97.64	2.36	1.07
T-97	69.33923	34.70490	0	0.1	0.5	0.6	1.7	74.1	19.9	3.0	98.55	1.45	1.00
T-98	69.29908	34.69968	0	0	0.1	0.1	0.6	75.3	21.3	2.6	98.46	1.54	0.68
T-100	69.17310	34.93973	7.6	2.6	4.2	5.2	9.3	33.4	31.6	6.0	95.82	4.18	0.79
T-101	69.19217	34.96427	32.8	4.9	5.0	5.9	6.5	20.4	18.7	5.9	94.87	5.13	6.63
T-103	69.22658	35.01783	51.9	28.9	16.5	2.5	0.1	0.0	0.0	0.0	99.54	0.46	1.84
T-104	69.17723	35.14573	3.6	0.8	0.9	0.4	2.1	56.6	31.2	4.3	98.05	1.95	0.69
T-105	69.18460	35.14553	1.1	1.7	0.7	1.1	0	55.5	33.1	6.8	97.17	2.83	1.35
T-106	69.20032	35.15392	0.8	0.6	0.7	1.8	34.6	56.8	4.2	0.5	99.42	0.58	1.34
T-107	69.20950	35.25333	2.1	0.5	0.2	0.1	22.4	67.3	6.6	1.0	99.13	0.87	0.88
T-108	69.20898	35.20053	0	0	0.1	0.1	0.1	58.4	36.9	4.5	92.37	7.63	2.13
T-109	69.21758	35.15825	0	0.1	0.3	0.9	0.9	33.8	58.1	5.9	97.36	2.64	0.66
T-110	69.22870	35.11913	17.9	8.5	4.0	5.1	6.8	42.2	13.6	1.9	97.67	2.33	1.47
T-111	69.23662	35.07872	1.5	0.3	0.4	0.8	2.7	71.1	21.1	2.1	98.5	1.5	0.90
T-112	69.35797	35.25703	2.0	2.4	2.6	6.5	22.0	54.8	8.0	1.7	97	3.0	0.63
T-114	69.30157	35.24882	9.0	2.7	3.9	22.0	16.6	38.7	6.0	1.2	98.41	1.59	1.04
T-115	69.26878	35.24982	11.3	34.1	36.2	15.4	2.1	0.5	0.4	0.1	99.23	0.77	6.62

Примечание: Погрешность расчета гранулометрического состава не превышает 0.1% (ГОСТ 12536-2014), координаты показаны в виде: градусы, доли градусов.

Таблица В4 – содержание радиоактивных элементов в поверхностном слое донных отложений Баренцева моря по результатам рейса на научно-исследовательском судне «Профессор Молчанов»

Шифр пробы	Координаты		Глубина, м	Удельные активности радионуклидов, Бк/кг			
	N	E		¹³⁷ Cs	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K
Ст-3	75.36667	54.76667	223	2.5±0.5	20.3±2.2	28±2.5	650±59
Ст-4	75.55000	54.16667	115	1.3±0.4	17.7±1.9	21±2.3	530±48
Ст-5	75.73333	53.56667	130	<0.3	15.8±2.5	22±3.1	660±86
Ст-6	75.93333	52.95000	120	<0.5	15.1±1.7	21±2.3	660±59
Ст-7	76.13333	52.33333	168	<0.3	12.7±1.8	16.6±1.7	610±49
Ст-8	76.26667	51.85000	281	<0.4	13±1.4	18.6±1.7	530±37
Ст-9	76.40000	51.45000	338	1.3±0.4	21.8±2.2	33±3.3	720±65
Ст-10	76.66667	50.58333	349	2.6±0.6	30±2.7	37±3.7	710±57
Ст-11	76.93333	49.61667	329	1.4±0.4	28.2±2.5	37.1±3.0	670±54
Ст-12	77.20000	48.70333	263	2.1±0.4	23.7±2.4	36±3.2	730±66
Ст-13	77.46667	47.76667	239	1.7±0.4	24.2±2.4	35±3.9	720±65
Ст-14	77.68333	46.95667	233	2.1±0.5	25.5±2.3	35±3.5	730±66
Ст-15	77.90000	46.13333	269	1.7±0.5	25.1±2.5	33±3.6	710±64
Ст-16	78.16667	45.16667	297	2.8±0.5	28.6±2.9	39±4.3	680±61
Ст-17	78.43000	44.06000	231	2.3±0.5	25.5±2.6	40±4.0	680±61
Ст-18	78.69167	43.00333	255	<0.5	22.5±2.0	27.1±2.4	680±54
Ст-19	78.96667	41.95500	449	1.0±0.6	29.3±2.9	39±3.1	750±60
Ст-20	79.00000	42.94000	360	2.2±0.7	24.3±2.2	32.1±2.6	670±54
Ст-21	79.08000	43.79000	238	1.3±0.5	18.9±1.7	23.8±2.1	570±46
Ст-22	79.15000	44.49000	189	<0.2	13.5±1.6	20.3±2.0	520±42
Ст-23	79.22667	45.41667	88	<0.4	14±2.2	20±3.2	570±80
Ст-24	79.30833	46.47167	79	<0.2	10.3±1.4	15.8±1.7	550±50
Ст-25	79.39667	47.42500	265	1.1±0.3	20.7±2.3	29±3.2	710±64
Ст-26	79.49500	48.58000	310	3.0±0.7	23.1±2.3	31±3.1	670±60
Ст-27	79.60000	49.70667	278	3.3±0.6	23.9±2.4	32±3.5	600±54
Ст2-1	78.90200	53.70581	294	1.6±0.8	22.9±2.5	31±2.8	650±52
Ст2-2	78.69333	54.39333	250	1.7±0.4	21.9±2.2	29±3.2	650±59
Ст2-3	78.47393	55.11579	236	2.2±0.5	26.5±2.9	37±3.7	680±61
Ст2-4	78.25946	55.79301	169	1.1±0.7	15.5±1.9	23.4±2.1	610±49
Ст2-5	78.06035	56.38600	176	1.4±0.4	18.3±1.8	24.6±2.7	610±55

Продолжение таблицы В4

Ст2-6	77.92327	56.87098	274	1.3±0.5	20.7±2.1	28.9±2.3	650±52
Ст2-7	77.77667	57.28667	340	<0.4	14.8±1.9	24.6±2.2	550±44
Ст2-8	77.55833	57.91333	140	<0.5	13.5±1.8	18.7±1.9	670±54
Ст2-9	77.35000	58.53333	207	<0.69	13.1±1.4	20.8±2.1	790±71
Ст2-10	77.10289	59.28353	210	1.8±0.5	21.8±2.0	28.4±2.8	680±54
Ст2-11	76.89498	59.88595	252	2.6±0.5	19.5±2.1	29±3.2	690±62
Ст2-12	76.68333	60.50000	270	1.5±0.4	15.6±1.7	22.5±2.3	570±51
Ст2-13	76.53755	60.95939	84	1.8±0.4	21.5±2.2	30.9±2.8	720±65
Ст2-14	76.38622	61.31089	76	1.6±0.5	25.4±2.3	36±3.2	780±70

Таблица В5 – Гранулометрический состав и основные физико-химические параметры поверхностного слоя донных отложений Баренцева моря по результатам рейса на научно-исследовательском судне «Профессор Молчанов»

Шифр пробы	Координаты		Гранулометрический состав, %									Физико-химические параметры, %		
	N	E	>10 мм	4-10 мм	2-4 мм	1-2 мм	0.5-1 мм	250 мкм	100 мкм	45 мкм	<45 мкм	Зольность	ОВ	CO ₃ ²⁻
Ст-3	75.36667	54.76667	0	0	0	0	4.7	17.8	25.6	11.8	40.0	91.64	5.91	1.30
Ст-4	75.55000	54.16667	3.8	4.1	3.8	2.3	2.3	15.5	38.0	12.2	17.8	92.92	5.83	1.90
Ст-5	75.73333	53.56667	0.9	0.2	0.3	0.3	1.3	11.7	57.6	15.2	12.4	94.31	4.63	1.97
Ст-6	75.93333	52.95000	0	0	0.2	0.5	0.2	4.3	60.4	25.5	8.9	95.98	3.26	1.49
Ст-7	76.13333	52.33333	11.9	2.6	2.1	1.4	1.2	8.8	63.2	7.1	1.7	97.83	1.71	0.82
Ст-8	76.26667	51.85000	12.3	3.7	5.4	2.9	3.0	10.2	59.6	2.1	0.9	97.75	1.72	0.72
Ст-9	76.40000	51.45000	0	0	0	0	2.8	16.7	39.6	20.2	20.7	90.61	7.17	2.17
Ст-10	76.66667	50.58333	0	0	0	0	0	25.0	34.3	14.7	26.0	85.17	11.49	4.81
Ст-11	76.93333	49.61667	0	0	0	0	0	24.7	33.0	18.9	23.3	84.83	11.59	4.56
Ст-12	77.20000	48.70333	0	0	0	0	8.3	18.8	25.5	19.6	27.7	84.35	12.34	6.37
Ст-13	77.46667	47.76667	0	0	0	0	0	13.8	32.6	20.3	33.2	87.56	9.56	3.64
Ст-14	77.68333	46.95667	0	0	0	0	5.5	19.5	29.1	17.1	28.8	87.75	9.45	3.14
Ст-15	77.90000	46.13333	0	0	0	0	4.3	19.1	31.6	18.2	26.8	85.96	10.06	2.79
Ст-16	78.16667	45.16667	0	0	0	0	3.3	22.2	30.0	16.1	28.3	84.79	12.20	4.03
Ст-17	78.43000	44.06000	0	0	0	0	0	11.2	32.8	19.0	37.1	87.74	8.54	2.32
Ст-18	78.69167	43.00333	0	0	0	0	1.2	9.4	31.4	31.1	26.9	91.17	6.42	1.95
Ст-19	78.96667	41.95500	0	0	0	0	6.0	23.7	31.8	13.8	24.7	86.41	10.21	3.09
Ст-20	79.00000	42.94000	0	0	0	0	1.0	10.1	32.9	30.3	25.7	89.90	7.48	2.47
Ст-21	79.08000	43.79000	0	0	0	0.8	1.1	10.4	44.8	23.7	19.2	92.11	6.02	2.13
Ст-22	79.15000	44.49000	0	0	0	0	0	12.4	65.3	11.7	10.5	94.19	3.57	0.85
Ст-23	79.22667	45.41667	0	0	0.3	1.0	2.4	19.9	52.1	12.0	12.4	96.77	2.66	0.70
Ст-24	79.30833	46.47167	0	0	0.1	0.3	0.3	12.9	79.6	4.7	2.1	97.87	1.69	0.84
Ст-25	79.39667	47.42500	0	0	0	0	3.1	13.8	29.0	21.7	32.4	90.18	7.83	2.68
Ст-26	79.49500	48.58000	0	0	0	0	1.9	16.7	32.6	20.5	28.4	87.47	9.13	2.76
Ст-27	79.60000	49.70667	0	0	0	0	2.1	18.6	31.7	16.6	31.0	86.81	9.67	2.50
Ст2-1	78.90200	53.70581	0	0	0	0	0.4	9.7	36.8	29.9	23.2	88.34	8.50	3.37
Ст2-2	78.69333	54.39333	2.8	0.4	0.4	0.5	2.5	16.0	39.4	20.4	17.7	89.99	6.96	1.88
Ст2-3	78.47393	55.11579	0	0	0.2	0.4	5.8	20.2	28.1	16.1	29.1	86.41	8.89	2.77
Ст2-4	78.25946	55.79301	0	0	0.5	0.9	0.8	8.6	63.5	13.7	12.2	91.28	4.58	1.55
Ст2-5	78.06035	56.38600	0	0	0.3	0.3	0.6	11.4	49.9	19.3	18.3	88.54	5.84	1.85
Ст2-6	77.92327	56.87098	0	0	0	0	0.7	5.9	44.9	28.2	20.3	92.75	5.19	1.67
Ст2-7	77.77667	57.28667	18.5	4.1	2.9	2.0	3.8	16.5	36.4	8.1	7.7	94.68	3.67	1.30

Продолжение таблицы В5

Ст2-8	77.55833	57.91333	4.1	1.6	0.8	1.2	1.8	13.5	69.0	6.6	1.3	96.41	3.12	1.05
Ст2-9	77.35000	58.53333	0	0	0	0	0.5	2.6	81.5	10.4	5.1	94.13	4.45	2.55
Ст2-10	77.10289	59.28353	0	0	0	0	0.5	11.9	27.4	30.6	29.6	90.27	7.65	2.46
Ст2-11	76.89498	59.88595	0	0	0	0	1.7	20.7	31.9	14.3	31.4	85.77	11.40	3.66
Ст2-12	76.68333	60.50000	2.4	0.4	1.1	1.3	1.9	11.5	52.9	14.7	13.7	92.54	6.05	1.76
Ст2-13	76.53755	60.95939	14.1	16.9	3.8	3.0	4.7	18.2	14.5	7.7	17.1	88.13	9.81	4.47
Ст2-14	76.38622	61.31089	7.0	6.3	5.5	2.7	10.5	23.3	20.6	8.8	15.3	88.12	10.26	4.48

Примечание: Погрешность расчета гранулометрического состава не превышает 0.1% (ГОСТ 12536-2014), координаты показаны в виде: градусы, доли градусов.

Приложение Г. Данные по радиационным и физико-химическим параметрам торфяных отложений Западного сектора Российской Арктики

Таблица Г1 – Радиационные и физико-химические параметры торфяного разреза Та-1, Мезенский район Архангельской области

Шифр разреза	Координаты		Глубина, см	Удельные активности радионуклидов, Бк/кг			Физико-химические параметры					
	N	E		²¹⁰ Pb	¹³⁷ Cs	²⁴¹ Am	ОВ, %	ППП, %	Зольность, %	ВРС, мг/г	pH _{акт.}	pH _{обм.}
Та-1	65.64983	41.36041	0-6	239±39	32.9±3.1	-	97.4	0.30±0.03	2.6	3.03	3.79±0.01	3.05±0.01
			6-8	211±35	45.9±4.3	-	96.9	0.20±0.03	3.1	1.97	3.74±0.01	2.90±0.01
			8-10	235±38	45.1±2.7	1.4±0.3	96.0	0.15±0.06	4.0	1.64	3.81±0.01	2.96±0.01
			10-12	240±39	39.1±2.7	1.2±0.4	95.9	0.25±0.06	4.1	2.36	3.68±0.01	2.91±0.01
			12-14	188±31	25.0±1.6	-	96.2	0.26±0.01	3.8	1.62	3.78±0.01	2.93±0.01
			14-16	170±28	10.6±1.4	1.8±1.0	96.6	0.20±0.03	3.4	1.45	3.81±0.01	2.89±0.01
			16-18	131±21	7.6±0.8	-	97.0	0.26±0.01	3.0	1.35	3.74±0.01	2.85±0.01
			18-21	113±18	7.4±1.6	1.5±0.8	98.2	0.14±0.04	1.9	1.27	3.73±0.01	2.78±0.01
			21-23	100±16	4.9±1.3	-	98.0	0.15±0.01	2.0	1.31	3.74±0.01	2.78±0.01
			23-25	63±10	4.6±0.6	0.8±0.2	98.2	0.15±0.02	1.8	1.08	3.75±0.01	2.78±0.01
			25-27	52±8	5.4±1.1	-	98.1	0.18±0.02	1.9	1.19	3.72±0.01	2.77±0.01
			27-29	77±18	2.9±0.4	-	98.6	0.13±0.03	1.4	1.19	3.67±0.02	2.73±0.01
			29-31	48±8	3.1±0.6	-	98.6	0.17±0.02	1.4	0.82	3.82±0.01	2.73±0.01
			31-33	38±6	4.2±1.1	-	98.5	0.11±0.03	1.5	0.83	3.83±0.01	2.76±0.01
			33-35	41±7	2.6±0.6	-	98.6	0.12±0.01	1.4	1.00	3.80±0.01	2.80±0.01
			35-37	39±6	2.4±0.6	-	98.7	0.12±0.02	1.3	0.94	3.87±0.01	2.82±0.01
			37-39	37±6	2.8±0.6	-	99.0	0.12±0.02	1.0	0.94	3.89±0.01	2.79±0.01
			39-41	39±6	2.0±0.5	-	98.9	0.12±0.03	1.1	1.05	3.87±0.01	2.81±0.01
			41-43	41±7	2.0±0.4	-	98.9	0.11±0.02	1.1	0.99	3.78±0.01	2.80±0.01
			43-45	40±6	1.1±0.4	-	98.8	0.13±0.02	1.2	0.82	3.80±0.01	2.78±0.01
			45-47	43±7	2.3±0.6	-	98.6	0.06±0.01	1.4	1.93	3.67±0.01	2.82±0.01

Примечание: ОВ – содержание органического вещества, ППП – содержание летучих компонентов, ВРС – содержание водорастворимых солей. pH_{акт.} - активная кислотность, pH_{обм.} – обменная кислотность.

Таблица Г2 – Радиационные и физико-химические параметры торфяного разреза Та-2, Приморский район Архангельской области

Шифр разреза	Координаты		Глубина, см	Удельные активности радионуклидов, Бк/кг			Физико-химические параметры					
	N	E		²¹⁰ Pb	¹³⁷ Cs	²⁴¹ Am	ОВ, %	ППП, %	Зольность, %	ВРС, мг/г	pH _{акт.}	pH _{обм.}
Та-2	64.53017	40.05257	0-2	282±46	126.1±7.8	-	97.9	0.25±0.01	2.2	2.62	3.80±0.01	2.92±0.01
			2-4	250±41	57.3±7.8	-	97.8	0.16±0.07	2.3	2.61	3.70±0.01	2.83±0.01
			4-6	255±42	102.0±12.0	-	97.9	0.06±0.02	2.1	3.13	3.43±0.01	2.67±0.01
			6-8	240±39	86.3±5.8	-	96.9	0.15±0.01	3.1	2.85	3.46±0.01	2.69±0.01
			8-10	171±28	79.5±4.9	1.6±0.5	92.9	0.17±0.01	7.1	1.94	3.58±0.01	2.74±0.01
			10-12	141±23	65.9±4.0	-	92.2	0.28±0.01	7.8	2.25	3.42±0.01	2.64±0.01
			12-14	82±13	61.7±3.6	1.9±0.2	94.2	0.25±0.01	5.9	2.43	3.36±0.01	2.57±0.01
			14-16	46±12	46.8±3.3	-	96.0	0.13±0.01	4.0	4.14	3.17±0.01	2.55±0.01
			16-18	62±10	25.8±2.0	1.2±0.4	98.0	0.18±0.06	2.0	1.63	3.52±0.01	2.53±0.01
			18-20	46±7	10.2±1.4	-	98.4	0.25±0.02	1.6	1.48	3.55±0.01	2.53±0.01
			20-22	43±7	6.3±1.0	-	98.7	0.18±0.01	1.3	1.83	3.45±0.01	2.49±0.01
			22-24	42±7	3.5±0.9	-	98.9	0.14±0.04	1.1	2.59	3.32±0.01	2.46±0.01
			24-26	41±7	5.4±0.8	-	98.9	0.13±0.07	1.1	1.46	3.52±0.02	2.42±0.01
			26-28	40±7	4.2±0.8	-	99.0	0.08±0.01	1.0	1.64	3.47±0.01	2.40±0.01
			28-30	40±7	4.7±1.2	-	98.9	0.08±0.02	1.1	3.60	3.21±0.01	2.44±0.01
			30-32	60±10	13.5±2.7	-	98.6	0.15±0.04	1.4	2.33	3.39±0.01	2.48±0.01
			32-34	44±7	3.2±0.9	-	99.2	0.08±0.02	0.8	1.86	3.42±0.01	2.42±0.01
			34-36	41±7	2.2±0.8	-	99.2	0.13±0.01	0.8	1.88	3.37±0.01	2.42±0.01
			36-38	40±6	6.0±1.0	-	99.2	0.08±0.01	0.8	1.66	3.46±0.02	2.42±0.01
			38-40	43±7	4.0±1.3	-	99.2	0.10±0.01	0.8	2.02	3.37±0.01	2.41±0.01
			40-42	42±7	5.0±1.0	-	99.2	0.13±0.02	0.8	2.26	3.34±0.01	2.41±0.01
			42-44	41±6	<0.5	-	99.2	0.13±0.01	0.8	2.73	3.28±0.01	2.43±0.01
			44-46	41±7	2.4±0.9	-	99.1	0.12±0.01	0.9	3.11	3.24±0.01	2.44±0.01
			46-48	40±7	3.1±0.8	-	99.1	0.11±0.03	0.9	2.13	3.36±0.01	2.40±0.01

Примечание: ОВ – содержание органического вещества, ППП – содержание летучих компонентов, ВРС – содержание водорастворимых солей. pH_{акт.} - активная кислотность, pH_{обм.} – обменная кислотность.

Таблица ГЗ – Радиационные и физико-химические параметры торфяного разреза ИСНО-1, Приморский район Архангельской области

Шифр разреза	Координаты		Глубина, см	Удельные активности радионуклидов, Бк/кг			Физико-химические параметры					
	N	E		²¹⁰ Pb	¹³⁷ Cs	²³⁹⁺²⁴⁰ Pu	ОВ, %	ППП, %	Зольность, %	ВРС, мг/г	pH _{акт.}	pH _{обм.}
ИСНО-1	64.32966	40.60127	0-3	311±34	38.8±4.7	-	98.3	0.12±0.02	1.8	1.78	3.95±0.01	2.78±0.01
			3-5	211±51	45.6±9.1	-	98.5	0.09±0.01	1.5	1.54	3.70±0.01	2.67±0.01
			5-7	168±22	31.2±4.1	-	98.5	0.15±0.07	1.5	1.35	3.70±0.01	2.68±0.01
			7-9	155±36	15.5±4.3	1.0±0.4	98.3	0.12±0.04	1.7	1.20	3.66±0.01	2.68±0.01
			9-11	169±22	16.4±2.3	-	97.1	0.15±0.06	2.9	1.20	3.75±0.01	2.72±0.01
			11-13	158±21	19.8±3.0	-	96.7	0.21±0.01	3.3	1.32	3.75±0.01	2.74±0.01
			13-15	155±26	19.8±3.6	-	96.4	0.22±0.03	3.6	1.42	3.98±0.01	2.86±0.01
			15-17	131±21	27.5±3.9	1.5±0.6	95.6	0.24±0.02	4.4	1.47	3.97±0.01	2.84±0.01
			17-19	181±20	43.4±7.4	-	94.9	0.27±0.01	5.1	1.33	3.94±0.01	2.83±0.01
			19-21	244±73	45.5±6.8	1.6±0.6	94.2	0.26±0.01	5.8	1.22	4.01±0.01	2.83±0.01
			21-23	72±29	37.8±6.4	-	95.3	0.24±0.01	4.7	1.47	4.08±0.01	2.86±0.01
			23-25	78±39	21.1±4.4	0.9±0.4	96.5	0.29±0.02	3.5	1.54	4.16±0.01	2.89±0.01
			25-27	44±27	13.3±4.0	-	97.1	0.21±0.04	2.9	1.49	4.34±0.01	2.94±0.01
			27-29	34±14	9.9±2.2	0.6±0.2	97.2	0.30±0.06	2.8	1.46	4.42±0.01	2.97±0.01
			29-31	27±16	4.6±2.3	-	97.7	0.17±0.02	2.3	1.22	4.47±0.01	2.92±0.01
			31-33	29±12	4.9±1.5	-	98.2	0.21±0.01	1.8	1.16	4.28±0.01	2.85±0.01
			33-35	27±15	4.3±1.3	-	98.5	0.06±0.03	1.5	0.93	4.16±0.01	2.80±0.01
			35-37	26±11	4.3±1.7	-	98.8	0.09±0.04	1.2	0.90	4.18±0.01	2.81±0.01
			37-39	26±11	4.0±1.6	-	98.8	0.14±0.03	1.2	0.92	4.21±0.01	2.81±0.01
			39-41	27±10	3.2±1.6	-	98.9	0.13±0.02	1.1	0.92	4.31±0.01	2.83±0.01
			41-43	26±11	3.3±1.6	-	98.8	0.17±0.03	1.2	0.84	4.25±0.01	2.82±0.01
			43-45	26±10	5.1±2.1	-	98.8	0.16±0.01	1.2	0.94	4.34±0.01	2.83±0.01
			45-47	26±11	3.8±1.5	-	98.9	0.11±0.02	1.1	0.94	4.41±0.01	2.85±0.01
			47-50	26±11	3.7±1.5	-	98.1	0.14±0.02	1.9	0.96	4.36±0.01	2.86±0.01

Примечание: ОВ – содержание органического вещества, ППП – содержание летучих компонентов, ВРС – содержание водорастворимых солей. pH_{акт.} - активная кислотность, pH_{обм.} – обменная кислотность.

Таблица Г4 – Радиационные и физико-химические параметры торфяного разреза Тн-1, Ненецкий автономный округ

Шифр разреза	Координаты		Глубина, см	Удельные активности радионуклидов, Бк/кг						Физико-химические параметры					
	N	E		²¹⁰ Pb	¹³⁷ Cs	⁹⁰ Sr	²⁴¹ Am	²³⁹⁺²⁴⁰ Pu	⁴⁰ K	ОВ, %	ППП, %	Зольность, %	ВРС, мг/г	pH _{акт.}	pH _{обм.}
Тн-1	67.67882	53.42589	0-3	367±60	16.4±2.4	1.6±0.3	-		260±49	54.5	0.54±0.03	45.5	2.44	4.44±0.01	3.68±0.01
			3-5	170±28	36.6±4.9	2.4±0.4	-	1.1±0.4	170±48	67.1	0.43±0.07	32.9	2.12	4.23±0.01	3.52±0.01
			5-7	112±18	44.0±4.0	1.6±0.3	-		150±45	76.4	0.42±0.02	23.6	3.52	3.86±0.01	3.32±0.01
			7-9	80±13	33.9±4.8	2.6±0.5	1.6±0.7		90±45	83.1	0.41±0.02	16.9	1.91	4.17±0.01	3.43±0.01
			9-11	78±13	37.1±6.9	2.1±0.4	-	1.14±0.3	86±43	88.6	0.31±0.05	11.4	2.47	4.20±0.01	3.47±0.01
			11-13	58±9	33.2±3.4	1.3±0.2	-		90±45	86.2	0.40±0.02	13.8	2.71	4.29±0.01	3.61±0.01
			13-15	73±12	21.4±3.7	1.2±0.2	-		80±40	83.1	0.38±0.01	16.9	2.50	4.40±0.01	3.69±0.01
			15-17	62±10	9.7±1.7	0.9±0.2	-		180±47	60.2	0.45±0.03	39.8	1.82	4.48±0.01	3.71±0.01
			17-19	49±8	11.5±1.5	0.9±0.2	-	1.4±0.3	260±55	35.5	0.43±0.02	64.6	1.71	4.28±0.01	3.71±0.01
			19-21	48±8	9.4±1.0	0.6±0.1	-		340±58	23.3	0.47±0.03	76.7	0.76	4.76±0.01	3.95±0.01
			21-23	48±8	7.6±1.3	0.5±0.1	-		330±53	22.5	0.50±0.05	77.5	0.81	4.74±0.01	3.92±0.01
			23-25	41±7	4.9±0.6	0.5±0.1	-		390±59	19.2	0.47±0.01	80.8	0.83	4.59±0.01	3.95±0.01
			25-27	44±7	4.4±0.7	0.4±0.1	-		400±56	10.5	0.41±0.02	89.5	0.46	4.90±0.01	4.10±0.01
			27-29	45±7	1.4±0.3	0.3±0.1	-		420±59	5.9	0.38±0.02	94.1	0.30	5.24±0.01	4.29±0.01

Примечание: ОВ – содержание органического вещества, ППП – содержание летучих компонентов, ВРС – содержание водорастворимых солей. pH_{акт.} - активная кислотность, pH_{обм.} – обменная кислотность.

Таблица Г5 – Радиационные и физико-химические параметры торфяного разреза Тн-2, Ненецкий автономный округ

Шифр разреза	Координаты		Глубина, см	Удельные активности радионуклидов, Бк/кг						Физико-химические параметры					
	N	E		²¹⁰ Pb	¹³⁷ Cs	⁹⁰ Sr	²⁴¹ Am	²³⁹⁺²⁴⁰ Pu	⁴⁰ K	ОВ, %	ППП, %	Зольность, %	ВРС, мг/г	pH _{акт.}	pH _{обм.}
Тн-2	67.62871	53.93038	0-3	276±45	43.0±5.2	0.6±0.1	-	-	370±48	43.2	0.53±0.03	56.8	1.56	4.43±0.01	3.77±0.01
			3-5	191±30	29.2±2.6	0.7±0.1	0.9±0.5	-	220±35	55.4	0.53±0.04	44.6	1.58	4.19±0.01	3.60±0.01
			5-7	126±21	71.0±5.0	0.6±0.1	1.5±0.5	3.8±1.9	183±27	54.4	0.57±0.08	45.6	1.29	4.32±0.01	3.62±0.01
			7-9	117±19	42.0±2.9	1.6±0.3	1.8±0.4	-	90±27	80.7	0.47±0.02	19.3	1.76	4.23±0.01	3.51±0.01
			9-11	67±11	10.2±1.2	1.6±0.3	-	-	53±21	92.2	0.37±0.02	7.8	1.82	4.23±0.01	3.45±0.01
			11-13	57±9	5.5±1.0	1.3±0.3	-	-	40±24	93.0	0.33±0.05	7.0	1.49	4.22±0.01	3.39±0.01
			13-15	47±8	3.0±0.9	1.9±0.4	-	-	-	94.4	0.26±0.03	5.6	1.73	4.10±0.01	3.30±0.01
			15-17	39±6	1.7±0.7	0.7±0.1	0.6±0.3	-	-	94.8	0.36±0.01	5.2	1.53	3.97±0.01	3.22±0.01
			17-19	44±7	1.5±0.8	1.0±0.2	-	-	-	95.0	0.41±0.01	5.0	1.48	3.97±0.01	3.23±0.01
			19-21	38±6	1.3±0.9	0.6±0.1	-	-	51±26	90.2	0.50±0.01	9.8	1.16	4.01±0.01	3.27±0.01
			21-23	42±7	-	0.1±0.02	-	-	62±25	90.1	0.59±0.02	9.9	1.47	3.92±0.01	3.28±0.01
			23-25	45±7	-	0.1±0.02	-	-	55±22	86.8	0.60±0.01	13.2	1.21	3.94±0.01	3.29±0.01
			25-27	42±7	-	1.2±0.2	-	-	56±22	89.4	0.60±0.05	10.7	1.34	3.94±0.01	3.35±0.01
			27-29	44±7	-	-	-	-	63±25	87.5	0.70±0.10	12.5	1.13	4.02±0.01	3.42±0.01
			29-31	43±8	-	-	-	-	93±25	82.0	0.89±0.07	18.0	1.30	3.90±0.01	3.42±0.01

Примечание: ОВ – содержание органического вещества, ППП – содержание летучих компонентов, ВРС – содержание водорастворимых солей. pH_{акт.} - активная кислотность, pH_{обм.} – обменная кислотность.

Таблица Г6 – Радиационные и физико-химические параметры торфяного разреза Тм-1, Мурманская область

Шифр разреза	Координаты		Глубина, см	Удельные активности радионуклидов, Бк/кг				Физико-химические параметры					
	N	E		²¹⁰ Pb	¹³⁷ Cs	⁹⁰ Sr	²⁴¹ Am	ОВ, %	ППП, %	Зольность, %	ВРС, мг/г	pH _{акт.}	pH _{обм.}
Тм-1	68.86915	33.20806	0-3.5	195±17	38.2±3.8	7.7±1.2	-	86.3	0.53±0.01	13.8	9.84	4.56±0.01	3.90±0.01
			3.5-6	257±16	22.4±2.9	3.6±0.6	-	91.3	0.42±0.07	8.7	5.95	4.23±0.01	3.62±0.01
			6-8	147±10	25.0±3.5	1.8±0.3	-	90.5	0.49±0.08	9.5	4.98	4.25±0.01	3.68±0.01
			8-10	159±11	28.1±3.4	1.7±0.3	1.7±1.4	87.5	0.74±0.07	12.5	4.58	4.28±0.01	3.72±0.01
			10-12	17±10	35.3±3.9	1.0±0.2	1.4±0.8	76.3	0.83±0.03	23.8	4.34	4.17±0.01	3.65±0.01
			12-14	111±2	42.1±3.4	1.2±0.2	2.0±0.8	72.1	0.74±0.01	27.9	3.55	4.23±0.01	3.64±0.01
			14-16	44±4	49.0±3.4	1.4±0.2	1.0±0.6	75.6	0.80±0.01	24.4	2.83	4.33±0.01	3.67±0.01
			16-18	15±2	25.9±2.1	1.8±0.3	0.9±0.5	91.6	0.59±0.02	8.4	2.37	4.44±0.01	3.69±0.01
			18-20	17±2	13.8±1.8	1.2±0.2	-	94.0	0.58±0.02	6.0	2.33	4.52±0.01	3.74±0.01
			20-22	21±2	8.9±1.5	1.6±0.3	-	94.8	0.51±0.03	5.2	1.56	4.69±0.01	3.84±0.01
			22-24	17±2	4.8±1.2	1.0±0.2	-	94.5	0.54±0.01	5.5	1.48	4.82±0.01	3.87±0.01
			24-26	18±2	4.4±1.2	0.9±0.1	-	94.5	0.52±0.01	5.5	1.23	4.78±0.01	3.89±0.01
			26-28	16±2	2.8±1.1	0.5±0.1	-	94.7	0.47±0.02	5.3	1.33	4.71±0.01	3.88±0.01
			28-30	18±2	2.9±1.7	1.4±0.2	-	92.3	0.55±0.03	7.7	1.03	4.84±0.01	3.94±0.01
			30-32	16±2	3.4±1.4	2.0±0.3	-	90.0	0.49±0.01	10.0	0.98	4.90±0.01	3.98±0.01
			32-34	-	2.2±1.1	1.0±0.2	-	90.4	0.49±0.03	9.6	1.15	4.88±0.01	4.03±0.01
			34-36	-	2.0±1.0	0.8±0.1	-	81.6	0.53±0.01	18.4	1.10	4.94±0.01	4.09±0.01

Примечание: ОВ – содержание органического вещества, ППП – содержание летучих компонентов, ВРС – содержание водорастворимых солей. pH_{акт.} - активная кислотность, pH_{обм.} – обменная кислотность.

Таблица Г7 – Радиационные и физико-химические параметры торфяного разреза ТБ-1, остров Колгуев, Ненецкий автономный округ

Шифр разреза	Координаты		Глубина, см	Удельные активности радионуклидов, Бк/кг				Физико-химические параметры					
	N	E		²¹⁰ Pb	¹³⁷ Cs	⁹⁰ Sr	²⁴¹ Am	ОВ, %	ППП, %	Зольность, %	ВРС, мг/г	pH _{акт.}	pH _{обм.}
ТБ-1	68.79010	49.32013	0-3	250±30	21.0±2.0	1.9±0.3	-	93.8	0.21±0.01	6.2	0.96	3.90±0.01	2.97±0.01
			3-5	60±8	10.0±1.0	0.8±0.1	0.6±0.2	94.6	0.15±0.02	5.4	0.63	3.94±0.01	2.76±0.01
			5-7	29±5	6.7±0.7	2.1±0.4	0.8±0.3	93.9	0.42±0.01	6.1	0.60	3.92±0.01	2.67±0.01
			7-9	10±5	3.2±0.6	2.5±0.4	-	92.9	0.32±0.02	7.1	0.62	3.85±0.01	2.65±0.01
			9-11	5.7±2.9	3.0±0.5	0.7±0.1	-	94.1	0.39±0.01	5.9	0.70	3.80±0.01	2.64±0.01
			11-13		1.8±0.5	2.4±0.4	-	95.1	0.19±0.01	4.9	0.77	3.75±0.01	2.62±0.01
			13-15		1.6±0.3	3.6±0.6	-	95.7	0.36±0.02	4.3	0.80	3.74±0.01	2.61±0.01
			15-17		1.7±0.3	0.4±0.1	-	94.4	0.24±0.02	5.6	0.72	3.80±0.02	2.62±0.01
			17-19		1.6±0.4	0.4±0.1	-	93.8	0.24±0.02	6.2	0.67	3.82±0.02	2.61±0.01
			19-21		1.3±0.4	0.1±0.02	-	95.5	0.29±0.02	4.5	0.74	3.80±0.01	2.58±0.01
			21-23		1.3±0.4	-	-	96.8	0.33±0.04	3.2	0.85	3.78±0.01	2.58±0.01
			23-25		1.5±0.4	-	-	97.5	0.18±0.06	2.5	0.78	3.82±0.01	2.60±0.01

Примечание: ОВ – содержание органического вещества, ППП – содержание летучих компонентов, ВРС – содержание водорастворимых солей. pH_{акт.} - активная кислотность, pH_{обм.} – обменная кислотность.

Приложение Д. Результаты определения скоростей накопления торфяных отложений, отобранных в различных природно-климатических зонах Западного сектора Российской Арктики.

Таблица Д1 – Результаты определения скоростей накопления торфа для ключевого участка Тн-1 (разрез Тн-1), Ненецкий автономный округ

№ п/п	Горизонт, см	Время формирования слоя, лет	Календарный год, лет	Скорость накопления, см год ⁻¹	Поток ²¹⁰ Pb, Бк м ² год ⁻¹
1	0	0	2020	-	155.6±58.9
2	0-3	8.2±1.6	2011	0.37±0.07	
3	3-5	16.1±2.6	2003	0.26±0.04	
4	5-7	24.3±4.0	1995	0.25±0.04	
5	7-9	29.3±4.7	1990	0.40±0.06	
6	9-11	34.2±5.2	1985	0.41±0.06	
7	11-13	39.4±5.7	1980	0.38±0.06	
8	13-15	44.0±6.0	1976	0.44±0.06	
9	15-17	50.8±6.3	1969	0.29±0.04	
10	17-19	57.0±6.5	1963	0.33±0.04	
11	19-21	67.0±6.8	1952	0.20±0.02	
12	21-23	77.5±7.0	1942	0.19±0.02	
13	23-25	89.0±6.9	1931	0.18±0.01	
14	25-27	110.8±7.4	1909	0.09±0.01	

Таблица Д2 – Результаты определения скоростей накопления торфа для ключевого участка Тн-2 (разрез Тн-2), Ненецкий автономный округ

№ п/п	Горизонт, см	Время формирования слоя, лет	Календарный год, лет	Скорость накопления, см год ⁻¹	Поток ²¹⁰ Pb, Бк м ² год ⁻¹
1	0	0	2020	-	107.2±38.1
2	0-3	9.1±1.6	2010	0.11±0.01	
3	3-5	15.5±2.6	2004	0.31±0.05	
4	5-7	20.5±3.9	1999	0.41±0.07	
5	7-9	24.0±4.6	1996	0.57±0.11	
6	9-11	26.7±5.1	1993	0.74±0.14	
7	11-13	30.5±5.6	1989	0.52±0.10	
8	13-15	33.7±5.8	1986	0.64±0.12	
9	15-17	38.0±6.2	1982	0.46±0.08	
10	17-19	43.2±6.3	1976	0.38±0.06	
11	19-21	50.4±6.6	1969	0.28±0.04	
12	21-23	57.9±6.7	1962	0.27±0.03	
13	23-25	67.4±6.4	1952	0.21±0.02	
14	25-27	81.1±6.8	1938	0.15±0.01	
15	27-29	98.4±6.7	1921	0.12±0.01	

Таблица Д3 – Результаты определения скоростей накопления торфа для ключевого участка Тм-1 (разрез Тн-1), Мурманская область

№ п/п	Горизонт, см	Время формирования слоя, лет	Календарный год, лет	Скорость накопления, см год ⁻¹ 1	Поток ²¹⁰ Pb, Бк м ² год ⁻¹
1	0	0	2020	-	167.5±59.4
2	0-3.5	6.8±1.6	2013	0.15±0.03	
3	3.5-6	12.3±2.6	2007	0.45±0.10	
4	6-8	18.1±4.0	2001	0.43±0.09	
5	8-10	22.0±4.7	1998	0.52±0.11	
6	10-12	26.5±5.2	1993	0.44±0.09	
7	12-14	32.9±5.7	1987	0.32±0.05	
8	14-16	38.5±5.9	1981	0.36±0.06	
9	16-18	43.3±6.3	1976	0.41±0.06	
10	18-20	47.5±6.4	1972	0.49±0.07	
11	20-22	53.1±6.7	1966	0.36±0.05	
12	22-24	57.5±6.8	1962	0.46±0.05	
13	24-26	62.9±6.6	1957	0.37±0.04	
14	26-28	70.2±7.0	1949	0.27±0.03	
15	28-30	77.3±6.9	1942	0.29±0.03	
16	30-32	90.8±6.8	1929	0.15±0.01	
17	32-34	111.5±6.6	1908	0.10±0.01	

Таблица Д4 – Результаты определения скоростей накопления торфа для ключевого участка Та-1 (разрез Та-1), Архангельская область

№ п/п	Горизонт, см	Время формирования слоя, лет	Календарный год, лет	Скорость накопления, см год ⁻¹ 1	Поток ²¹⁰ Pb, Бк м ² год ⁻¹
1	0	0	2020	-	92.1±32.2
2	0-6	6.8±0.9	2012	0.15±0.02	
3	6-8	12.4±1.4	2006	0.91±0.09	
4	8-10	19.9±2.0	1999	0.26±0.03	
5	10-12	24.5±2.5	1994	0.44±0.06	
6	12-14	28.2±2.6	1991	0.54±0.10	
7	14-16	32.7±2.8	1986	0.44±0.11	
8	16-18	35.6±2.9	1983	0.69±0.21	
9	18-21	39.7±3.0	1979	0.49±0.15	
10	21-23	42.8±3.1	1976	0.97±0.37	
11	23-25	46.6±3.2	1972	0.53±0.16	
12	25-27	50.1±3.3	1969	0.57±0.12	
13	27-29	53.2±3.1	1966	0.63±0.29	
14	29-31	59.7±3.3	1959	0.31±0.04	
15	31-33	64.9±3.4	1954	0.38±0.05	
16	33-35	73.3±3.8	1945	0.24±0.03	
17	35-37	80.1±4.0	1939	0.30±0.05	
18	37-39	87.6±4.4	1931	0.27±0.05	
19	39-41	96.4±4.9	1922	0.23±0.04	
20	41-43	109.3±5.8	1909	0.16±0.03	
21	43-45	130.5±7.8	1888	0.10±0.02	

Таблица Д5 – Результаты определения скоростей накопления торфа для ключевого участка Та-2 (разрез Та-2), Архангельская область

№ п/п	Горизонт, см	Время формирования слоя, лет	Календарный год, лет	Скорость накопления, см год ⁻¹	Поток ²¹⁰ Pb, Бк м ² год ⁻¹
1	0	0	2020	-	80.4±28.2
2	0-2	2.6±0.9	2016	0.38±0.14	
3	2-4	6.2±1.4	2012	0.28±0.06	
4	4-6	10.3±1.9	2008	0.49±0.09	
5	6-8	15.5±2.5	2003	0.39±0.06	
6	8-10	20.9±3.1	1997	0.37±0.05	
7	10-12	26.7±3.6	1992	0.35±0.05	
8	12-14	30.5±3.6	1988	0.52±0.06	
9	14-16	32.4±3.5	1986	1.09±0.12	
10	16-18	35.6±3.6	1983	0.62±0.06	
11	18-20	39.2±3.9	1979	0.56±0.05	
12	20-22	41.7±4.3	1977	0.82±0.08	
13	22-24	44.6±4.9	1974	0.68±0.07	
14	24-26	49.9±5.4	1968	0.38±0.04	
15	26-28	54.4±5.8	1964	0.44±0.05	
16	28-30	58.1±6.6	1960	0.54±0.06	
17	30-32	63.1±7.5	1955	0.40±0.05	
18	32-34	67.5±8.5	1951	0.46±0.06	
19	34-36	72.9±9.3	1945	0.37±0.05	
20	36-38	79.2±9.3	1939	0.32±0.04	
21	38-40	88.1±9.6	1930	0.23±0.02	
22	40-42	97.0±10.0	1921	0.22±0.02	
23	42-44	109.8±10.0	1909	0.16±0.01	
24	44-46	131.8±7.7	1887	0.09±0.01	

Таблица Д6 – Результаты определения скоростей накопления торфа для ключевого участка ТБ-1 (разрез ТБ-1), остров Колгуев, Ненецкий автономный округ

№ п/п	Горизонт, см	Время формирования слоя, лет	Календарный год, лет	Скорость накопления, см год ⁻¹	Поток ²¹⁰ Pb, Бк м ² год ⁻¹
1	0	0	2024	-	52.1±15.6
2	0-3	38.8±5.8	1986	0.04±0.01	
3	3-5	61.8±9.3	1963	0.11±0.02	
4	5-7	82.5±12.4	1942	0.10±0.01	
5	7-9	95.1±14.3	1929	0.16±0.02	
6	9-11	105.4±15.8	1919	0.20±0.03	
7	11-13	118.4±17.8	1906	0.16±0.02	

Приложение Е. Результаты экспериментального моделирования процессов связывания и распределения радиоактивных элементов в торфяной залежи.

Таблица Е1 – Результаты экспериментальных исследований по оценке связывания стабильного Рb верховым торфом (торфяной разрез ИСНО-1, Иласский болотный массив)

Шифр пробы	pH _{нач.}	pH _{равн.}	Т.ф. Рb, мг	Ж.ф. Рb, мг	Степень связывания (сорбции), %	Величина адсорбции Г, мг/г
Область экстремально высоких концентраций Рb (200 мг Рb)						
1-2	2.00	2.09	173.9	26.1	13.0	65.2
1-4	4.00	3.51	138.0	62.0	31.0	154.9
1-6	6.00	5.10	112.0	88.0	44.0	219.9
Область низких концентраций Рb (0.2 мг Рb)						
2-2	2.00	2.02	0.109	0.091	54.5	0.27
2-4	4.00	3.92	0.197	0.003	98.7	0.49
2-6	6.00	5.15	0.197	0.003	98.7	0.49

Примечание: pH_{нач.} – начальное значение pH в смеси раствора нитрата свинца и торфяной суспензии; pH_{равн.} – значение pH в смеси раствора нитрата свинца и торфяной суспензии после взаимодействия спустя 72 часа; Т.ф. Рb – содержание свинца в твердой фазе (в торфе) после разделения на центрифуге; Ж.ф. Рb – содержание свинца в жидкой фазе (в надосадочной жидкости) после разделения на центрифуге; степень связывания – доля свинца, сорбированная (связанная) торфом, выражается в % (рассчитывается как разница между заданной концентрацией Рb в растворе и измеренной концентрацией Рb в жидкой фазе после центрифугирования); величина адсорбции Г – количество свинца, которое поглощает (удерживает) единица массы торфа (рассчитывается как отношение концентрации свинца в жидкой фазе к массе сухого вещества торфа, использованного в эксперименте, в нашем случае масса сухого вещества торфа составляла 0.4 г).

Таблица Е2 – Результаты экспериментальных исследований по оценке связывания радиоактивного Рb верховым торфом (торфяной разрез ИСНО-1, Иласский болотный массив)

Шифр пробы	pH _{нач.}	pH _{равн.}	Т.ф. ²¹⁰ Рb, Бк	Ж.ф. ²¹⁰ Рb, Бк	Степень связывания (сорбции), %	Величина адсорбции Г, мг/г
Область ультрамалых концентраций Рb (20 Бк ²¹⁰ Рb ~ 7.08 10 ⁻⁸ мг)						
3-2	2.00	2.10	11.1	8.9	55.5	27.8
3-4	4.00	3.83	19.7	0.3	98.5	49.3
3-6	6.00	5.45	19.8	0.2	99.0	49.5

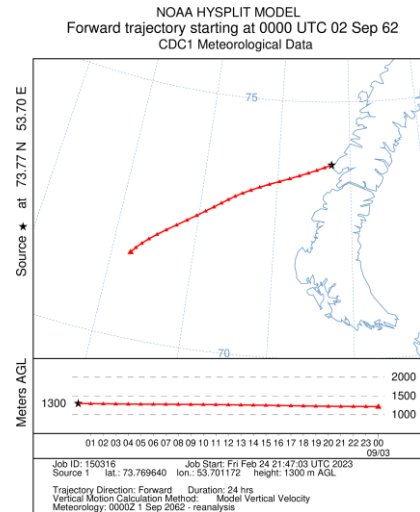
Примечание: pH_{нач.} – начальное значение pH в смеси раствора нитрата свинца и торфяной суспензии; pH_{равн.} – значение pH в смеси раствора нитрата свинца и торфяной суспензии после взаимодействия спустя 72 часа; Т.ф. ²¹⁰Рb – активность свинца-210 в твердой фазе (в торфе) после разделения на центрифуге; Ж.ф. ²¹⁰Рb – активность свинца-210 в жидкой фазе (в надосадочной жидкости) после разделения на центрифуге; степень связывания – доля свинца-210, сорбированная (связанная) торфом, выражается в %; величина адсорбции Г – количество свинца-210, которое поглощает (удерживает) единица массы торфа.

Таблица ЕЗ – Распределение ^{210}Pb в системе «торф – болотные воды – взвешенные частицы» (торфяной разрез ИСНО-1, Иласский болотный массив)

Горизонт, см	Активность ^{210}Pb , Бк/пробу			Распределение активности ^{210}Pb , %		
	Торф (твердая фаза)	Взвесь	Поровая вода	Торф (твердая фаза)	Взвесь	Поровая вода
0-10	98.3	н/о*	н/о	99.0	<1	<1
10-20	49.9	н/о	н/о	99.0	<1	<1
20-30	16.4	н/о	н/о	99.0	<1	<1
30-40	9.4	0.8	н/о	91.8	7.7	<1
40-50	6.0	0.4	н/о	92.9	6.7	<1

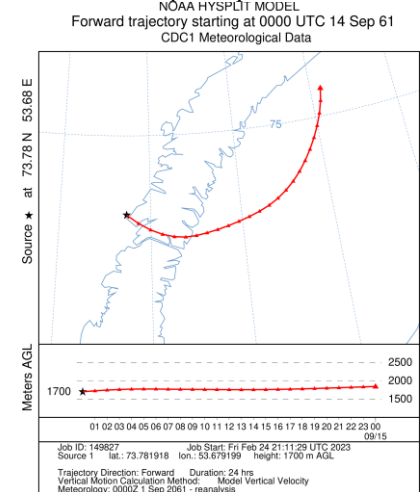
Примечание: * - ниже предела обнаружения.

Приложение Ж. Расчет траекторий движения воздушных масс от мест проведения наиболее крупных ядерных и термоядерных испытаний на архипелаге Новая Земля по модели HYSPLIT.



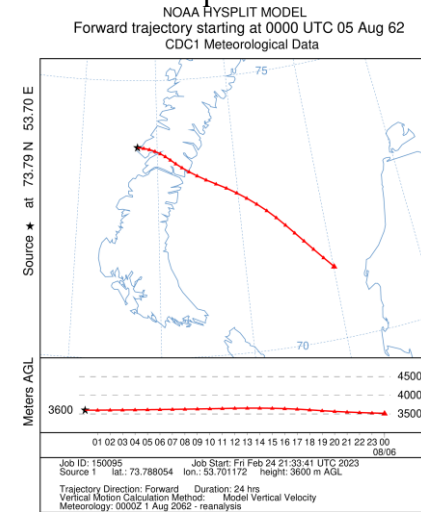
02.09.1962, Сухой Нос, 1300 м, 80 кт,

Ядерный распад



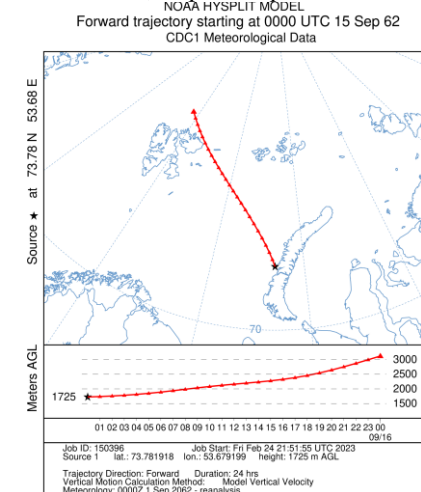
14.09.1961, Сухой Нос, 1700 м, 1200 кт,

Термоядерный



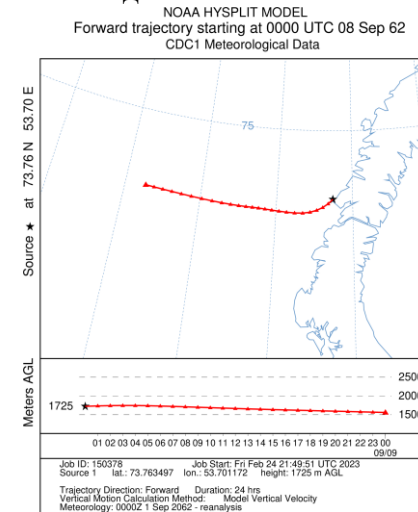
05.08.1962, Сухой Нос, 3600 м, 21100

кт, Термоядерный



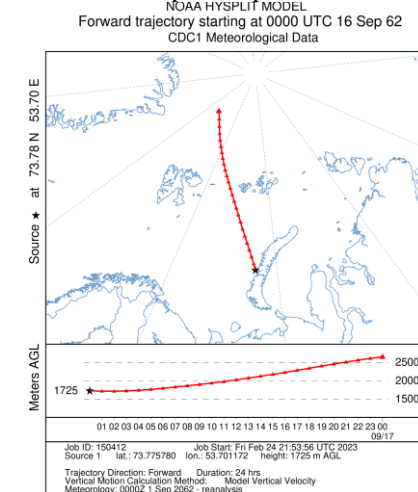
15.09.1962, Сухой Нос, 3100 кт,

Термоядерный



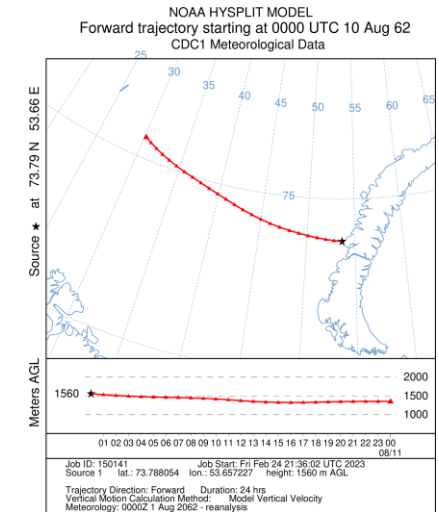
08.09.1962, Сухой Нос, 1725 м, 1900 кт,

Термоядерный



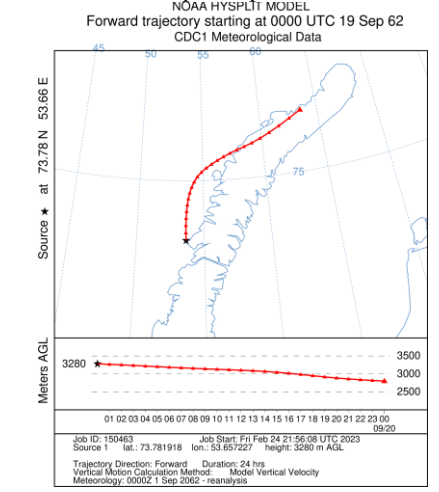
16.09.1962, Сухой Нос, 3250 кт,

Термоядерный



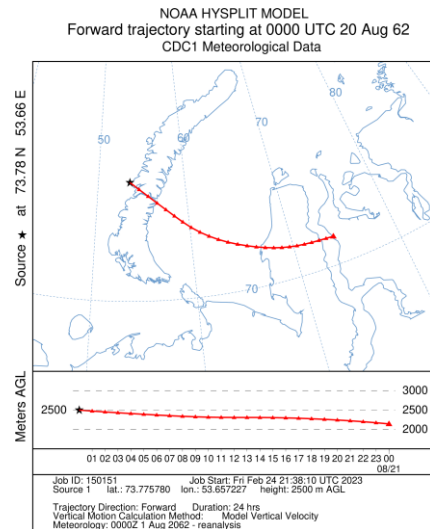
10.08.1962, Сухой Нос, 1560 м, 400 кт,

Ядерный распад



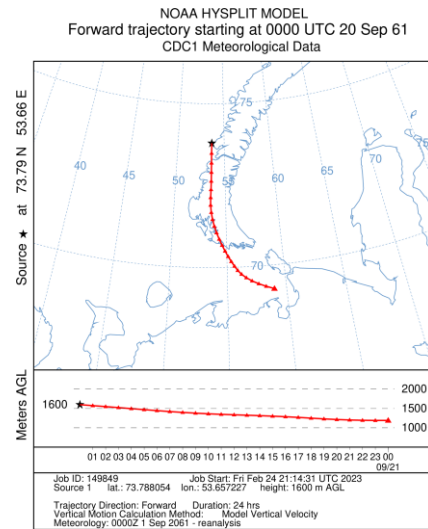
19.09.1962, Сухой Нос, 3280 м, 10000

кт, Термоядерный



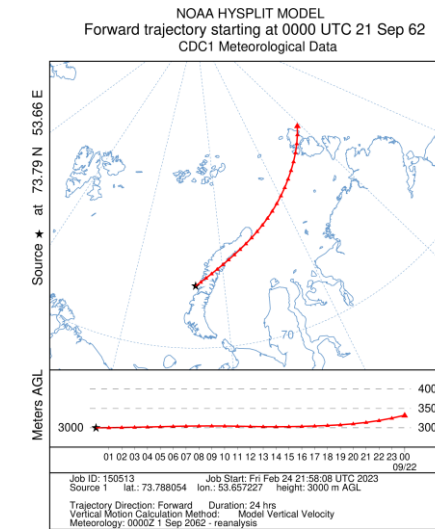
20.08.1962, Сухой Нос, 2500 м, 2800 кт,

Термоядерный



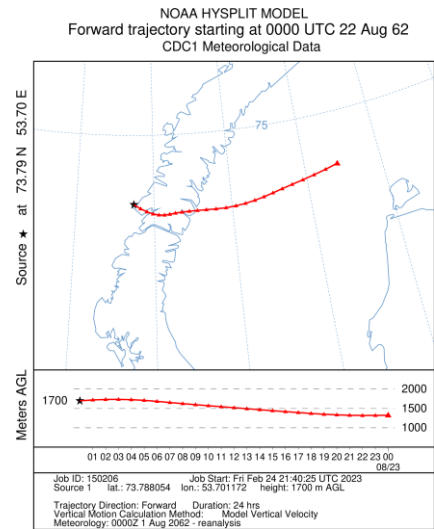
20.09.1961, Сухой Нос, 1600 м, 1500 кт,

Термоядерный



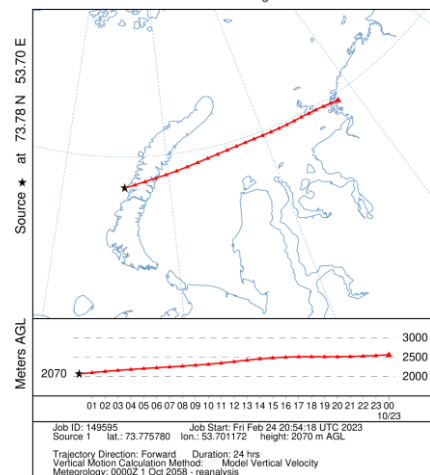
21.09.1962, Сухой Нос, 3000 м, 2400 кт,

Термоядерный



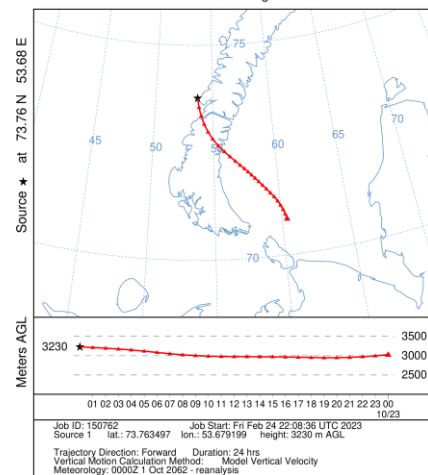
22.08.1962, Сухой Нос, 1700 м, 1600 кт,

Термоядерный



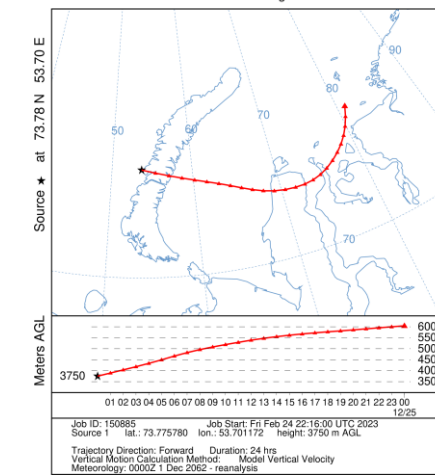
22.10.1958, Сухой Нос, 2070 м, 2800 кт,

Термоядерный



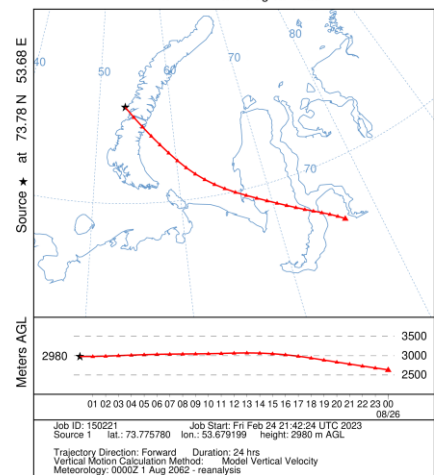
22.10.1962, Сухой Нос, 3230 м, 8200 кт,

Термоядерный



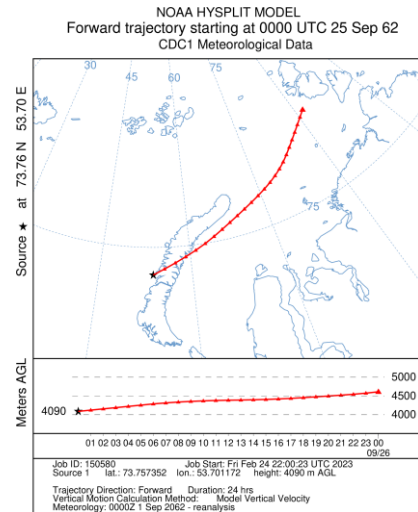
24.12.1962, Сухой Нос, 3750 м, 24200

кт, Термоядерный.

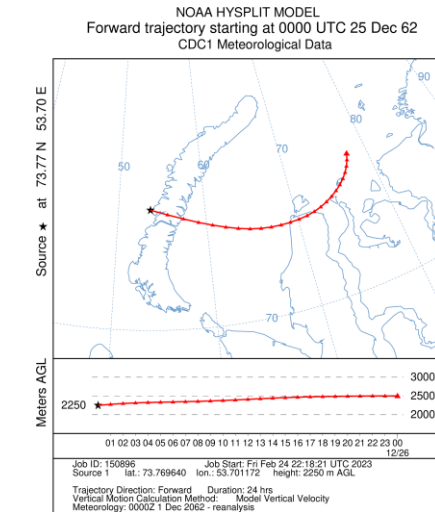


25.08.1962, Сухой Нос, 2980 м, 10000

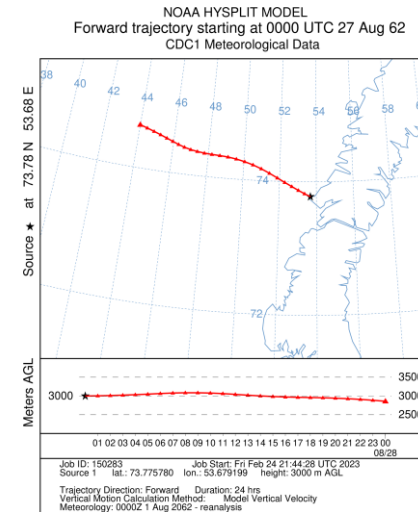
кт, Термоядерный



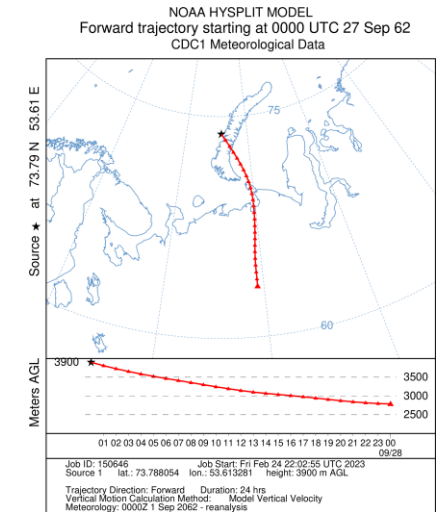
25.09.1962, Сухой Нос, 4090 м, 19100 кт, Термоядерный.



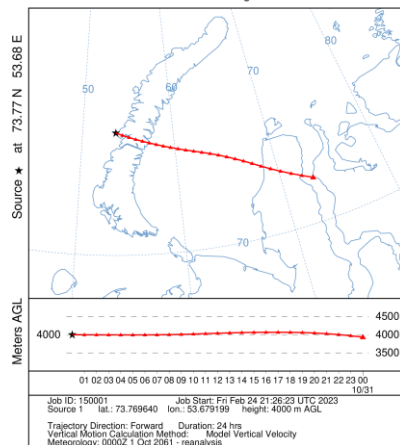
25.12.1962, Сухой Нос, 2250 м, 3100 кт, Термоядерный



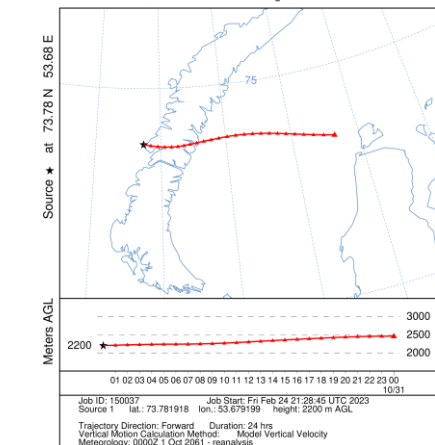
27.08.1962, Сухой Нос, 3000 м, 4200 кт, Термоядерный



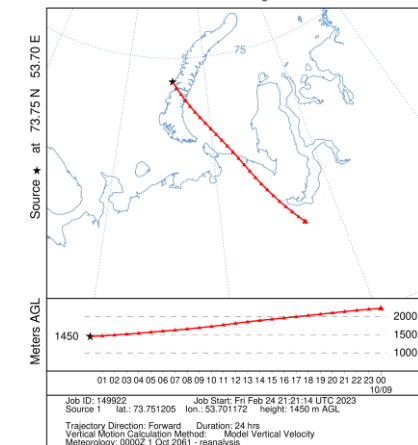
27.09.1962, Сухой Нос, 3900 м, 20000 кт, Термоядерный



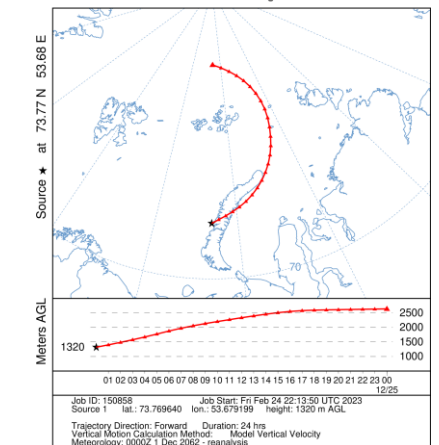
30.10.1961, Сухой Нос, 4000 м, 58600 кт, Термоядерный («Царь-бомба»)



31.10.1961, Сухой Нос, 2200 м, 5000 кт, Термоядерный



08.10.1961, Сухой Нос, 1450 м, 15 кт, Ядерный распад



24.12.1962, Сухой Нос, 1320 м, 1100 кт, Термоядерный

Примечание: для расчета траекторий были взяты наиболее крупные взрывы мощностью не менее 10 кт для испытаний на основе ядерного распада и не менее 100 кт для термоядерных взрывов. В подписуточной подписи указаны даты проведения взрывов, название испытательной площадки, высота проведения взрывов над уровнем моря в метрах, мощность взрыва в кт и тип заряда (ядерный или термоядерный).

Приложение 3. Фотографии участков опробования торфяных разрезов в различных природно-климатических зонах Западного сектора Российской Арктики.



Рисунок 31 – Участок отбора торфяного разреза Та-1, Мезенский район Архангельской области, переходная зона от северной тайги к лесотундре



Рисунок 32 – Участок отбора торфяного разреза Та-2, Приморский район Архангельской области, зона северной тайги



Рисунок 33 – Участок отбора торфяного разреза ИСНО-1, Приморский район
Архангельской области, Иласский болотный массив, зона северной тайги



Рисунок 34 – Участок отбора торфяного разреза Тм-1, Мурманская область, юго-
восточнее города Мурманск, зона тундры



Рисунок 35 – Участок отбора торфяного разреза Тн-1, Ненецкий автономный округ, зона тундры



Рисунок 36 – Участок отбора торфяного разреза Тн-2, Ненецкий автономный округ, зона тундры



Рисунок 37 – Участок отбора торфяного разреза ТБ-1, Ненецкий автономный округ, остров Колгуев, зона островной тундры.

Примечание: все фотографии сделаны автором диссертации Яковлевым Е.Ю.

Приложение И. Данные по радиационным параметрам объектов природной среды в зоне развития горной мерзлоты.

Таблица И1 – Результаты измерения плотности потока радона с поверхности (ППР) в зоне развития горной мерзлоты Приполярного Урала, Интинский район Республики Коми

Шифр точки измерений	Плотность потока радона, мБк/м ² ·с
Каровое верховое болото	
ППР-КБ-1	21±7
ППР-КБ-2	41±13
ППР-КБ-3	19±6
ППР-КБ-4	15±5
ППР-КБ-5	28±8
ППР-КБ-6	13±4
ППР-КБ-7	34±11
ППР-КБ-8	15±5
ППР-КБ-9	29±9
ППР-КБ-10	20±6
ППР-КБ-11	18±6
ППР-КБ-12	26±8
ППР-КБ-13	62±19
ППР-КБ-14	33±10
ППР-КБ-15	35±11
ППР-КБ-16	60±18
Моренный язык	
ППР-М-1	<1
ППР-М-2	4±2
ППР-М-3	14±5
ППР-М-4	29±9
ППР-М-5	18±6
ППР-М-6	21±6
ППР-М-7	82±25
ППР-М-8	64±19
ППР-М-9	85±26
Боковая морена	
ППР-БМ-1	7±3
ППР-БМ-2	5±2
ППР-БМ-3	10±3
ППР-БМ-4	11±4

Примечание: Измерение ППР проводилась в пределах различных элементов ландшафта, характеризующихся контрастным изменением мерзлотных условий (по данным георадарной съемки). Каровое верховое болото – мощность сезонно талого слоя варьирует от 20 см до 4,5 м. Моренный язык – мерзлота до глубины 5 метров отсутствует. Боковая морена – наличие слитной мерзлоты со средней мощностью сезонно талого слоя 20-40 см. Подробное описание строения разрезов по георадарным данным представлено в тексте работы.

Таблица И2 – Результаты измерения удельной активности ^{210}Pb в пробах мха, отобранных в пределах карового верхового болота в точках измерения ППР, Приполярный Урал, Интинский район Республики Коми

Шифр точки измерений	Плотность потока радона, мБк/м ² ·с	Удельная активность ^{210}Pb в пробах мха, Бк/кг
ППР-КБ-1	21±7	320±52
ППР-КБ-2	41±13	280±46
ППР-КБ-3	19±6	340±61
ППР-КБ-4	15±5	340±56
ППР-КБ-5	28±8	390±64
ППР-КБ-6	13±4	н.д.
ППР-КБ-7	34±11	158±26
ППР-КБ-8	15±5	450±74
ППР-КБ-9	29±9	420±70
ППР-КБ-10	20±6	500±82
ППР-КБ-11	18±6	440±72
ППР-КБ-12	26±8	550±90
ППР-КБ-13	62±19	650±106
ППР-КБ-14	33±10	270±45
ППР-КБ-15	35±11	400±65
ППР-КБ-16	60±18	850±140

Примечание: Отбор проб моховой растительности проводился в пределах карового верхового болота в тех же точках, где проводилось измерение ППР.

Приложение К. Данные по радиационным и физико-химическим параметрам, изотопному и химическому составу поверхностных и подземных вод.

Таблица К1 – Список пунктов отбора проб подземных и поверхностных вод на территории Ленинградской области и южной части Республики Карелия

Шифр пробы	Координаты		Тип водопункта	Место отбора
	N	E		
Л-1	60.17203	29.39960	родник	Ленинградская область, Выборгский район, СНТ Форт Ино
Л-2	60.20259	29.27337	скважина	Ленинградская область, Выборгский район, СНТ Кодастр, ж/д станция "Местеръярви"
Л-3	60.16102	29.94852	скважина	Санкт-Петербург, Курортный район, пос. Солнечное
Л-4	60.12600	30.14821	родник	Санкт-Петербург, Курортный район, пос. Песочный, родник на берегу реки Чёрная
Л-5	60.21124	30.31767	скважина	Ленинградская область, Всеволожский район, СНТ Касимово
Л-6	60.21132	30.32739	скважина	Ленинградская область, Всеволожский район, пос. Агалатово
Л-7	60.17072	30.33364	колодец	Ленинградская область, Всеволожский район, парк усадьбы Шуваловых
Л-8	60.32919	30.37461	скважина	Ленинградская область, Всеволожский район, СНТ Карелия
Л-9	60.24080	30.43655	родник	Ленинградская область, Всеволожский район, СНТ Пери-4
Л-10	60.20737	30.56905	скважина	Ленинградская область, Всеволожский район, СНТ Лазурное-2
Л-11	60.20651	30.57001	скважина	Ленинградская область, Всеволожский район, СНТ Лазурное-2
Л-14	60.11784	30.51102	родник	Ленинградская область, Всеволожский район, дер. Кузьмолотово
Л-15	60.19608	30.55550	родник	Ленинградская область, Всеволожский район, СНТ Экология
Л-16	60.21438	30.27390	скважина	Ленинградская область, Всеволожский район, ДНТ Вартемяки-3
Л-17	60.14775	30.20853	родник	Ленинградская область, Всеволожский район, гор. Сертолово
Л-18	60.18672	30.06387	родник	Ленинградская область, Всеволожский район, СНТ Заозёрное
Л-19	60.23611	29.61205	скважина	Ленинградская область, Выборгский район, самоизливающаяся скважина
Л-20	60.39720	29.79247	родник	Ленинградская область, Выборгский район, пос. Олышаники
Л-21	59.96081	30.42586	скважина	Санкт-Петербург, Полюстровский парк, скважина "Охотинская"
Л-22	59.96112	30.42593	скважина	Санкт-Петербург, Полюстровский парк, скважина "Полюстровская"
Л-23	60.00118	30.27410	скважина	Санкт-Петербург, Байконурская улица, 12В, самоизливающаяся скважина
Л-24	60.41735	30.46232	скважина	Ленинградская область, Всеволожский район,, пос. Карасаари
Л-25	60.55353	30.45321	скважина	Ленинградская область, Приозерский район, пос. Луговое, самоизливающаяся скважина
Л-26	60.50321	30.15918	скважина	Ленинградская область, Приозерский район, СНТ Арс
Л-27	60.19406	29.68996	скважина	Санкт-Петербург, гор. Зеленогорск
Л-28	60.18237	29.79831	скважина	Санкт-Петербург, Курортный район, пос. Комарово
Л-29	60.17155	29.86478	скважина	Санкт-Петербург, Курортный район, пос. Репино
Л-30	59.73381	29.39256	родник	Ленинградская область, Ломоносовский район, дер. Лопухинка

Продолжение таблицы К1

Л-31	59.73696	29.22137	скважина	Ленинградская область, Ломоносовский район, дер. Глобицы
Л-32	59.96629	29.20804	скважина	Ленинградская область, Ломоносовский район, дер. Гора-Валдай
Л-33	59.96301	29.40920	скважина	Ленинградская область, Ломоносовский район, пос. Лебяжье
Л-35	59.70223	29.38937	скважина	Ленинградская область, Ломоносовский район, ДНП Сказка
Л-36	59.70386	29.38996	скважина	Ленинградская область, Ломоносовский район, ДНП Сказка
Л-37	60.15404	30.31342	скважина	Ленинградская область, Всеволожский район, дер. Лупполово
Л-38	60.40388	30.40347	скважина	Ленинградская область, Всеволожский район, дер. Васкелово
Л-39	61.36464	31.82936	скважина	Республика Карелия, пос. Салми, самоизливающаяся скважина
Л-41	60.97649	32.78933	скважина	Республика Карелия, Олонецкий район, дер. Алексала, самоизливающаяся скважина
Л-42	60.88248	33.07016	скважина	Республика Карелия, Олонецкий район, дер. Мегрега, самоизливающаяся скважина
Л-43	60.98257	32.94299	скважина	Республика Карелия, Олонецкий район, гор. Олонец, скважина городского водозабора
Л-44	61.02137	33.01198	скважина	Республика Карелия, Олонецкий район, гор. Олонец, скважина городского водозабора
Л-45	61.06525	32.94674	скважина	Республика Карелия, Олонецкий район, дер. Нурмолицы, самоизливающаяся скважина
Л-46	61.00741	32.69512	скважина	Республика Карелия, Олонецкий район, пос. Ильинский, самоизливающаяся скважина
Л-47	62.15366	33.90757	скважина	Республика Карелия, Кондопожский район, курорт Марциальные воды, скважина №1
Л-48	62.15603	33.90302	скважина	Республика Карелия, Кондопожский район, курорт Марциальные воды, скважина №4
Л-49	62.15546	33.90434	скважина	Республика Карелия, Кондопожский район, курорт Марциальные воды, скважина №2
Л-50	62.15564	33.90411	скважина	Республика Карелия, Кондопожский район, курорт Марциальные воды, скважина №3
Л-51	62.15767	35.79773	скважина	Республика Карелия, Пудожский район, дер. Песчаное, самоизливающаяся скважина, урановое рудопроявление "Песчаное"
Л-12	60.30714	30.61089	река	Всеволожский район, дер. Матокса, река Авлога
Л-13	60.23327	30.94050	озеро	Всеволожский район, Ладожское озеро
Л-40	61.20538	32.27319	озеро	Республика Карелия, Олонецкий район, Ладожское озеро

Таблица К2 – Результаты определения физико-химических и радиационных параметров, а также стабильных изотопов в подземных и поверхностных водах Ленинградской области и южной части Республики Карелия

Шифр пробы	Тип водопункта	pH	Eh	T, °C	TDS, мг/л	²²² Rn, Бк/л	²³⁴ U/ ²³⁸ U	$\sum \alpha (^{234}\text{U} + ^{238}\text{U})$, Бк/л	U, мкг/л	*δ ¹⁸ O, ‰	*δ ² H, ‰
Подземные воды											
Л-1	родник	6.93	71	7.3	64	5±3	1.26±0.05	0.002	0.07±0.004	-12.10	-87.32
Л-2	скважина	7.73	-9.7	9.3	65	34±12	3.40±0.22	0.004	0.07±0.004	-12.52	-88.81
Л-3	скважина	7.84	18	10.6	538	36±12	2.79±0.13	0.01	0.15±0.01	-14.86	-107.69
Л-4	родник	6.7	168	7.4	155	21±8	2.3±0.12	0.01	0.14±0.01	-11.91	-87.78
Л-5	скважина	7.78	1	11.7	1260	13±5	7.23±0.50	0.01	0.14±0.01	-14.46	-106.46
Л-6	скважина	8.1	33	10.7	960	23±8	25.39±1.15	0.09	0.29±0.01	-13.94	-103.18
Л-7	колодец	6.8	151	7.6	159	4±2	1.92±0.10	0.01	0.17±0.01	-12.32	-87.76
Л-8	скважина	8.11	-62	11.6	510	36±12	11.37±0.69	0.04	0.25±0.01	-14.20	-103.03
Л-9	родник	6.7	168	9	61	19±7	1.24±0.06	0.02	0.58±0.02	-12.30	-87.31
Л-10	скважина	6.1	199	9.8	84	11±5	4.82±0.29	0.04	0.56±0.02	-12.38	-88.53
Л-11	скважина	7.56	-150	12.8	969	46±15	2.18±0.08	0.03	0.68±0.03	-13.91	-101.94
Л-14	родник	6	180	11.4	297	17±7	1.56±0.10	0.00	0.04±0.002	-11.99	-86.49
Л-15	родник	5.43	221	11	358	19±7	1.45±0.07	0.01	0.39±0.02	-11.77	-84.26
Л-16	скважина	7.43	51	12	1180	44±14	23.81±1.33	0.02	0.06±0.003	-14.21	-102.37
Л-17	родник	6.77	164	9.7	237	12±5	1.25±0.09	0.01	0.44±0.02	-12.01	-86.25
Л-18	родник	6.46	125	8.7	95	24±9	1.74±0.07	0.001	0.03±0.002	-12.32	-87.29
Л-19	скважина	6.09	202	7.4	80	25±9	1.32±0.09	0.004	0.14±0.01	-12.36	-86.06
Л-20	родник	5.85	219	7.5	73	52±16	1.31±0.06	0.01	0.47±0.02	-12.18	-86.37
Л-21	скважина	7.21	-65	10.8	4464	9±4	2.45±0.13	0.004	0.10±0.01	-13.40	-97.16
Л-22	скважина	6.84	-42	14.5	393	15±6	1.24±0.08	0.01	0.44±0.02	-11.04	-83.26
Л-23	скважина	7.56	-26	10.5	119	18±7	1.38±0.05	0.003	0.11±0.01	-12.48	-89.95
Л-24	скважина	7.09	-81	9.2	84	17±7	1.48±0.10	0.01	0.35±0.02	-13.36	-94.18
Л-25	скважина	7.39	-63	10.8	117	13±5	3.16±0.14	0.001	0.02±0.001	-13.26	-93.77
Л-26	скважина	7.72	5	10.7	116	14±6	-	-	-	-12.47	-87.26
Л-27	скважина	7.23	-28	7.6	57	16±6	1.14±0.07	0.01	0.34±0.02	-12.66	-88.63
Л-28	скважина	7.65	-3	10.3	190	105±28	6.68±0.27	0.004	0.04±0.003	-13.21	-92.45
Л-29	скважина	8.2	-41	7.9	135	24±9	1.28±0.07	0.003	0.12±0.01	-12.27	-88.10
Л-30	родник	7.28	168	7.5	249	66±19	1.23±0.08	0.02	0.82±0.03	-12.14	-87.30
Л-31	скважина	7.58	352	10.4	269	34±12	1.91±0.08	0.02	0.52±0.02	-13.41	-97.04

Продолжение таблицы К2

Л-32	скважина	7.55	135	21.8	26	23±8	1.63±0.09	0.01	0.18±0.01	-12.10	-85.67
Л-33	скважина	6.52	167	9.7	106	37±12	1.29±0.05	0.005	0.17±0.01	-11.36	-80.48
Л-35	скважина	7.16	152	9.6	321	9±4	1.26±0.08	0.02	0.75±0.03	-12.08	-85.62
Л-36	скважина	7.37	90	10.7	265	10±4	1.52±0.07	0.04	1.42±0.06	-12.21	-86.62
Л-37	скважина	6.91	-55	12.9	102	10±4	2.78±0.14	0.002	0.05±0.004	-12.53	-88.84
Л-38	скважина	8.1	-96	10.6	322	40±13	12.25±0.73	0.02	0.12±0.01	-13.84	-99.89
Л-39	скважина	8.36	-260	9.8	7174	22±8	7.47±0.30	0.01	0.12±0.01	-13.61	-101.66
Л-41	скважина	7.48	-102	9.2	4741	25±9	1.83±0.10	0.02	0.54±0.02	-14.80	-110.27
Л-42	скважина	7.75	-89	7.7	5222	357±74	4.52±0.28	0.005	0.07±0.01	-13.71	-102.45
Л-43	скважина	8.32	-94	8	582	19±7	3.71±0.16	0.001	0.02±0.001	-13.75	-100.70
Л-44	скважина	7.96	-90	7.5	155	142±36	1.62±0.09	0.01	0.36±0.01	-12.42	-88.90
Л-45	скважина	7.76	-144	7.2	1470	20±8	7.15±0.27	0.01	0.10±0.01	-13.69	-100.30
Л-46	скважина	8.23	-94	8	174	18±7	1.09±0.08	0.0004	0.02±0.001	-12.26	-89.80
Л-47	скважина	6.51	-11	5.8	173	240±54	1.56±0.08	0.01	0.24±0.01	-13.87	-100.60
Л-48	скважина	6.03	23	6.3	533	48±15	9.15±0.46	0.06	0.46±0.02	-12.77	-94.80
Л-49	скважина	6.08	20	6	317	149±37	1.85±0.12	0.01	0.20±0.01	-13.76	-100.20
Л-50	скважина	5.98	31	5.8	363	192±45	2.12±0.09	0.00	0.12±0.01	-13.57	-98.90
Л-51	скважина	7.09	12	6.6	1044	846±145	3.24±0.19	10.28	196±10	-13.08	-93.80
Поверхностные воды											
Л-12	река	7.42	91	17.3	90	<1	1.70±0.06	0.001	0.04±0.003	-12.23	-89.4
Л-13	озеро	7.36	114	26.2	42	<1	1.12±0.07	0.001	0.05±0.003	-9.60	-74.7
Л-40	озеро	8.38	80	24.0	42	<1	1.58±0.10	0.002	0.06±0.002	-10.30	-78.01

Примечание: TDS – общая минерализация воды; $\sum \alpha (^{234}\text{U} + ^{238}\text{U})$ – суммарная альфа-активность изотопов урана $^{234}\text{U} + ^{238}\text{U}$; *погрешность определения стабильных изотопов воды составляла $\pm 0.02\%$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $\pm 0.1\%$ для $\delta^2\text{H}$ (лазерный спектрометр Picarro L2130i). Неустойчивые физико-химические параметры подземных и поверхностных вод pH, Eh, T и TDS, а также объемная активность ^{222}Rn определялись непосредственно в полевых условиях на месте отбора проб. Л-12 – река Авлога, Л-13 – западный берег Ладожского озера (Ленинградская область), Л-40 – восточный берег Ладожского озера (Ленинградская область).

Таблица КЗ – Химический состав (содержание основных ионов) подземных и поверхностных вод Ленинградской области и южной части Республики Карелия

Шифр пробы	Тип водопункта	Содержание основных ионов, мг/л						Гидрохимический тип
		HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	
Подземные воды								
Л-1	родник	1	10	26	6	1	16	(II) Na ⁺ -K ⁺ -Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻
Л-2	скважина	32	1	2	13	4	10	(IV) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
Л-3	скважина	63	8	260	24	11	159	(II) Na ⁺ -K ⁺ -Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻
Л-4	родник	-	59	70	32	9	35	(I) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -SO ₄ ²⁻ -Cl ⁻
Л-5	скважина	100	28	642	47	19	408	(II) Na ⁺ -K ⁺ -Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻
Л-6	скважина	40	20	486	40	17	337	(II) Na ⁺ -K ⁺ -Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻
Л-7	колодец	50	14	28	35	6	20	(IV) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
Л-8	скважина	80	9	225	17	8	163	(II) Na ⁺ -K ⁺ -Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻
Л-9	родник	14	20	3	12	3	7	(I) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -SO ₄ ²⁻ -Cl ⁻
Л-10	скважина	20	16	19	14	4	7	(I) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -SO ₄ ²⁻ -Cl ⁻
Л-11	скважина	135	13	460	25	11	316	(II) Na ⁺ -K ⁺ -Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻
Л-14	родник	56	52	96	30	10	43	(II) Na ⁺ -K ⁺ -Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻
Л-15	родник	112	14	124	40	13	46	(I) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -SO ₄ ²⁻ -Cl ⁻
Л-16	скважина	50	7	654	36	19	400	(II) Na ⁺ -K ⁺ -Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻
Л-17	родник	70	5	70	46	6	34	(IV) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
Л-18	родник	32	19	4	15	6	14	(IV) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
Л-19	скважина	36	2	7	15	3	9	(IV) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
Л-20	родник	12	10	16	12	3	11	(I) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -SO ₄ ²⁻ -Cl ⁻
Л-21	скважина	1400	40	1850	165	90	926	(II) Na ⁺ -K ⁺ -Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻
Л-22	скважина	29	158	86	55	21	40	(I) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -SO ₄ ²⁻ -Cl ⁻
Л-23	скважина	54	1	9	20	7	24	(IV) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
Л-24	скважина	35	14	2	16	7	7	(IV) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
Л-25	скважина	56	1	10	17	7	25	(IV) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
Л-26	скважина	60	0	1	18	8	24	(IV) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
Л-27	скважина	28	9	1	9	3	4	(IV) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
Л-28	скважина	75	3	47	12	6	41	(III) Na ⁺ -K ⁺ -HCO ₃ ⁻
Л-29	скважина	81	1	4	12	6	34	(III) Na ⁺ -K ⁺ -HCO ₃ ⁻
Л-30	родник	116	12	3	72	24	6	(IV) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
Л-31	скважина	123	7	27	54	14	37	(IV) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
Л-32	скважина	1	10	2	6	1	3	(I) Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -SO ₄ ²⁻ -Cl ⁻

Продолжение таблицы К3

Л-33	скважина	15	35	12	21	7	13	(I) $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-SO}_4^{2-}\text{-Cl}^-$
Л-35	скважина	192	19	1	76	20	10	(IV) $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$
Л-36	скважина	140	12	0	73	31	3	(IV) $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$
Л-37	скважина	33	23	7	19	7	9	(IV) $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$
Л-38	скважина	200	16	23	9	4	63	(III) $\text{Na}^+\text{-K}^+\text{-HCO}_3^-$
Л-39	скважина	1950	440	2200	1232	72	1240	(II) $\text{Na}^+\text{-K}^+\text{-Cl}^-\text{-SO}_4^{2-}$
Л-41	скважина	1600	10	1630	585	237	620	(II) $\text{Na}^+\text{-K}^+\text{-Cl}^-\text{-SO}_4^{2-}$
Л-42	скважина	1790	15	1940	350	131	952	(II) $\text{Na}^+\text{-K}^+\text{-Cl}^-\text{-SO}_4^{2-}$
Л-43	скважина	71	12	271	36	20	166	(II) $\text{Na}^+\text{-K}^+\text{-Cl}^-\text{-SO}_4^{2-}$
Л-44	скважина	67	0	25	23	10	26	(IV) $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$
Л-45	скважина	120	9	835	152	58	291	(II) $\text{Na}^+\text{-K}^+\text{-Cl}^-\text{-SO}_4^{2-}$
Л-46	скважина	85	0	25	16	10	34	(III) $\text{Na}^+\text{-K}^+\text{-HCO}_3^-$
Л-47	скважина	6	106	1	35	16	4	(I) $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-SO}_4^{2-}\text{-Cl}^-$
Л-48	скважина	-	606	4	74	61	8	(I) $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-SO}_4^{2-}\text{-Cl}^-$
Л-49	скважина	1	220	1	52	34	5	(I) $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-SO}_4^{2-}\text{-Cl}^-$
Л-50	скважина	-	250	1	54	40	5	(I) $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-SO}_4^{2-}\text{-Cl}^-$
Л-51	скважина	150	19	486	89	28	265	(II) $\text{Na}^+\text{-K}^+\text{-Cl}^-\text{-SO}_4^{2-}$
Поверхностные воды								
Л-12	река	25	15	9	17	7	12	-
Л-13	озеро	6	8	4	10	3	10	-
Л-40	озеро	8	6	3	11	3	5	-

Примечание: Гидрохимический тип подземных вод определялся согласно классификации Пайпера: (I) $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-SO}_4^{2-}\text{-Cl}^-$ – фация хлоридных натриевых вод; (II) $\text{Na}^+\text{-K}^+\text{-Cl}^-\text{-SO}_4^{2-}$ – фация сульфатных кальциевых вод; (III) $\text{Na}^+\text{-K}^+\text{-HCO}_3^-$ – фация вод измененных под влиянием ионного обмена кальция на натрий; (IV) $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$ – фация пресных гидрокарбонатных кальциевых вод. Л-12 – река Авлога, Л-13 – западный берег Ладожского озера (Ленинградская область), Л-40 – восточный берег Ладожского озера (Ленинградская область).

Таблица К4 – Физико-химические и радиационные параметры природных вод бассейна реки Кожим, Приполярный Урал, Интинский район Республики Коми

Шифр пробы	Высота н.у.м., м	Название водопункта	pH	Eh	t, °C	TDS, мг/л	УЭП, мкСм/см	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	U, мкг/л
ПУВ-1	673	руч. Каменистый	6.45	215	10.9	3.8	8.1	2.59±0.14	0.01±0.001
ПУВ-2	672	р. Балбанью	7.08	116	12.5	15.5	33.3	2.34±0.12	0.03±0.002
ПУВ-3	674	руч. Травянистый	6.75	188	9.3	10.0	21.4	2.18±0.11	0.01±0.001
ПУВ-4	778	безымянный ручей №1, впадающий в р. Подпичишор	6.03	304	7.4	12.9	27.7	2.02±0.11	0.06±0.004
ПУВ-5	777	безымянный ручей №2, впадающий в р. Подпичишор	5.98	303	6.8	12.9	27.9	1.73±0.07	0.09±0.01
ПУВ-6	885	сток из-под морены	5.71	239	4	12.2	26.3	1.18±0.08	0.25±0.013
ПУВ-7	927	сток из-под морены	5.87	338	2.2	11.4	24.5	1.68±0.07	0.21±0.011
ПУВ-8	1124	сток из заброшенной штольни	4.48	352	1.5	7.3	15.8	2.11±0.13	0.02±0.001
ПУВ-9	1062	сток из-под курумника	3.98	411	1.9	6.3	13.7	1.34±0.07	0.01±0.001
ПУВ-10	664	безымянный ручей-приток р. Балбанью	6.02	320	11.7	3.8	8.3	1.32±0.08	0.01±0.001
ПУВ-11	664	р. Балбанью	6.05	296	12.9	17.1	36.6	1.44±0.06	0.04±0.003
ПУВ-12	1180	сток из заброшенного карьера	3.96	423	2.1	3.4	7.4	2.04±0.14	0.004±0.001
ПУВ-13	898	сток из заброшенной штольни	4.86	310	4.4	7.7	16.5	1.17±0.05	0.02±0.001
ПУВ-14	908	лёд из штольни	6.98	233	0.3	172.5	360.4	1.00±0.06	37.6±1.1
ПУВ-15	883	ручей Травянистый	5.85	225	1.9	6.3	13.6	1.11±0.05	0.01±0.001
ПУВ-16	894	сток из заброшенной штольни	5.34	318	2.2	6.7	14.5	2.16±0.14	0.02±0.001
ПУВ-17	887	приток правого берега руч. Каменистого	4.03	391	2.7	4.7	10.2	1.33±0.07	0.01±0.001
ПУВ-18	656	р. Балбанью	5.82	122	10.5	15.9	34.1	1.23±0.08	0.03±0.002
ПУВ-19	866	сток из озера Грубопендиты	5.88	220	8.5	4.3	9.2	2.41±0.12	0.02±0.001

Примечание: TDS – общая минерализация воды; УЭП – удельная электрическая проводимость воды (мкСм/см).

**Приложение Л. Данные по радиационным параметрам районов развития
кимберлитового магматизма в Архангельской области.**

Таблица Л1 – Изотопный состав урана кимберлитов, вмещающих и перекрывающих
отложений Золотицкого кимберлитового поля

№ п/п	Шифр скважины (место отбора)	Глубина отбора, м	Тип пород	Геол. возраст	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	Концентрация U, мг/кг
1	АЛ-550з-2	21	Песок	Q	1.05±0.06	0.70±0.04
2	G-16	26	Песок	Q	0.54±0.03	5.13±0.22
3	G-14	18	Песок	Q	0.89±0.05	1.22±0.07
4	G-23	7	Суглинок	Q	0.83±0.04	1.08±0.04
5	G-23	15	Песок	Q	1.13±0.03	10.79±0.54
6	G-23	22	Песчано- гравийная смесь	Q	1.07±0.05	0.63±0.04
7	C-1	2	Песок с примесью темных кремней	Q	0.97±0.02	46.13±1.58
8	Карпинского-1	5	Песчано- гравийная смесь	Q	0.93±0.04	1.33±0.07
9	Карпинского-1	18	Песок	Q	1.06±0.05	1.91±0.08
10	Архангельская	1	Супесь морены	Q	0.99±0.05	1.42±0.08
11	АЛ-550з-2	24	Песок	C ₂	0.78±0.04	1.01±0.04
12	АЛ-550з-2	30	Песок	C ₂	0.91±0.05	1.06±0.05
13	АЛ-550з-2	33	Песок	C ₂	1.00±0.05	0.88±0.05
14	АЛ-550з-2	40	Песчаник	C ₂	0.37±0.02	0.43±0.02
15	АЛ-550з-2	43	Песчаник	C ₂	0.97±0.04	0.73±0.04
16	G-14	26	Песок	C ₂	0.98±0.05	0.91±0.05
17	G-14	35	Песок	C ₂	1.00±0.05	0.79±0.03
18	G-14	45	Песчаник	C ₂	0.89±0.05	2.00±0.12
19	G-18	20	Песчаник	C ₂	0.94±0.06	1.32±0.05
20	G-11	25	Песок	C ₂	0.98±0.04	2.18±0.10
21	SA-48-1	25	Песок	C ₂	1.00±0.06	0.85±0.05
22	G-23	27	Песчаник	C ₂	0.87±0.04	0.44±0.02
23	G-23	30	Песчаник	C ₂	1.02±0.06	2.02±0.10
24	C-1	4	Доломиты	C ₂	1.02±0.04	5.94±0.32
25	C-1	8	Песчаник	C ₂	0.56±0.03	3.14±0.13
26	C-1	9	Песчаник	C ₂	0.70±0.04	0.66±0.04
27	C-1	21	Песчаник	C ₂	0.70±0.04	3.13±0.12
28	C-1	25	Песчаник	C ₂	0.87±0.06	0.93±0.04
29	C-1	29	Песчаник	C ₂	0.94±0.04	0.58±0.03
30	C-1	39	Песчаник	C ₂	0.91±0.05	0.90±0.04
31	C-1	43	Песчаник	C ₂	0.81±0.04	0.84±0.05
32	C-1	47	Песчаник	C ₂	1.34±0.07	0.41±0.01
33	Карпинского-1	3	Песчаник	C ₂	1.01±0.05	0.68±0.03
34	Карпинского-1	7	Песчаник	C ₂	0.96±0.05	1.30±0.07
35	Архангельская	10	Песчаник	C ₂	1.14±0.05	0.83±0.03
36	Архангельская	10	Песчаник	C ₂	0.86±0.04	1.19±0.05
37	Архангельская	3	Песчаник	C ₂	1.04±0.05	1.27±0.07

Продолжение таблицы Л1

38	Архангельская	21	Алевролит	C_2	1.12 ± 0.07	1.03 ± 0.04
39	Архангельская	10	Алевролит	C_2	0.93 ± 0.06	0.90 ± 0.05
40	Архангельская	12	Алевролит	C_2	0.98 ± 0.05	0.76 ± 0.03
41	Архангельская	20	Песчаник	C_2	1.00 ± 0.05	1.83 ± 0.09
42	АЛ-550з-2	51	Песчаник	V_2	1.05 ± 0.06	0.98 ± 0.05
43	АЛ-550з-2	55	Песчаник	V_2	1.03 ± 0.05	1.42 ± 0.06
44	АЛ-550з-2	96	Песчаник	V_2	0.99 ± 0.05	0.50 ± 0.02
45	АЛ-550з-2	104	Песчаник	V_2	1.09 ± 0.06	0.87 ± 0.05
46	АЛ-550з-2	110	Песчаник	V_2	1.00 ± 0.05	0.75 ± 0.03
47	G-16	-	Алевролит	V_2	1.06 ± 0.04	2.49 ± 0.12
48	G-16	67	Песчаник	V_2	1.19 ± 0.07	0.32 ± 0.02
49	G-16	-	Алевролит	V_2	1.15 ± 0.06	1.67 ± 0.07
50	G-14	53	Песчаник с прослоями алевролитов	V_2	0.95 ± 0.05	1.61 ± 0.09
51	G-14	71	Песчаник	V_2	1.03 ± 0.05	1.97 ± 0.07
52	G-14	74	Песчаник	V_2	0.98 ± 0.05	0.96 ± 0.04
53	G-14	87	Песчаник	V_2	0.99 ± 0.06	1.14 ± 0.06
54	G-14	92	Песчаник	V_2	0.91 ± 0.06	1.46 ± 0.06
55	G-18	36	Песчаник	V_2	0.81 ± 0.03	1.90 ± 0.08
56	G-18	43	Песчаник	V_2	1.02 ± 0.06	1.18 ± 0.07
57	G-18	50	Песчаник	V_2	0.51 ± 0.03	9.73 ± 0.35
58	G-18	60	Песчаник	V_2	0.56 ± 0.02	10.73 ± 0.52
59	G-18	75	Алевролит	V_2	1.02 ± 0.05	2.01 ± 0.11
60	G-18	89	Песчаник	V_2	0.85 ± 0.04	2.74 ± 0.10
61	G-18	99	Песчаник	V_2	0.64 ± 0.03	2.53 ± 0.12
62	G-18	106	Аргиллит	V_2	0.89 ± 0.04	7.66 ± 0.44
63	G-18	115	Алевролит	V_2	0.91 ± 0.05	6.95 ± 0.24
64	G-11	35	Алевролит	V_2	0.92 ± 0.05	2.22 ± 0.11
65	G-11	43	Алевролит	V_2	0.71 ± 0.04	2.70 ± 0.14
66	G-11	53	Песчаник	V_2	0.91 ± 0.05	2.35 ± 0.10
67	G-11	64	Песчаник с прослоями алевролитов	V_2	0.86 ± 0.04	1.75 ± 0.10
68	SA-48-1	50	Алевролит	V_2	0.95 ± 0.05	1.98 ± 0.07
69	SA-48-1	56	Песчаник	V_2	1.06 ± 0.05	1.15 ± 0.05
70	SA-48-1	58	Песчаник	V_2	0.92 ± 0.04	1.41 ± 0.08
71	SA-48-1	61	Песчаник	V_2	1.17 ± 0.06	1.27 ± 0.05
72	SA-48-1	65	Песчаник	V_2	0.84 ± 0.05	0.68 ± 0.03
73	G-23	33	Песчаник	V_2	1.11 ± 0.07	2.65 ± 0.14
74	G-23	40	Песчаник	V_2	1.05 ± 0.05	2.03 ± 0.08
75	G-23	55	Песчаник	V_2	0.92 ± 0.04	1.53 ± 0.09
76	G-23	62	Песчаник	V_2	0.83 ± 0.04	0.71 ± 0.03
77	G-23	67	Песчаник	V_2	0.93 ± 0.05	1.19 ± 0.06
78	G-23	75	Песчаник	V_2	0.69 ± 0.03	1.15 ± 0.06
79	G-23	81	Песчаник	V_2	0.99 ± 0.06	1.25 ± 0.05
80	G-23	87	Песчаник	V_2	1.00 ± 0.04	1.23 ± 0.06

Продолжение таблицы Л1

81	G-23	94	Песчаник	V_2	0.87 ± 0.04	0.58 ± 0.03
82	G-23	101	Песчаник	V_2	0.46 ± 0.02	0.67 ± 0.02
83	G-23	110	Песчаник	V_2	1.20 ± 0.07	1.56 ± 0.08
84	G-23	118	Песчаник	V_2	1.05 ± 0.07	0.60 ± 0.03
85	G-23	120	Песчаник	V_2	0.88 ± 0.05	0.50 ± 0.02
86	C-1	52	Песчаник	V_2	1.11 ± 0.05	3.35 ± 0.20
87	C-1	62	Песчаник	V_2	0.99 ± 0.05	2.95 ± 0.11
88	C-1	68	Песчаник	V_2	0.97 ± 0.05	2.48 ± 0.11
89	C-1	73	Песчаник	V_2	1.01 ± 0.06	2.61 ± 0.15
90	C-1	78	Песчаник	V_2	0.96 ± 0.04	1.80 ± 0.07
91	C-1	88	Песчаник	V_2	0.74 ± 0.04	0.76 ± 0.03
92	C-1	91	Песчаник	V_2	0.98 ± 0.04	4.61 ± 0.27
93	C-1	99	Песчаник	V_2	0.77 ± 0.04	1.10 ± 0.04
94	C-1	107	Песчаник	V_2	1.02 ± 0.06	0.72 ± 0.03
95	C-1	120	Песчаник	V_2	1.01 ± 0.04	0.80 ± 0.04
Кимберлиты жерловой фации						
96	Карпинского-1	104	Автолитовая брекчия	iD_3-C_2	1.02 ± 0.05	0.64 ± 0.03
97	Карпинского-1	104	Автолитовая брекчия	iD_3-C_2	0.98 ± 0.06	0.87 ± 0.05
98	Карпинского-1	105	Автолитовая брекчия	iD_3-C_2	1.05 ± 0.07	1.07 ± 0.04
99	Карпинского-1	106	Автолитовая брекчия	iD_3-C_2	0.80 ± 0.05	1.01 ± 0.05
100	Архангельская	180	Автолитовая брекчия	iD_3-C_2	1.01 ± 0.07	0.78 ± 0.04
101	Пионерская – скв. 1490	490	Автолитовая брекчия	iD_3-C_2	1.01 ± 0.04	0.68 ± 0.03
102	Пионерская – скв. 1490	560	Автолитовая брекчия	iD_3-C_2	1.08 ± 0.06	0.80 ± 0.05
103	Пионерская – скв. 1490	700	Автолитовая брекчия	iD_3-C_2	1.14 ± 0.05	0.48 ± 0.02
104	Пионерская – скв. 1490	765	Автолитовая брекчия	iD_3-C_2	1.11 ± 0.07	0.71 ± 0.03
105	Пионерская – скв. 1490	840	Автолитовая брекчия	iD_3-C_2	0.85 ± 0.05	0.45 ± 0.02
106	Пионерская – скв. 1490	910	Автолитовая брекчия	iD_3-C_2	0.89 ± 0.04	0.33 ± 0.01
107	Пионерская – скв. 1490	960	Автолитовая брекчия	iD_3-C_2	1.03 ± 0.05	0.44 ± 0.02
108	Пионерская – скв. 1490	1030	Автолитовая брекчия	iD_3-C_2	1.04 ± 0.06	0.47 ± 0.03
Породы околотрубного пространства (туфогенно-осадочные породы периферийных частей кратера, вендские песчаники и алевролиты)						
109	Карпинского-1	29	Песчаник	V_2	1.54 ± 0.06	0.63 ± 0.03
110	Карпинского-1	60	Песчаник	V_2	0.93 ± 0.05	1.89 ± 0.10
111	Карпинского-1	74	Песчаник	V_2	0.89 ± 0.04	1.74 ± 0.07
112	Карпинского-1	75	Песчаник	V_2	1.00 ± 0.05	1.81 ± 0.11
113	Карпинского-1	102	Песчаник	V_2	1.02 ± 0.05	1.66 ± 0.06
114	Карпинского-1	101	Песчаник	V_2	0.95 ± 0.04	0.90 ± 0.04

Продолжение таблицы Л1

115	Карпинского-1	104	Песчаник	V_2	1.09 ± 0.06	1.12 ± 0.06
116	Архангельская	73	Алевролит	V_2	1.00 ± 0.04	2.81 ± 0.11
117	Архангельская	72	Алевролит	V_2	1.00 ± 0.06	1.14 ± 0.05
118	Архангельская	82	Алевролит	V_2	1.09 ± 0.04	1.45 ± 0.08
119	Архангельская	110	Алевролит	V_2	1.27 ± 0.06	1.05 ± 0.04
120	Архангельская	92	Алевролит	V_2	1.10 ± 0.06	1.17 ± 0.07
121	Архангельская	92	Алевролит	V_2	1.09 ± 0.06	2.68 ± 0.10
122	Архангельская	92	Алевролит	V_2	1.43 ± 0.07	1.22 ± 0.06
123	Архангельская	73	Алевролит	V_2	1.06 ± 0.05	3.20 ± 0.18
124	Архангельская	105	Песчаник, алевролит	V_2	1.37 ± 0.07	0.66 ± 0.03
125	Архангельская	71	Песчаник	V_2	1.45 ± 0.07	0.78 ± 0.04
126	Архангельская	91	Песчаник	V_2	1.60 ± 0.08	0.98 ± 0.06
127	Пионерская – скв. П-4mz	149	Песчаник	V_2	3.57 ± 0.18	1.31 ± 0.05
128	Пионерская – скв. П-4mz	195	Песчаник	V_2	1.15 ± 0.06	0.92 ± 0.05
129	Пионерская – скв. П-4mz	202	Песчаник	V_2	1.17 ± 0.06	0.40 ± 0.02
130	Пионерская – скв. П-4mz	208	Песчаник	V_2	0.85 ± 0.03	5.93 ± 0.24
131	Пионерская – скв. П-4mz	213	Песчаник	V_2	1.35 ± 0.08	0.45 ± 0.03
132	Архангельская	106	Песчаник, алевролит с КМ*	iD_3-C_2	0.97 ± 0.04	0.94 ± 0.03
133	Архангельская	106	Песчаник с КМ	iD_3-C_2	1.37 ± 0.08	4.07 ± 0.19
134	Архангельская	104	Песчаник с КМ	iD_3-C_2	1.16 ± 0.06	1.08 ± 0.06
135	Архангельская	59	Песчаник с КМ	iD_3-C_2	1.45 ± 0.07	0.81 ± 0.03
136	Архангельская	110	Туффит	iD_3-C_2	1.22 ± 0.06	0.78 ± 0.03
137	Архангельская	64	Туф	iD_3-C_2	1.21 ± 0.06	0.61 ± 0.04
138	Архангельская	75	Песчаник с КМ	iD_3-C_2	1.04 ± 0.06	2.16 ± 0.08
139	Архангельская	72	Песчаник с КМ	iD_3-C_2	1.12 ± 0.07	1.24 ± 0.06
140	Архангельская	107	Туф	iD_3-C_2	1.26 ± 0.06	1.16 ± 0.06

Примечание: * - с кимберлитовым материалом (туфопесчаник). На трубках Архангельская и Карпинского-1 пробы отбирались из карьеров.

Таблица Л2 – Объемная активность радона в почвенном воздухе в районе трубки
Верхнетовская Мегорского поля

Шифр пробы	Координаты		Объемная активность ^{222}Rn , Бк/м ³	Объемная активность ^{220}Rn , Бк/м ³	Отношение $^{220}\text{Rn}/^{222}\text{Rn}$
	Х	У			
ВТ-1	7308196	6884053	195±42	2±1	0.010
ВТ-2	7308219	6884073	121±31	3±1	0.025
ВТ-3	7308241	6884096	74±22	1±0.5	0.014
ВТ-4	7308259	6884117	254±53	3±1	0.012
ВТ-5	7308278	6884138	195±42	1±1	0.005
ВТ-6	7308303	6884157	386±73	6±2	0.016
ВТ-7	7308320	6884175	74±22	2±1	0.027
ВТ-8	7308339	6884194	465±83	4±1	0.009
ВТ-9	7308355	6884210	206±45	2±1	0.010
ВТ-10	7308376	6884228	1105±187	7±2	0.006
ВТ-11	7308395	6884245	317±63	3±1	0.010
ВТ-12	7308411	6884263	2270±367	11±4	0.005
ВТ-13	7308430	6884285	375±71	3±1	0.008
ВТ-14	7308445	6884302	1232±193	3±1	0.002
ВТ-15	7308461	6884319	7244±1025	19±5	0.003
ВТ-16	7308476	6884338	2301±361	11±4	0.005
ВТ-17	7308493	6884359	185±42	11±3	0.060
ВТ-18	7308508	6884377	756±128	4±1	0.005
ВТ-19	7308531	6884392	185±42	3±1	0.016
ВТ-20	7308554	6884408	52±18	3±1	0.058
ВТ-21	7308572	6884423	169±38	7±2	0.041
ВТ-22	7308591	6884436	<20	<1	-
ВТ-23	7308609	6884455	68±21	1±0.5	0.015
ВТ-24	7308629	6884473	121±31	1±0.5	0.008
ВТ-25	7308649	6884490	238±49	1±0.5	0.004
ВТ-26	7308664	6884512	127±31	2±1	0.016
ВТ-27	7308680	6884528	89±25	<1	-
ВТ-28	7308694	6884548	550±99	6±2	0.011
ВТ-29	7308708	6884568	<20	<1	-
ВТ-30	7308724	6884590	<20	1±0.5	0.050
ВТ-31	7308621	6884057	<20	<1	-
ВТ-32	7308603	6884074	<20	<1	-
ВТ-33	7308584	6884091	21±10	<1	-
ВТ-34	7308567	6884110	158±39	9±2	0.057
ВТ-35	7308552	6884127	936±159	2±1	0.002
ВТ-36	7308534	6884146	227±47	2±1	0.009
ВТ-37	7308515	6884163	365±69	3±1	0.008
ВТ-38	7308498	6884179	42±15	<1	-
ВТ-39	7308478	6884197	137±34	<1	-
ВТ-40	7308460	6884215	280±56	1±0.5	0.004
ВТ-41	7308444	6884231	238±49	<1	-

Продолжение таблицы Л2

BT-42	7308425	6884250	1189±187	2±1	0.002
BT-43	7308409	6884268	1283±203	8±2	0.006
BT-44	7308392	6884284	2423±387	4±1	0.002
BT-45	7308373	6884303	603±108	4±1	0.007
BT-46	7308354	6884319	984±167	10±3	0.010
BT-47	7308337	6884336	904±153	6±2	0.007
BT-48	7308318	6884354	603±108	3±1	0.005
BT-49	7308300	6884371	2772±448	5±2	0.002
BT-50	7308284	6884387	439±83	<1	-
BT-51	7308264	6884407	248±52	3±1	0.012
BT-52	7308248	6884423	291±58	<1	-
BT-53	7308232	6884441	37±15	1±0.5	0.027
BT-54	7308211	6884462	21±10	2±1	0.095
BT-55	7308195	6884477	<20	<1	-
BT-56	7308179	6884595	<20	<1	-
BT-57	7308195	6884580	<20	<1	-
BT-58	7308216	6884558	<20	<1	-
BT-59	7308232	6884541	174±40	<1	-
BT-60	7308249	6884524	153±36	<1	-
BT-61	7308269	6884505	74±22	<1	-
BT-62	7308284	6884488	21±10	2±1	0.095
BT-63	7308302	6884471	153±36	<1	-
BT-64	7308321	6884453	635±111	<1	-
BT-65	7308334	6884407	105±28	1±0.5	0.010
BT-66	7308356	6884421	68±21	3±1	0.044
BT-67	7308376	6884401	476±85	5±2	0.011
BT-68	7308393	6884385	1095±186	2±1	0.002
BT-69	7308409	6884367	259±54	3±1	0.012
BT-70	7308428	6884348	947±160	6±2	0.006
BT-71	7308444	6884332	571±102	2±1	0.004
BT-72	7308462	6884315	391±74	6±2	0.015
BT-73	7308482	6884296	1132±182	2±1	0.002
BT-74	7308499	6884280	1301±208	2±1	0.002
BT-75	7308517	6884264	920±156	3±1	0.003
BT-76	7308536	6884245	650±117	4±1	0.006
BT-77	7308552	6884227	470±84	7±2	0.015
BT-78	7308568	6884209	518±93	2±1	0.004
BT-79	7308587	6884192	746±126	7±2	0.009
BT-80	7308605	6884174	1158±181	4±1	0.004
BT-81	7308180	6884170	142±34	6±2	0.042
BT-82	7308203	6884191	95±26	2±1	0.021
BT-83	7308225	6884214	1301±209	6±2	0.005
BT-84	7308244	6884235	1852±292	5±2	0.003
BT-85	7308261	6884256	402±76	6±2	0.015
BT-86	7308287	6884275	624±112	6±3	0.010

Продолжение таблицы Л2

ВТ-87	7308304	6884293	772±131	6±2	0.008
ВТ-88	7308323	6884312	1883±301	6±2	0.003
ВТ-89	7308340	6884328	576±103	6±2	0.010
ВТ-90	7308360	6884345	1330±211	6±2	0.005
ВТ-91	7308379	6884362	1587±257	4±1	0.003
ВТ-92	7308395	6884380	910±154	10±3	0.011
ВТ-93	7308414	6884402	1042±177	9±3	0.009
ВТ-94	7308430	6884420	2672±427	4±1	0.002
ВТ-95	7308445	6884436	735±124	3±1	0.004
ВТ-96	7308460	6884456	1624±250	5±2	0.003
ВТ-97	7308477	6884477	1635±207	3±1	0.002
ВТ-98	7308493	6884495	216±47	<1	-
ВТ-99	7308515	6884510	176±41	1±0.5	0.006
ВТ-100	7308537	6884526	576±103	2±1	0.004
ВТ-101	7308556	6884540	206±45	5±2	0.024
ВТ-102	7308574	6884554	386±73	2±1	0.005
ВТ-103	7308593	6884572	1111±183	2±1	0.002
ВТ-104	7308614	6884590	269±56	1±0.5	0.004
ВТ-105	7308633	6884608	243±51	2±1	0.008
ВТ-106	7308648	6884629	724±123	4±1	0.006
ВТ-107	7308664	6884646	428±81	2±1	0.005
ВТ-108	7308678	6884666	338±67	<1	-
ВТ-109	7308692	6884686	201±44	<1	-

Примечание: координаты приведены в системе СК-42.

Таблица ЛЗ – Объемная активность радона в почвенном воздухе в районе трубки
Чидвинская Чидвинско-Ижмозерского поля

Шифр пробы	Координаты		Объемная активность ^{222}Rn , Бк/м ³	Проницаемость, 10 ⁻¹³ м ²
	X	Y		
Чд-1	7228835	6882346	690±117	3.9
Чд-2	7229033	6882358	908±149	4.9
Чд-3	7229289	6882406	1381±217	7.9
Чд-4	7228638	6882533	1117±179	4.2
Чд-5	7229487	6882457	1554±242	8.9
Чд-6	7228936	6882528	1475±231	4.2
Чд-7	7229119	6882557	1702±264	5.0
Чд-8	7229377	6882556	1524±238	8.0
Чд-9	7229694	6882531	1861±287	15.1
Чд-10	7228928	6882659	1616±251	4.0
Чд-11	7229950	6882567	1283±203	20.5
Чд-12	7229537	6882640	2918±440	5.5
Чд-13	7229095	6882731	1976±303	4.0
Чд-14	7230158	6882606	1126±180	7.2
Чд-15	7228633	6882818	1001±162	3.2
Чд-16	7230357	6882623	1468±230	2.9
Чд-17	7229727	6882724	193±45	110.0
Чд-18	7229939	6882716	134±36	1.2
Чд-19	7230560	6882670	1895±292	13.0
Чд-20	7228835	6882908	783±130	3.9
Чд-21	7229534	6882837	723±122	4.0
Чд-22	7229285	6882869	2484±377	5.4
Чд-23	7230154	6882778	1309±207	1.3
Чд-24	7230357	6882760	1480±232	2.0
Чд-25	7229750	6882868	964±157	13.9
Чд-26	7230789	6882737	2828±427	5.0
Чд-27	7229070	6882966	127±35	4.5
Чд-28	7230545	6882821	1542±241	4.5
Чд-29	7230355	6882876	1606±250	5.5
Чд-30	7230977	6882801	3742±560	5.1
Чд-31	7228634	6883106	123±35	4.9
Чд-32	7229905	6882956	1531±239	1.3
Чд-33	7229604	6883009	1810±279	0.6
Чд-34	7230680	6882870	3286±494	7.5
Чд-35	7229203	6883076	653±112	2.6
Чд-36	7228866	6883162	135±36	6.0
Чд-37	7230844	6882919	4645±691	5.0
Чд-38	7231239	6882886	970±158	2.5
Чд-39	7230332	6883007	245±52	1.3
Чд-40	7230595	6882985	2832±428	9.1
Чд-41	7230109	6883049	124±35	1.5
Чд-42	7229471	6883160	784±131	1.4

Продолжение таблицы ЛЗ

Чд-43	7228403	6883306	156±39	4.5
Чд-44	7231024	6882982	3401±510	6.2
Чд-45	7229828	6883146	517±92	1.5
Чд-46	7229032	6883275	289±59	4.1
Чд-47	7230505	6883113	2822±426	21.0
Чд-48	7231198	6883029	2546±386	3.5
Чд-49	7230810	6883083	2661±403	8.0
Чд-50	7228643	6883366	141±37	5.1
Чд-51	7229318	6883317	468±85	3.2
Чд-52	7230032	6883262	650±111	1.4
Чд-53	7230222	6883243	240±52	1.3
Чд-54	7228832	6883425	147±38	5.4
Чд-55	7229613	6883346	205±47	1.8
Чд-56	7230612	6883218	877±144	1.9
Чд-57	7230988	6883219	763±127	0.3
Чд-58	7230925	6883240	187±44	0.7
Чд-59	7231197	6883208	1150±184	4.0
Чд-60	7229155	6883482	1045±168	5.0
Чд-61	7228416	6883591	172±42	1.9
Чд-62	7229806	6883428	1160±185	1.3
Чд-63	7228967	6883570	1497±234	6.0
Чд-64	7230760	6883338	422±78	0.9
Чд-65	7230435	6883397	312±62	1.3
Чд-66	7229425	6883541	1051±169	3.3
Чд-67	7228729	6883649	358±69	2.9
Чд-68	7229129	6883614	1405±221	5.4
Чд-69	7228257	6883750	165±41	2.0
Чд-70	7230002	6883535	2209±337	1.7
Чд-71	7229617	6883602	880±144	1.9
Чд-72	7231186	6883402	372±71	9.2
Чд-73	7230236	6883526	241±52	1.3
Чд-74	7230870	6883458	1151±184	2.1
Чд-75	7229726	6883650	483±87	1.1
Чд-76	7228453	6883834	161±40	1.9
Чд-77	7230617	6883558	305±61	1.0
Чд-78	7228852	6883808	275±57	2.6
Чд-79	7230946	6883557	378±72	80.0
Чд-80	7229508	6883760	1026±166	1.7
Чд-81	7229303	6883794	278±57	1.7
Чд-82	7230072	6883698	765±128	0.5
Чд-83	7230417	6883655	364±70	1.5
Чд-84	7230688	6883672	136±37	2.5
Чд-85	7228682	6883941	191±44	1.8
Чд-86	7231196	6883621	460±84	8.5
Чд-87	7229060	6883935	131±36	1.8

Продолжение таблицы ЛЗ

Чд-88	7230219	6883818	684±116	0.1
Чд-89	7229915	6883866	935±152	1.9
Чд-90	7230979	6883745	1257±199	27.6
Чд-91	7228920	6884024	408±76	1.5
Чд-92	7229229	6883987	1421±223	1.8
Чд-93	7230528	6883839	610±105	1.4
Чд-94	7229487	6883982	1136±182	1.6
Чд-95	7230058	6883963	675±115	1.2
Чд-96	7229161	6884087	852±140	1.2
Чд-97	7231170	6883832	1523±238	18.1
Чд-98	7230309	6883946	1002±162	1.9
Чд-99	7229679	6884043	151±39	1.1
Чд-100	7230920	6883911	2410±366	6.5
Чд-101	7229391	6884115	606±105	1.0
Чд-102	7229901	6884089	148±38	1.0
Чд-103	7229624	6884161	250±53	0.8
Чд-104	7230474	6884061	1210±192	2.5
Чд-105	7230659	6884050	2071±317	18.0
Чд-106	7230055	6884129	749±125	1.9
Чд-107	7231176	6884016	1376±216	16.5
Чд-108	7229833	6884210	350±68	0.9
Чд-109	7230235	6884191	811±134	1.8
Чд-110	7230895	6884138	457±83	15.0
Чд-111	7230019	6884261	437±80	0.8
Чд-112	7230451	6884242	243±52	0.9
Чд-113	7230158	6884317	372±71	0.7
Чд-114	7230768	6884281	401±75	9.5
Чд-115	7231112	6884264	376±71	15.6
Чд-116	7230393	6884380	228±50	0.9
Чд-117	7230643	6884419	161±40	5.6
Чд-118	7230915	6884394	150±39	7.7

Примечание: координаты приведены в системе СК-42.

Таблица Л4 – Результаты определения радиационно-физических параметров основных типов пород кимберлитового поля

Шифр пробы	Тип породы, геол. возраст	$^{226}\text{Ra}_{\text{бн}}$, Бк/кг	$^{226}\text{Ra}_{\text{сн}}$, Бк/кг	$^{226}\text{Ra}_{\text{пр}}$, Бк/кг	Коэффициент эманации, %	ОА ^{222}Rn в контейнере, Бк/м ³	Уровень продуцирования ^{222}Rn , Бк/(м ³ ·ч)	Насыпная плотность, г/см ³	Пористость, %
Перекрывающие четвертичные и среднекаменноугольные отложения									
7CA_13	Моренные отложения (песчано-гравийная смесь), Q	16.4±3.9	20.4±4.9	18.8±5.1	13.8±5.5	658 ± 197	38.9	1.83	23.11
GGs-2-1	Песчаник, C ₂	22.3±4.7	26.4±4.2	23.2±4.4	13.8±3.8	1116 ± 335	54.6	1.98	32.65
GGs_2-10	Песчаник, C ₂	16.1±3.7	18.0±3.1	17.6±4.6	23.5±8.0	1120 ± 336	59.1	1.85	22.59
GGs_2-30	Песчаник, C ₂	12.2±3.4	15.9±4.1	11.6±3.4	24.9±10.7	834 ± 250	58.3	1.95	22.00
GGs-2-54	Песчаник, алевролит, C ₂	26.6±4.5	30.2±4.5	27.1±3.5	11.1±2.4	1637 ± 491	51.4	2.03	18.47
Вмещающие вендские отложения									
16CA_13	Алевролит, V ₂	37.4±6.0	39.3±5.5	36.4±5.1	6.2±1.4	755 ± 227	37.2	2.02	4.72
18CA_13	Алевролит, V ₂	20.1±4.2	22.7±4.1	19.5±5.1	12.7±4.4	802 ± 241	42.4	1.94	18.49
CA_5_16	Песчаник, V ₂	11.0±3.2	16.1±3.9	11.7±3.3	29.1±11.8	1235 ± 371	52.0	1.47	40.96
CA_13_16	Песчаник, V ₂	22.4±4.9	29.7±6.2	23.4±5.2	22.7±7.6	1822 ± 547	97.9	1.92	27.82
CA_14_16	Песчаник, V ₂	25.9±6.0	30.7±4.3	27.8±6.4	12.6±3.7	1105 ± 332	57.4	1.96	17.65
CA_21_16	Песчаник, V ₂	56.0±9.0	59.8±7.8	55.7±6.1	6.7±1.3	1059 ± 318	57.3	1.9	27.48
CA_6_16	Песчаник, V ₂	35.8±6.8	40.7±6.1	36.6±5.9	11.1±2.7	1186 ± 356	59.1	1.73	16.02
CA_7_16	Песчаник, V ₂	21.9±4.2	26.8±5.6	23.5±4.7	15.4±4.9	1241 ± 372	68.5	2.19	14.12
CA_8_16	Песчаник, V ₂	25.4±5.8	30.8±4.9	24.3±5.1	19.5±5.7	1624 ± 487	87.5	1.93	25.48
CA_19_16	Песчаник, V ₂	28.3±6.8	31.5±5.7	27.8±5.3	10.9±3.1	906 ± 272	50.7	1.96	27.41
24CA_13	Песчаник, V ₂	32.0±6.1	35.6±5.3	32.6±4.2	9.1±2.0	1008 ± 302	45.6	1.86	12.26
40CA_13	Песчаник, V ₂	32.4±5.8	40.7±6.1	30.3±3.9	22.9±5.0	2367 ± 710	132.0	1.87	30.48
11CA_13	Алевролит, V ₂	58.4±9.9	63.3±7.6	59.9±6.6	6.6±1.2	1109 ± 333	65.0	2.06	7.62

Продолжение таблицы Л4

12CA_13	Алевролит, V_2	23.4±4.9	26.7±5.6	23.5±4.9	12.2±4.0	962 ± 289	45.0	1.83	23.11
21CA_13	Алевролит, V_2	34.4±6.2	38.5±5.4	33.7±4.7	11.4±2.5	1283 ± 385	60.8	1.83	23.11
Туфогенно-осадочные породы периферийных частей кратера									
30CA_13	Туффит, iD_3-C_2	17.9±4.3	27.3±5.2	18.2±5.1	34.1±12.7	2561 ± 768	95.9	1.36	36.74
31CA_13	Туффит, iD_3-C_2	19.5±5.1	21.6±3.9	18.9±5.5	11.1±4.2	792 ± 238	34.0	1.88	15.70
CA_10_16	Туффит, iD_3-C_2	8.9±3.4	11.5±3.0	8.2±3.5	25.2±13.9	872 ± 262	41.4	1.9	25.20
CA_12_16	Туффит, iD_3-C_2	23.1±4.9	35.3±5.3	25.1±5.3	31.6±9.0	3146 ± 944	139.6	1.66	29.36
33CA_13	Туф, iD_3-C_2	44.1±7.9	48.4±6.8	43.2±5.2	9.8±2.0	1288 ± 386	66.1	1.84	13.21
Кимберлиты жерловой фации									
CA_16_16	Автолитовая брекчия, iD_3-C_2	11.9±3.1	13.1±3.4	12.2±3.5	8.1±3.5	135 ± 41	15.9	1.97	2.48
CA_17_16	Автолитовая брекчия, iD_3-C_2	10.8±3.0	12.4±3.5	11.4±3.5	10.7±4.9	102 ± 31	17.4	1.74	4.92
2009_477	Автолитовая брекчия, iD_3-C_2	14.1±3.8	15.9±4.1	15.3±3.8	7.6±3.0	212 ± 64	19.0	2.09	3.24
2013_262	Автолитовая брекчия, iD_3-C_2	13.6±3.4	15.0±4.1	14.1±4.1	7.6±3.3	98 ± 29	18.6	2.16	0.46
37CA_13	Автолитовая брекчия, iD_3-C_2	31.2±5.0	31.5±4.4	30.6±4.3	1.8±0.4	56 ± 17	9.8	2.35	0.84

Примечание: $^{226}\text{Ra}_{\text{бн}}$ – удельная активность радия-226 без накопления дочерних продуктов распада (неравновесие с ДПР), $^{226}\text{Ra}_{\text{сн}}$ – удельная активность радия-226 с учетом накопления ДПР в герметизированном образце в течение 21 дня (после достижения равновесия с ДПР), $^{226}\text{Ra}_{\text{пр}}$ – удельная активность радия-226 после разгерметизации образца (неравновесие с ДПР). При расчете коэффициента эманации в качестве неравновесной активности ^{226}Ra принималось среднее значение неравновесных активностей $^{226}\text{Ra}_{\text{бн}}$ и $^{226}\text{Ra}_{\text{пр}}$ согласно методике, изложенной в главе 3.

Рис. Л1. Фотографии образцов основных типов пород кимберлитового поля, в которых проводилось определение радиационно-физических параметров для оценки продуцирования радона.



Песчано-гравийная смесь, четвертичные моренные отложения Q , образец 7CA_13



Серый песчаник с карбонатно-глинистым цементом, урзугская свита среднего карбона C_{2ur} , образец GGS_2-10



Красный песчаник, вмещающие вендские отложения околотрубочного пространства V_2 , образец 24CA_13



Туф, туфогенно-осадочные породы кратера, верхний девон-средний карбон iD_3-C_2 , образец 33CA_13



Автолитовая брекчия, кратерная фация, верхний девон-средний карбон iD_3-C_2 , образец 37CA_13

Приложение М. Данные по радиационным и физико-химическим параметрам, а также химическому составу речных донных отложений и горных пород в районе месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова.

Таблица М1 – Гранулометрический состав, удельные активности радионуклидов и физико-химические параметры донных отложений реки Золотица и ее притоков в районе месторождения им. М.В. Ломоносова

Шифр пробы	Координаты		Гранулометрический состав, %			Удельные активности радионуклидов, Бк/кг				Физико-химические параметры			
	Х	У	100 мкм	45 мкм	<45 мкм	¹³⁷ Cs	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K	ОВ, %	CO ₃ ²⁻ , %	pH _{акт.}	ВРС, мг/г
Зл-1	7246757	7592960	34.2	5.0	1.3	2.3±0.6	7.0±0.8	5.8±0.8	261±27.4	0.64	0.31	6.84±0.01	0.09
Зл-2	7248246	7595474	74.1	10.5	3.8	5.2±1.0	7.9±0.9	10.0±1.3	278±19.5	1.14	0.76	7.78±0.01	0.23
Зл-3	7248312	7595956	70.1	19.7	7.7	9.5±1.9	10.0±1.2	11.0±1.8	334±30.1	1.50	1.06	7.81±0.02	0.28
Зл-4	7248338	7596450	61.6	17.5	7.2	11.0±2.1	9.6±1.2	15.6±1.9	294±23.5	1.54	0.65	7.50±0.01	0.19
Зл-5	7248472	7596956	57.0	25.5	10.9	15.0±2.3	29.0±3.5	37.0±3.3	471±37.7	3.24	1.62	7.34±0.01	0.71
Зл-6	7248622	7597461	65.3	17.2	7.6	14.3±2.9	15.0±1.5	13.2±1.6	293±26.4	6.59	0.97	7.09±0.01	0.55
Зл-7	7248942	7597779	75.9	13.5	5.8	12.6±2.5	11.0±1.0	17.3±1.9	370±33.3	1.31	0.56	7.47±0.02	0.23
Зл-8	7249327	7598082	66.5	16.6	9.0	11.7±2.3	21.0±2.7	25.0±2.8	418±42.0	2.15	0.78	7.21±0.01	0.46
Зл-9	7249813	7598141	25.8	1.4	0.3	2.5±0.6	4.7±0.8	5.7±0.8	307±33.8	0.29	0.21	7.45±0.01	0.07
Зл-10	7249901	7597980	41.6	0.6	0.1	1.5±0.3	3.0±0.6	7.8±0.9	219±17.3	0.26	0.12	7.56±0.01	0.15
Зл-11	7250363	7597840	14.8	4.1	1.0	2.7±0.5	2.4±0.5	5.9±0.8	219±20.2	0.45	0.22	7.31±0.01	0.06
Зл-12	7250501	7597951	70.3	12.1	5.6	11.4±2.3	15.0±1.8	16.0±2.4	373±32.4	2.59	0.54	6.88±0.01	0.32
Зл-13	7250566	7597492	2.5	0.3	0.1	1.5±0.3	3.8±0.7	8.0±1.1	221±24.3	0.22	0.16	7.16±0.02	0.08
Зл-14	7250996	7597346	38.6	2.0	0.3	2.4±0.6	4.2±0.6	7.5±1.1	267±23.8	0.23	0.22	7.25±0.01	0.08
Зл-15	7251066	7596839	12.0	6.3	2.0	1.0±0.3	12.0±1.6	13.0±1.6	331±36.4	0.76	0.35	7.46±0.01	0.10
Зл-16	7251296	7596354	0.6	0.2	0.0	2.2±0.6	3.4±0.7	8.4±1.1	218±19.7	0.26	0.15	7.46±0.01	0.08
Зл-17	7251765	7596134	91.3	3.0	0.4	2.4±0.5	3.0±0.5	8.3±1.0	407±41.5	0.28	0.21	7.03±0.01	0.09
Зл-18	7252258	7596309	82.6	1.5	0.2	2.2±0.4	9.6±1.3	7.1±0.9	341±30.7	0.32	0.21	7.18±0.01	0.06
Зл-19	7252691	7595974	76.3	5.8	1.5	3.3±0.7	13.0±1.4	15.0±2.1	409±38.9	0.50	0.29	8.07±0.02	0.11
Зл-20	7253193	7595988	68.2	13.2	5.0	5.2±1.0	19.0±2.3	27.0±3.2	514±36.0	1.32	0.69	7.87±0.01	0.18
Зл-21	7253693	7596045	71.7	1.3	0.3	5.3±1.1	4.8±0.8	8.2±0.9	289±28.9	0.24	0.19	7.28±0.01	0.07
Зл-22	7253899	7595585	78.5	16.4	2.7	2.4±0.7	11.6±1.3	12.1±1.2	428±38.5	1.74	0.59	7.64±0.01	0.22
Зл-23	7254038	7595100	25.5	3.6	1.2	7.4±1.4	6.5±0.8	9.5±1.3	334±30.1	0.60	0.31	7.61±0.02	0.14

Продолжение таблицы М1

Зл-24	7254428	7594784	35.0	1.7	0.3	1.9±0.7	3.0±0.4	6.6±0.9	262±28.8	0.27	0.17	7.21±0.01	0.08
Зл-25	7254882	7594644	17.0	1.2	0.5	3.1±0.6	5.8±0.6	5.2±0.7	187±20.6	0.37	0.18	7.09±0.01	0.07
Зл-26	7255197	7594257	39.2	16.7	5.9	6.3±1.3	14.0±1.4	15.0±1.7	400±39.9	3.15	0.79	8.37±0.02	0.27
Зл-27	7255193	7593761	3.6	0.2	0.1	1.5±0.5	7.9±1.1	8.6±1.0	175±15.8	0.29	0.16	7.47±0.01	0.06
Зл-28	7254667	7593638	23.0	4.0	2.5	1.5±0.6	7.6±1.1	5.5±0.8	232±18.6	1.04	0.39	6.94±0.01	0.10
Пр-1	7256203	7595789	21.9	5.6	5.8	4.3±0.9	8.5±1.1	20.7±2.3	405±41.7	1.51	1.31	8.11±0.02	0.10
Пр-2	7255691	7595872	78.5	16.4	2.7	7.5±1.5	5.5±0.9	4.9±0.6	382±38.2	1.92	0.33	6.49±0.01	0.52
Пр-3	7255274	7595587	58.7	23.8	12.7	10.4±2.0	18.0±2.2	13.6±1.4	363±32.7	2.86	0.63	5.94±0.01	0.25
Пр-4	7254876	7595267	4.4	1.5	0.7	1.5±0.5	18.0±2.2	13.0±1.3	264±29.0	1.05	0.27	7.27±0.01	0.09
Пр-5	7254878	7594759	54.0	27.6	14.3	7.9±1.5	16.0±1.8	17.9±1.6	424±44.5	3.18	0.55	6.77±0.01	0.35
Пр-6	7250378	7598428	28.0	10.1	6.9	1.5±0.5	9.4±1.2	4.8±0.7	185±20.4	0.82	3.92	8.55±0.02	0.19
Пр-7	7250427	7598874	21.9	2.8	0.5	4.7±1.0	3.0±0.4	6.6±0.9	228±18.2	1.49	0.27	7.26±0.01	0.12
Пр-8	7250837	7599103	56.2	4.1	0.5	1.8±0.6	5.4±0.6	2.8±0.4	234±19.5	0.55	0.24	7.00±0.01	0.12
Пр-9	7244606	7596009	35.7	19.1	14.2	11.1±2.1	3.6±0.4	8.6±1.1	195±19.5	46.31	1.91	6.55±0.01	0.80
Пр-10	7244443	7596553	28.9	25.1	12.5	4.7±1.0	2.4±0.3	3.6±0.5	263±28.9	60.61	1.91	6.64±0.01	1.17
Пр-11	7244296	7597053	62.0	17.2	3.1	4.5±0.9	1.9±0.3	4.5±0.7	258±25.8	6.90	1.05	7.03±0.01	0.45
Пр-12	7244224	7597522	44.2	2.5	0.4	4.1±0.8	2.2±0.3	3.4±0.5	257±25.7	0.63	0.72	7.02±0.01	0.13
Пр-13	7244181	7597942	57.9	14.4	2.5	3.9±0.8	2.6±0.4	3.1±0.5	256±26.4	9.39	0.36	6.61±0.01	0.23
Пр-14	7253363	7596142	46.0	16.9	8.5	3.5±0.7	6.1±0.8	24.8±2.7	533±37.3	3.78	1.25	7.94±0.2	0.35
Пр-15	7254937	7597197	21.5	3.6	0.6	4.6±1.0	6.8±0.7	4.8±0.7	230±22.1	0.51	0.21	7.23±0.01	0.07
Пр-16	7254601	7596789	65.3	10.7	6.5	2.4±0.5	3.1±0.4	9.4±1.0	344±34.4	0.74	0.32	6.59±0.01	0.05
Пр-17	7254198	7596564	44.8	10.7	0.9	5.4±1.2	3.5±0.5	2.7±0.4	251±27.6	0.59	0.16	7.18±0.01	0.06
Пр-18	7253704	7596349	26.1	4.8	1.5	3.5±0.8	4.7±0.7	4.0±0.6	287±28.7	1.06	0.36	6.82±0.01	0.12
Пр-19	7240485	7593560	17.1	1.5	0.1	4.1±0.9	2.3±0.4	3.3±0.5	256±27.6	0.69	0.19	6.76±0.01	0.25
Пр-20	7239354	7594051	12.0	0.4	0.1	4.0±0.8	5.9±1.0	3.1±0.5	211±20.5	0.23	0.13	7.07±0.01	0.04

Примечание: Координаты точек приведены в прямоугольной системе СК-42. Пробы с шифром «Зл» отобраны из реки Золотицы, а пробы с шифром «Пр» - из притоков. Данные по содержанию гранулометрических фракций выражены в процентах от общей массы образца. ОВ – содержание органического вещества, CO_3^{2-} - содержание карбонатов, $\text{pH}_{\text{акт}}$ - активная кислотность, ВРС – содержание водорастворимых солей.

Таблица М2 – Параметры расчетных индексов радиационной безопасности донных отложений реки Золотицы и ее притоков

Шифр пробы	Координаты		Удельные активности радионуклидов, Бк/кг				Индексы радиационной безопасности			
	X	Y	¹³⁷ Cs	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K	D _R , нГр/ч	Ra _{eq} , Бк/кг	H _{ex} , отн.ед.	A _{эфф.} , Бк/кг
Зл-1	7246757	7592960	2.3±0.6	7.0±0.8	5.8±0.8	261±27.4	18	34	0.10	37
Зл-2	7248246	7595474	5.2±1.0	7.9±0.9	10.0±1.3	278±19.5	21	42	0.12	45
Зл-3	7248312	7595956	9.5±1.9	10.0±1.2	11.0±1.8	334±30.1	25	49	0.14	53
Зл-4	7248338	7596450	11.0±2.1	9.6±1.2	15.6±1.9	294±23.5	26	52	0.15	55
Зл-5	7248472	7596956	15.0±2.3	29.0±3.5	37.0±3.3	471±37.7	56	115	0.32	118
Зл-6	7248622	7597461	14.3±2.9	15.0±1.5	13.2±1.6	293±26.4	27	54	0.15	57
Зл-7	7248942	7597779	12.6±2.5	11.0±1.0	17.3±1.9	370±33.3	31	62	0.17	65
Зл-8	7249327	7598082	11.7±2.3	21.0±2.7	25.0±2.8	418±42.0	42	86	0.24	89
Зл-9	7249813	7598141	2.5±0.6	4.7±0.8	5.7±0.8	307±33.8	19	34	0.10	38
Зл-10	7249901	7597980	1.5±0.3	3.0±0.6	7.8±0.9	219±17.3	15	29	0.08	32
Зл-11	7250363	7597840	2.7±0.5	2.4±0.5	5.9±0.8	219±20.2	14	26	0.07	29
Зл-12	7250501	7597951	11.4±2.3	15.0±1.8	16.0±2.4	373±32.4	32	64	0.18	68
Зл-13	7250566	7597492	1.5±0.3	3.8±0.7	8.0±1.1	221±24.3	16	31	0.09	33
Зл-14	7250996	7597346	2.4±0.6	4.2±0.6	7.5±1.1	267±23.8	18	34	0.10	37
Зл-15	7251066	7596839	1.0±0.3	12.0±1.6	13.0±1.6	331±36.4	27	54	0.15	57
Зл-16	7251296	7596354	2.2±0.6	3.4±0.7	8.4±1.1	218±19.7	16	31	0.09	33
Зл-17	7251765	7596134	2.4±0.5	3.0±0.5	8.3±1.0	407±41.5	23	43	0.12	48
Зл-18	7252258	7596309	2.2±0.4	9.6±1.3	7.1±0.9	341±30.7	23	44	0.12	48
Зл-19	7252691	7595974	3.3± 0.7	13.0±1.4	15.0±2.1	409±38.9	32	63	0.18	67
Зл-20	7253193	7595988	5.2±1.0	19.0±2.3	27.0±3.2	514±36.0	47	94	0.26	98
Зл-21	7253693	7596045	5.3±1.1	4.8±0.8	8.2±0.9	289±28.9	19	37	0.10	40
Зл-22	7253899	7595585	2.4±0.7	11.6±1.3	12.1±1.2	428±38.5	31	59	0.17	64
Зл-23	7254038	7595100	7.4±1.4	6.5±0.8	9.5±1.3	334±30.1	23	43	0.12	47
Зл-24	7254428	7594784	1.9±0.7	3.0±0.4	6.6±0.9	262±28.8	16	31	0.09	34
Зл-25	7254882	7594644	3.1±0.6	5.8±0.6	5.2±0.7	187±20.6	14	26	0.07	29
Зл-26	7255197	7594257	6.3±1.3	14.0±1.4	15.0±1.7	400±39.9	32	63	0.18	68
Зл-27	7255193	7593761	1.5±0.5	7.9±1.1	8.6±1.0	175±15.8	16	32	0.09	34
Зл-28	7254667	7593638	1.5±0.6	7.6±1.1	5.5±0.8	232±18.6	17	32	0.09	35

Продолжение таблицы М2

Пр-1	7256203	7595789	4.3±0.9	8.5±1.1	20.7±2.3	405±41.7	33	66	0.19	70
Пр-2	7255691	7595872	7.5±1.5	5.5±0.9	4.9±0.6	382±38.2	22	39	0.11	44
Пр-3	7255274	7595587	10.4±2.0	18.0±2.2	13.6±1.4	363±32.7	32	63	0.18	67
Пр-4	7254876	7595267	1.5±0.5	18.0±2.2	13.0±1.3	264±29.0	27	55	0.15	57
Пр-5	7254878	7594759	7.9±1.5	16.0±1.8	17.9±1.6	424±44.5	36	71	0.20	75
Пр-6	7250378	7598428	1.5±0.5	9.4±1.2	4.8±0.7	185±20.4	15	29	0.08	31
Пр-7	7250427	7598874	4.7±1.0	3.0±0.4	6.6±0.9	228±18.2	15	28	0.08	31
Пр-8	7250837	7599103	1.8±0.6	5.4±0.6	2.8±0.4	234±19.5	14	26	0.07	29
Пр-9	7244606	7596009	11.1±2.1	3.6±0.4	8.6±1.1	195±19.5	15	30	0.08	31
Пр-10	7244443	7596553	4.7±1.0	2.4±0.3	3.6±0.5	263±28.9	14	26	0.08	29
Пр-11	7244296	7597053	4.5±0.9	1.9±0.3	4.5±0.7	258±25.8	14	26	0.08	30
Пр-12	7244224	7597522	4.1±0.8	2.2±0.3	3.4±0.5	257±25.7	14	25	0.07	28
Пр-13	7244181	7597942	3.9±0.8	2.6±0.4	3.1±0.5	256±26.4	14	25	0.07	28
Пр-14	7253363	7596142	3.5±0.7	6.1±0.8	24.8±2.7	533±37.3	40	79	0.22	84
Пр-15	7254937	7597197	4.6±1.0	6.8±0.7	4.8±0.7	230±22.1	16	30	0.08	33
Пр-16	7254601	7596789	2.4±0.5	3.1±0.4	9.4±1.0	344±34.4	22	41	0.12	45
Пр-17	7254198	7596564	5.4±1.2	3.5±0.5	2.7±0.4	251±27.6	14	25	0.07	28
Пр-18	7253704	7596349	3.5±0.8	4.7±0.7	4.0±0.6	287±28.7	17	31	0.09	34
Пр-19	7240485	7593560	4.1±0.9	2.3±0.4	3.3±0.5	256±27.6	14	25	0.07	28
Пр-20	7239354	7594051	4.0±0.8	5.9±1.0	3.1±0.5	211±20.5	13	25	0.07	28

Примечание: D_γ - поглощенная доза гамма излучения, $Raeq$ – радиовый эквивалент активности, H_{ex} – индекс внешней опасности, $A_{эфф}$ – эффективная удельная активность природных радионуклидов.

Таблица МЗ – Удельные активности радионуклидов и параметры расчетных индексов радиационной безопасности различных типов пород, извлекаемых из карьеров трубок Архангельская и Карпинского-1

Шифр пробы	Тип пород	Возраст	Глубина отбора, м	Удельные активности радионуклидов, Бк/кг			Индексы радиационной безопасности			
				²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K	D _R , нГр/ч	Ra _{eq} , Бк/кг	H _{ex} , отн.ед.	A _{эфф.} , Бк/кг
Перекрывающие кимберлиты отложения четвертичного и среднекаменноугольного возраста, Q и C ₂										
Arh-1	Песчаник морены	Q	10	5.9±1.1	14.5±1.9	209±14.6	20	41	0.12	43
Arh-2	Песчаник морены	Q	10	6.6±0.8	15.7±2.5	198±17.8	21	43	0.12	44
Arh-3	Суглинок морены	Q	1	14.4±1.9	29.9±3.6	546±43.7	48	95	0.27	100
Arh-4	Песчаник, алевролит	C ₂	3.1	6.3±0.9	24.5±2.7	210±16.8	27	56	0.16	56
Arh-10	Алевролит	C ₂	9.9	9.7±1.2	39.5±4.7	318±28.6	42	88	0.24	88
Arh-13	Алевролит	C ₂	11.7	5.9±0.9	17.3±1.9	225±20.3	23	46	0.13	48
CA-1	Песчаник	C ₂	1.5	10.2±1.3	9.2±1.0	98±10.7	14	30	0.08	31
CA-2	ПГС	Q	2	9.4±1.5	23.3±3.3	577±63.5	43	83	0.24	89
CA-3	Песчаник	C ₂	4	14.2±2.1	26.1±3.1	453±31.7	41	83	0.23	87
CA-4	Песок	Q	15	9.5±1.9	10.1±1.4	346±30.7	25	48	0.14	52
Вмещающие кимберлиты отложения верхнего венда, падунская свита, V ₂ pd										
Arh-5	Алевролит	V ₂ pd	21	15.3±2.6	38.5±5.4	403±44.3	47	99	0.27	100
Arh-6	Алевролит	V ₂ pd	73	32.9±4.6	31.3±4.4	270±26.1	45	97	0.27	97
Arh-7	Алевролит	V ₂ pd	72	7.0±0.9	15.7±1.9	258±28.3	24	48	0.13	49
Arh-8	Алевролит	V ₂ pd	82	31.0±4.3	62.4±8.1	559±48.6	75	159	0.44	160
Arh-9	Алевролит	V ₂ pd	110	9.5±1.6	27.1±3.3	139±14.0	27	58	0.16	57
Arh-11	Алевролит	V ₂ pd	92	22.9±3.2	38.4±4.6	425±38.2	52	108	0.30	109
Arh-12	Алевролит	V ₂ pd	92	14.6±2.0	46.8±6.6	300±28.5	48	103	0.28	101
Arh-14	Алевролит	V ₂ pd	92	8.8±1.1	22.9±2.7	197±13.8	26	55	0.15	56
Arh-15	Песчаник, алевролит	V ₂ pd	106	15.4±2.5	33.7±3.5	155±14.8	34	74	0.20	73
Arh-16	Алевролит	V ₂ pd	73	22.8±2.1	36.1±4.0	138±12.4	38	84	0.23	82
Arh-17	Песчаник	V ₂ pd	105	9.5±1.1	19.7±2.8	77±6.9	20	43	0.12	42
Arh-18	Песчаник	V ₂ pd	106	51.7±5.2	74.2±9.6	664±53.0	97	204	0.56	205
Arh-19	Песчаник	V ₂ pd	104	15.5±1.7	18.5±2.7	316±34.7	32	64	0.18	67
Arh-20	Песчаник	V ₂ pd	59	20.2±2.4	25.6±3.2	302±21.1	37	78	0.22	79
Arh-34	Песчаник	V ₂ pd	103	13.4±1.9	25.9±3.1	275±24.7	33	70	0.19	71
Arh-35	Песчаник	V ₂ pd	91	22.6±3.4	20.9±2.9	164±13.2	30	64	0.18	64
Arh-22	Песчаник	V ₂ pd	71	11.4±1.5	13.7±1.9	344±37.1	28	55	0.16	59
Arh-23	Песчаник	V ₂ pd	20	22.5±3.6	47.0±7.1	465±39.7	58	122	0.34	124
Arh-29	Песчаник	V ₂ pd	75	17.9±3.2	24.5±3.4	568±38.8	47	93	0.26	98

Продолжение таблицы МЗ

Arh-30	Песчаник	V ₂ pd	72	6.7±1.3	14.7±2.1	69±7.9	15	33	0.09	32
CA-5	Песчаник	V ₂ pd	26	6.0±1.1	16.8±2.0	106±11.2	17	37	0.10	37
CA-6	Песчаник	V ₂ pd	57	22.7±3.6	39.6±4.6	185±19.4	42	92	0.25	90
CA-7	Песчаник	V ₂ pd	71	8.0±1.2	33.8±4.1	243±21.2	34	73	0.20	73
CA-8	Песчаник	V ₂ pd	72	17.0±2.2	35.5±3.9	308±33.1	42	89	0.25	90
CA-13	Песчаник	V ₂ pd	99	14.7±2.1	38.3±4.2	212±18.0	39	84	0.23	83
CA-14	Песчаник	V ₂ pd	98	14.4±2.6	38.0±4.6	295±26.5	42	89	0.25	89
CA-19	Песчаник	V ₂ pd	101	36.5±5.1	44.3±5.3	1137±102.3	91	179	0.51	191
Кимберлиты кратерной и жерловой фаций, D ₃ -C ₂										
Arh-21	Туффит	D ₃ -C ₂	34	15.1±2.1	18.0±2.5	121±10.9	23	49	0.14	49
Arh-24	Туффит	D ₃ -C ₂	109	8.2±1.3	23.9±3.1	304±21.3	31	64	0.18	65
Arh-25	Туффит	D ₃ -C ₂	110	11.3±1.8	19.5±3.1	134±12.8	23	49	0.13	48
Arh-26	Туффит	D ₃ -C ₂	104	6.2±0.9	18.7±2.2	124±12.6	19	42	0.11	41
Arh-27	Туффит	D ₃ -C ₂	104	8.1±1.3	19.8±2.2	161±11.3	22	48	0.13	48
Arh-28	Туф	D ₃ -C ₂	64	25.3±4.0	32.4±4.5	298±26.8	44	92	0.26	93
Arh-31	Автолитовая брекчия	D ₃ -C ₂	160	10.9±2.0	18.1±2.4	157±13.5	23	48	0.13	48
Arh-32	Туф	D ₃ -C ₂	107	11.8±1.7	21.6±2.7	324±27.1	32	65	0.18	68
Arh-33	Туф	D ₃ -C ₂	111	16.9±2.7	21.9±2.2	319±27.5	34	71	0.20	73
CA-9	Туффит	D ₃ -C ₂	76	31.6±4.7	20.2±1.8	634±63.4	53	105	0.30	112
CA-10	Туффит	D ₃ -C ₂	89	6.6±0.9	14.4±1.7	177±19.5	19	40	0.11	41
CA-11	Туффит	D ₃ -C ₂	89	12.8±2.0	18.2±2.0	606±59.1	42	81	0.23	88
CA-12	Туффит	D ₃ -C ₂	98	20.1±3.8	17.0±1.9	131±14.4	25	54	0.15	54
CA-15	Автолитовая брекчия	D ₃ -C ₂	101	5.7±1.0	14.1±1.6	116±9.2	16	34	0.09	34
CA-16	Автолитовая брекчия	D ₃ -C ₂	101	1.2±0.3	15.2±1.7	189±13.3	18	36	0.10	37
CA-17	Автолитовая брекчия	D ₃ -C ₂	103	2.8±0.5	18.1±2.5	136±12.1	18	38	0.11	38
CA-18	Автолитовая брекчия	D ₃ -C ₂	102	27.2±3.8	11.7±1.8	80±9.2	23	50	0.14	49
CA-20	Туффит	D ₃ -C ₂	87	22.3±3.1	21.8±3.1	135±12.2	29	63	0.17	62

Примечание: Расшифровка индексов радиационной безопасности приведена в примечании к таблице БЗ. Пробы с шифром Arh отобраны из карьера трубки Архангельская, пробы с шифром CA – из карьера трубки Карпинского-1. ПГС – песчано-гравийная смесь.

Таблица М4 – Содержание основных оксидов (мас.%) в пробах горных пород, извлекаемых из карьеров Ломоносовского ГОКа

Шифр пробы	Тип пород	Возраст	Глубина отбора, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Перекрывающие кимберлиты отложения четвертичного и среднекаменноугольного возраста, Q и C ₂												
Arh-1	Песчаник морены	Q	10	93.7	0.35	2.3	0.7	0.01	0.37	0.50	0.09	0.7
Arh-2	Песчаник морены	Q	10	93.9	0.42	2.5	0.7	0.01	0.38	0.24	0.10	0.8
Arh-3	Суглинок морены	Q	1	61.9	0.73	10.3	4.8	0.10	4.07	5.47	1.60	2.4
Arh-4	Песчаник, алевролит	C ₂	3	84.8	0.60	8.2	2.5	0.03	0.43	0.02	0.09	1.1
Arh-10	Алевролит	C ₂	10	74.3	0.73	10.6	5.8	0.07	1.25	0.10	0.10	2.2
Arh-13	Алевролит	C ₂	12	84.7	0.51	8.0	2.1	0.03	0.42	0.11	0.09	1.1
Вмещающие кимберлиты отложения верхнего венда, падунская свита, V ₂ pd												
Arh-5	Алевролит	V ₂	21	81.3	0.68	9.6	3.1	0.04	0.59	0.06	0.10	1.5
Arh-6	Алевролит	V ₂	73	83.4	0.50	7.2	0.9	0.02	1.35	1.34	0.18	1.2
Arh-7	Алевролит	V ₂	72	86.0	0.62	8.0	1.8	0.03	0.27	0.03	0.08	0.8
Arh-8	Алевролит	V ₂	82	72.2	0.89	11.7	7.3	0.07	0.60	0.06	0.09	2.0
Arh-9	Алевролит	V ₂	110	81.1	0.74	10.5	2.6	0.04	0.49	0.05	0.07	1.0
Arh-11	Алевролит	V ₂	92	81.9	0.70	9.6	1.6	0.01	1.08	0.06	0.10	1.5
Arh-12	Алевролит	V ₂	92	78.4	0.91	11.0	2.8	0.03	0.66	0.06	0.08	1.4
Arh-14	Алевролит	V ₂	92	66.4	0.46	8.3	2.6	0.09	2.06	9.44	0.14	1.1
Arh-15	Песчаник, алевролит	V ₂	106	84.0	0.51	4.9	1.6	0.03	1.47	2.39	0.08	0.5
Arh-16	Алевролит	V ₂	73	86.8	0.54	7.6	1.9	0.02	0.27	0.03	0.09	0.7
Arh-17	Песчаник	V ₂	105	83.2	0.67	10.0	1.5	0.02	0.26	0.03	0.09	0.6
Arh-18	Песчаник	V ₂	106	67.0	1.02	16.3	5.8	0.01	0.87	0.14	0.10	2.4
Arh-19	Песчаник	V ₂	104	37.5	0.60	4.4	6.7	0.32	10.77	14.06	0.12	1.4
Arh-20	Песчаник	V ₂	59	40.8	0.60	4.4	6.6	0.18	13.54	10.99	0.11	1.0
Arh-34	Песчаник	V ₂	103	46.1	0.79	6.3	6.7	0.41	9.93	9.33	0.51	1.3
Arh-35	Песчаник	V ₂	91	86.6	0.48	4.0	2.5	0.03	0.93	0.89	0.08	0.7
Arh-22	Песчаник	V ₂	71	90.2	0.34	4.4	1.6	0.02	0.70	0.07	0.16	1.0
Arh-23	Песчаник	V ₂	20	77.7	0.75	10.3	4.6	0.04	0.84	0.09	0.10	1.8
Arh-29	Песчаник	V ₂	75	87.2	0.49	5.5	1.1	0.01	0.51	0.66	0.12	2.9
Arh-30	Песчаник	V ₂	72	83.9	0.54	3.7	0.7	0.04	2.54	3.66	0.13	0.4

Продолжение таблицы М4

Кимберлиты кратерной и жерловой фаций, D ₃ -C ₂												
Arh-21	Туффит	D ₃ -C ₂	34	46.2	0.66	4.0	4.9	0.08	21.22	4.58	0.55	0.5
Arh-24	Туффит	D ₃ -C ₂	109	56.7	0.82	7.0	4.8	0.05	15.09	2.17	0.73	2.4
Arh-25	Туффит	D ₃ -C ₂	110	57.3	0.62	4.9	4.7	0.06	14.31	3.86	0.81	0.6
Arh-26	Туффит	D ₃ -C ₂	104	47.1	0.60	3.7	4.9	0.06	23.18	3.28	0.30	0.5
Arh-27	Туффит	D ₃ -C ₂	104	48.4	0.59	4.1	5.4	0.05	21.67	3.02	0.28	0.5
Arh-28	Туф	D ₃ -C ₂	64	51.3	1.14	7.4	11.9	0.79	5.15	5.15	0.32	1.6
Arh-31	Автолитовая брекчия	D ₃ -C ₂	160	45.0	0.68	3.7	6.3	0.09	24.75	2.11	1.59	0.7
Arh-32	Туф	D ₃ -C ₂	107	63.0	0.72	4.7	5.2	0.05	11.87	2.54	0.60	1.4
Arh-33	Туф	D ₃ -C ₂	111	47.0	0.75	6.1	6.0	0.09	14.82	6.58	0.86	1.9

Таблица М5 – Содержание микроэлементов (мг/кг) в пробах горных пород, извлекаемых из карьеров Ломоносовского ГОКа

Шифр пробы	Тип пород	Возраст	Глубина отбора, м	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ba	Pb
Перекрывающие кимберлиты отложения четвертичного и среднекаменноугольного возраста, Q и C ₂											
Arh-1	Песчаник морены	Q	10	36	18	<10	<10	<10	20	118	<10
Arh-2	Песчаник морены	Q	10	29	14	<10	<10	<10	18	113	<10
Arh-3	Суглинок морены	Q	1	102	99	18	43	28	75	500	14
Arh-4	Песчаник, алевролит	C ₂	3	47	19	<10	11	<10	21	163	<10
Arh-10	Алевролит	C ₂	10	82	76	<10	60	<10	89	355	<10
Arh-13	Алевролит	C ₂	12	48	27	<10	41	<10	55	191	<10
Вмещающие кимберлиты отложения верхнего венда, падунская свита, V ₂ pd											
Arh-5	Алевролит	V ₂	21	64	43	10	15	10	25	250	<10
Arh-6	Алевролит	V ₂	73	70	21	15	45	<10	55	227	<10
Arh-7	Алевролит	V ₂	72	48	22	<10	9	<10	17	170	<10
Arh-8	Алевролит	V ₂	82	98	117	<10	19	12	37	396	19
Arh-9	Алевролит	V ₂	110	54	30	<10	26	<10	34	222	<10
Arh-11	Алевролит	V ₂	92	63	27	<10	49	<10	64	247	<10
Arh-12	Алевролит	V ₂	92	84	43	11	63	<10	78	258	<10
Arh-14	Алевролит	V ₂	92	31	17	<10	12	<10	21	186	<10
Arh-15	Песчаник, алевролит	V ₂	106	38	11	<10	<10	<10	13	129	<10
Arh-16	Алевролит	V ₂	73	54	37	<10	<10	<10	16	150	<10
Arh-17	Песчаник	V ₂	105	46	20	<10	16	<10	20	207	<10
Arh-18	Песчаник	V ₂	106	115	393	11	87	39	76	370	263
Arh-19	Песчаник	V ₂	104	44	829	30	746	83	167	510	37
Arh-20	Песчаник	V ₂	59	75	647	48	811	40	448	320	27
Arh-34	Песчаник	V ₂	103	65	635	38	646	68	255	552	69
Arh-35	Песчаник	V ₂	91	56	206	19	93	20	100	186	19
Arh-22	Песчаник	V ₂	71	39	21	<10	10	<10	28	202	<10
Arh-23	Песчаник	V ₂	20	80	56	<10	23	<10	38	295	<10
Arh-29	Песчаник	V ₂	75	37	29	<10	11	<10	18	279	<10
Arh-30	Песчаник	V ₂	72	23	14	4	13	<10	15	84	<10

Продолжение таблицы М5

Кимберлиты кратерной и жерловой фаций, D ₃ -C ₂											
Arh-21	Туффит	D ₃ -C ₂	34	62	784	41	717	<10	63	537	<10
Arh-24	Туффит	D ₃ -C ₂	109	74	421	24	301	<10	70	398	<10
Arh-25	Туффит	D ₃ -C ₂	110	74	631	39	619	<10	61	408	<10
Arh-26	Туффит	D ₃ -C ₂	104	63	745	44	830	<10	55	802	<10
Arh-27	Туффит	D ₃ -C ₂	104	64	792	44	711	<10	61	355	<10
Arh-28	Туф	D ₃ -C ₂	64	106	1041	192	1949	97	592	1347	133
Arh-31	Автолитовая брекчия	D ₃ -C ₂	160	74	838	55	983	<10	61	378	<10
Arh-32	Туф	D ₃ -C ₂	107	60	772	27	366	<10	81	396	14
Arh-33	Туф	D ₃ -C ₂	111	62	804	33	430	22	140	334	18

Примечание: Определение содержания, как основных оксидов, так и микроэлементов в пробах горных пород выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Для микроэлементов порог чувствительности метода составлял 10 мг/кг.

Таблица М6 – Содержание основных оксидов (мас.%) в пробах донных отложений реки Золотицы и ее притоков

Шифр пробы	Координаты		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
	X	Y									
Zchem-1	7246757	7592960	27.9	0.13	3.5	0.9	0.02	0.50	0.57	0.92	0.8
Zchem-2	7248246	7595474	28.1	0.20	3.9	1.2	0.01	0.82	0.89	0.98	0.9
Zchem-3	7248312	7595956	28.7	0.20	4.1	1.3	0.01	0.89	0.92	0.94	1.1
Zchem-4	7248338	7596450	28.9	0.23	4.0	1.4	0.01	0.78	0.83	0.99	0.9
Zchem-5	7248472	7596956	26.9	0.27	4.6	1.9	0.01	1.35	1.22	0.96	1.5
Zchem-6	7248622	7597461	27.1	0.23	4.4	1.8	0.02	1.42	1.00	0.93	0.9
Zchem-7	7248942	7597779	28.4	0.21	3.9	1.4	0.02	0.91	0.81	0.96	1.2
Zchem-8	7249327	7598082	28.5	0.20	3.9	1.3	0.02	0.99	0.82	0.96	1.3
Zchem-9	7249813	7598141	28.5	0.08	3.2	0.6	0.02	0.44	0.47	0.93	1.0
Zchem-10	7249901	7597980	29.4	0.06	2.8	0.5	0.01	0.38	0.42	0.92	0.7
Zchem-11	7250363	7597840	28.3	0.08	2.7	0.6	0.02	0.45	0.46	0.83	0.7
Zchem-12	7250501	7597951	26.7	0.20	3.9	1.9	0.02	0.83	0.94	0.99	1.2
Zchem-13	7250566	7597492	28.7	0.05	2.4	0.6	0.02	0.42	0.41	0.83	0.7
Zchem-14	7250996	7597346	28.4	0.18	3.4	0.9	0.01	0.54	0.62	1.05	0.9
Zchem-15	7251066	7596839	24.9	0.19	4.1	1.8	0.02	0.85	0.68	0.99	1.1
Zchem-16	7251296	7596354	27.9	0.06	2.3	0.4	0.02	0.29	0.39	0.86	0.7
Zchem-17	7251765	7596134	29.0	0.09	3.4	0.7	0.01	0.47	0.55	1.04	1.3
Zchem-18	7252258	7596309	27.6	0.14	3.4	0.8	0.02	0.50	0.69	1.06	1.1
Zchem-19	7252691	7595974	27.7	0.18	3.7	1.1	0.02	0.66	0.74	1.04	1.3
Zchem-20	7253193	7595988	27.4	0.20	4.0	1.3	0.01	0.81	0.82	1.09	1.6
Zchem-21	7253693	7596045	28.8	0.10	3.4	0.9	0.01	0.52	0.71	1.11	0.9
Zchem-22	7253899	7595585	27.1	0.21	4.7	1.4	0.01	0.88	0.93	1.11	1.4
Zchem-23	7254038	7595100	27.6	0.18	4.1	1.5	0.01	0.94	0.66	0.95	1.1
Zchem-24	7254428	7594784	28.6	0.10	3.4	0.8	0.02	0.50	0.59	1.10	0.8
Zchem-25	7254882	7594644	29.5	0.18	3.1	0.8	0.02	0.48	0.53	0.95	0.6
Zchem-26	7255197	7594257	28.6	0.07	2.5	0.7	0.02	0.36	0.38	0.85	0.6
Zchem-27	7255193	7593761	28.3	0.10	3.1	0.6	0.01	0.46	0.46	0.94	0.7

Продолжение таблицы М6

Pchem-1	7256203	7595789	25.29	0.09	2.9	0.7	0.02	1.40	2.54	0.95	0.6
Pchem-2	7255691	7595872	25.66	0.08	2.8	1.1	0.02	0.45	0.75	0.87	0.7
Pchem-3	7255274	7595587	28.32	0.11	3.3	0.7	0.01	0.41	0.55	0.95	0.7
Pchem-4	7254876	7595267	27.06	0.39	6.7	3.9	0.02	1.68	1.17	1.07	1.7
Pchem-5	7254878	7594759	27.07	0.09	3.0	1.2	0.02	0.47	0.70	0.93	0.7
Pchem-6	7250378	7598428	28.50	0.17	4.2	1.0	0.01	0.59	0.65	1.15	1.1
Pchem-7	7250427	7598874	28.20	0.13	3.3	0.8	0.02	0.45	0.53	0.95	0.8
Pchem-8	7250837	7599103	27.72	0.11	3.2	1.1	0.02	0.47	0.49	0.89	0.9
Pchem-9	7244606	7596009	26.86	0.37	6.1	3.4	0.03	1.36	1.00	1.05	1.3
Pchem-10	7244443	7596553	27.32	0.15	4.0	1.0	0.01	0.52	0.76	1.09	1.2
Pchem-11	7244296	7597053	28.28	0.27	4.7	1.8	0.02	0.84	0.78	1.10	1.2
Pchem-12	7244224	7597522	28.27	0.12	3.4	0.9	0.01	0.59	0.59	0.89	0.8
Pchem-13	7244181	7597942	28.17	0.31	5.4	2.3	0.01	1.02	0.92	1.13	1.4
Pchem-14	7253363	7596142	11.35	0.26	3.2	2.2	0.01	1.11	3.10	0.74	0.6
Pchem-15	7254937	7597197	6.05	0.18	1.7	1.4	0.01	0.79	4.96	0.75	0.8
Pchem-16	7254601	7596789	26.76	0.19	2.8	1.0	0.02	0.68	1.50	0.88	0.8
Pchem-17	7254198	7596564	28.36	0.15	2.6	0.6	0.01	0.47	0.69	0.82	0.8
Pchem-18	7253704	7596349	27.48	0.15	2.9	0.8	0.02	0.48	1.20	0.92	0.8
Pchem-19	7240485	7593560	28.33	0.09	2.7	0.7	0.02	0.43	0.62	0.80	0.8
Pchem-20	7239354	7594051	28.14	0.07	2.9	0.5	0.01	0.40	0.48	0.97	0.7

Примечание: Определение содержания основных оксидов в пробах речных отложений выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА).

Таблица М7 – Содержание микроэлементов (мг/кг) в пробах донных отложений реки Золотицы и ее притоков

Шифр пробы	Координаты		V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Mo	Cd	Ba	Pb
	X	Y										
Zchem-1	7246757	7592960	23	38	29.2	16	1.0	5	0.1	1.59	260	5.8
Zchem-2	7248246	7595474	31	55	10.1	16	3.0	11	0.5	0.79	320	8.5
Zchem-3	7248312	7595956	29	47	12.0	8	3.8	13	0.6	1.62	370	10.7
Zchem-4	7248338	7596450	31	46	24.8	10	2.1	9	0.4	0.87	340	12.3
Zchem-5	7248472	7596956	41	77	10.9	21	5.0	17	4.0	2.35	440	6.5
Zchem-6	7248622	7597461	39	79	10.0	24	4.9	17	0.7	2.52	390	14.6
Zchem-7	7248942	7597779	30	66	10.4	25	2.9	12	0.3	2.61	290	10.0
Zchem-8	7249327	7598082	37	46	10.0	19	2.4	11	0.6	1.17	540	11.6
Zchem-9	7249813	7598141	21	43	10.7	22	0.7	5	0.1	0.46	270	3.8
Zchem-10	7249901	7597980	29	55	10.2	17	2.7	5	0.1	1.49	220	4.9
Zchem-11	7250363	7597840	24	35	16.6	29	0.7	6	0.3	0.50	350	3.9
Zchem-12	7250501	7597951	32	72	10.2	22	2.3	13	0.3	2.07	470	9.3
Zchem-13	7250566	7597492	26	26	10.1	25	2.2	3	0.2	0.80	170	2.8
Zchem-14	7250996	7597346	33	42	19.5	14	0.6	6	0.4	0.51	140	3.2
Zchem-15	7251066	7596839	35	56	10.1	16	2.6	13	0.3	0.60	200	8.6
Zchem-16	7251296	7596354	22	28	17.3	19	0.4	2	0.2	0.44	80	5.6
Zchem-17	7251765	7596134	32	29	10.9	19	0.5	5	0.1	0.49	380	5.0
Zchem-18	7252258	7596309	34	23	11.7	18	0.7	5	0.1	0.38	340	3.2
Zchem-19	7252691	7595974	31	42	20.8	48	1.2	6	0.3	0.64	270	8.3
Zchem-20	7253193	7595988	30	46	10.1	20	2.3	11	0.4	0.77	520	36.8
Zchem-21	7253693	7596045	26	42	18.1	16	1.2	6	0.1	0.46	270	4.4
Zchem-22	7253899	7595585	33	54	20.5	21	4.8	15	0.4	0.96	410	12.8
Zchem-23	7254038	7595100	35	50	27.4	20	3.5	19	0.1	0.55	250	5.2
Zchem-24	7254428	7594784	24	52	30.2	23	0.8	4	0.0	0.54	320	2.2
Zchem-25	7254882	7594644	25	46	10.1	17	1.0	6	0.3	0.82	260	5.5
Zchem-26	7255197	7594257	24	36	10.3	16	0.5	6	0.1	0.61	70	4.3
Zchem-27	7255193	7593761	32	27	19.5	16	1.1	4	0.7	1.20	230	6.9

Продолжение таблицы М7

Pchem-1	7256203	7595789	33	41	10.79	16	7.0	6	0.9	1.22	310	7.3
Pchem-2	7255691	7595872	37	50	10.18	21	0.6	12	0.5	0.00	230	4.8
Pchem-3	7255274	7595587	26	33	10.74	19	1.5	5	0.1	0.57	310	6.8
Pchem-4	7254876	7595267	66	368	10.14	30	17.4	35	0.4	1.54	550	31.5
Pchem-5	7254878	7594759	31	72	9.99	26	0.5	9	0.3	1.14	260	3.2
Pchem-6	7250378	7598428	38	20	10.08	15	3.5	9	0.8	0.72	370	10.2
Pchem-7	7250427	7598874	25	30	10.16	18	0.6	7	0.0	0.54	200	4.1
Pchem-8	7250837	7599103	31	39	10.00	19	0.9	10	0.3	0.48	330	5.6
Pchem-9	7244606	7596009	47	98	20.15	12	13.9	22	0.9	2.93	240	45.1
Pchem-10	7244443	7596553	30	20	10.75	14	2.8	9	0.4	0.81	560	17.9
Pchem-11	7244296	7597053	42	58	20.06	23	4.7	19	0.4	0.33	320	12.6
Pchem-12	7244224	7597522	38	70	10.96	21	1.3	6	0.2	0.90	450	2.1
Pchem-13	7244181	7597942	39	79	19.88	28	7.1	25	0.4	1.24	510	13.3
Pchem-14	7253363	7596142	44	40	10.15	21	8.5	19	2.4	0.27	150	19.1
Pchem-15	7254937	7597197	49	67	10.75	19	6.5	3	1.0	0.01	270	20.9
Pchem-16	7254601	7596789	31	59	20.26	18	2.1	8	0.5	0.04	290	8.5
Pchem-17	7254198	7596564	35	20	20.17	12	0.8	3	0.1	1.59	220	5.3
Pchem-18	7253704	7596349	30	39	10.00	17	1.5	4	0.4	1.55	190	6.2
Pchem-19	7240485	7593560	33	64	30.12	23	0.8	6	0.0	0.74	330	5.2
Pchem-20	7239354	7594051	44	31	19.67	22	0.3	2	0.0	0.52	280	2.6

Примечание: Определение содержания микроэлементов в пробах речных отложений выполнено методом атомно-адсорбционной спектроскопии (ААС), обладающего значительно более высокой чувствительностью к малым концентрациям микроэлементов по сравнению с РФА.

Таблица М8 – Содержание тяжелых металлов в речных отложениях района месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова и их сравнение с референтными уровнями токсикологического воздействия согласно наборам рекомендаций по качеству донных отложений (Sediment Quality Guidelines – SQGs)

Шифр пробы	X	Y	Содержание тяжелых металлов, мг/кг					
			Cr	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb
Zchem-1	7592960	7246757	38.1	16.4	1.0	5.1	1.6	5.8
Zchem-2	7595474	7248246	54.5	16.2	3.0	10.8	0.8	8.5
Zchem-3	7595956	7248312	47.0	8.1	3.8	12.8	1.6	10.7
Zchem-4	7596450	7248338	46.0	9.7	2.1	8.5	0.9	12.3
Zchem-5	7596956	7248472	76.7	21.2	5.0	17.4	2.4	6.5
Zchem-6	7597461	7248622	79.0	24.0	4.9	17.4	2.5	14.6
Zchem-7	7597779	7248942	66.2	25.0	2.9	12.0	2.6	10.0
Zchem-8	7598082	7249327	46.0	19.4	2.4	11.5	1.2	11.6
Zchem-9	7598141	7249813	42.6	22.2	0.7	5.1	0.5	3.8
Zchem-10	7597980	7249901	55.3	17.0	2.7	4.7	1.5	4.9
Zchem-11	7597840	7250363	34.8	29.4	0.7	5.5	0.5	3.9
Zchem-12	7597951	7250501	71.5	21.6	2.3	13.5	2.1	9.3
Zchem-13	7597492	7250566	26.0	24.8	2.2	3.4	0.8	2.8
Zchem-14	7597346	7250996	41.9	14.0	0.6	5.6	0.5	3.2
Zchem-15	7596839	7251066	56.0	16.1	2.6	12.9	0.6	8.6
Zchem-16	7596354	7251296	28.0	19.0	0.4	1.5	0.4	5.6
Zchem-17	7596134	7251765	28.6	19.3	0.5	4.8	0.5	5.0
Zchem-18	7596309	7252258	22.8	18.2	0.7	5.3	0.4	3.2
Zchem-19	7595974	7252691	41.9	47.6	1.2	6.5	0.6	8.3
Zchem-20	7595988	7253193	46.0	19.5	2.3	11.5	0.8	36.8
Zchem-21	7596045	7253693	41.8	16.2	1.2	5.7	0.5	4.4
Zchem-22	7595585	7253899	53.9	21.2	4.8	14.9	1.0	12.8
Zchem-23	7595100	7254038	49.8	19.5	3.5	18.9	0.6	5.2
Zchem-24	7594784	7254428	51.9	23.3	0.8	4.5	0.5	2.2
Zchem-25	7594644	7254882	45.6	16.5	1.0	5.6	0.8	5.5
Zchem-26	7593761	7255193	36.0	15.8	0.5	5.9	0.6	4.3
Zchem-27	7593638	7254667	27.0	16.2	1.1	4.4	1.2	6.9
Pchem-1	7598428	7250378	40.7	16.1	7.0	6.3	1.2	7.3
Pchem-2	7598874	7250427	49.6	21.3	0.6	11.6	0.0	4.8
Pchem-3	7599103	7250837	32.6	18.6	1.5	5.2	0.6	6.8
Pchem-4	7596142	7253363	367.9	30.0	17.4	34.5	1.5	31.5
Pchem-5	7597197	7254937	71.7	26.0	0.5	8.6	1.1	3.2
Pchem-6	7596789	7254601	19.7	14.7	3.5	9.1	0.7	10.2
Pchem-7	7596564	7254198	30.0	18.0	0.6	7.0	0.5	4.1
Pchem-8	7596349	7253704	38.6	18.7	0.9	10.4	0.5	5.6
Pchem-9	7595789	7256203	97.8	12.4	13.9	22.3	2.9	45.1
Pchem-10	7595872	7255691	20.1	14.0	2.8	9.2	0.8	17.9
Pchem-11	7595587	7255274	58.0	23.0	4.7	18.9	0.3	12.6
Pchem-12	7595267	7254876	70.0	20.9	1.3	6.1	0.9	2.1
Pchem-13	7594759	7254878	79.3	27.9	7.1	24.7	1.2	13.3
Pchem-14	7596009	7244606	40.0	21.1	8.5	19.2	0.3	19.1

Продолжение таблицы М8

Pchem-15	7596553	7244443	67.3	18.9	6.5	2.9	0.0	20.9
Pchem-16	7597053	7244296	59.3	17.9	2.1	7.5	0.0	8.5
Pchem-17	7597522	7244224	20.0	11.7	0.8	3.0	1.6	5.3
Pchem-18	7597942	7244181	38.6	16.9	1.5	4.5	1.6	6.2
Pchem-19	7593560	7240485	64.3	22.9	0.8	5.6	0.7	5.2
Pchem-20	7594051	7239354	31.3	21.8	0.3	2.2	0.5	2.6
Референтные уровни содержания тяжелых металлов для различных наборов рекомендаций, мг/кг (Long et al., 1998; MacDonald et al., 2000)								
Набор рекомендаций (SQGs)			Cr	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb
TEL предел порогового эффекта			37	18	36	123	0.6	35
PEL предел вероятного эффекта			90	36	197	315	3.5	91
ERL пороговый диапазон эффектов			80	30	70	120	5	35
ERM медианный диапазон эффектов			145	50	390	270	9	110
% образцов изученных речных отложений в каждом наборе рекомендаций*								
<TEL			27	40	100	100	36	96
≥ TEL < PEL			67	58	0	0	64	4
≥ PEL			6	2	0	0	0	0
% образцов изученных речных отложений в каждом наборе рекомендаций*								
<ERL			94	98	100	100	100	96
≥ ERL < ERM			4	2	0	0	0	4
≥ ERM			2	0	0	0	0	0

Примечание: Расчет доли образцов в каждом наборе рекомендаций проводился путем подсчета количества проб, в которых содержание тяжелых металлов выше или ниже референтного уровня согласно различным рекомендациям. За 100 % принималось общее количество образцов, в которых определялось содержание тяжелых металлов (n = 47). Например, если референтный уровень порогового эффекта TEL для Cu составляет 36 мг/кг и ни в одной из изученных проб он не превышен, то процент образцов, в которых содержание металлов ниже TEL (<TEL) указывается как 100%. Соответственно доля образцов, в которых содержание тяжелых металлов выше референтного уровня TEL, но ниже уровня PEL будет составлять 0%. В свою очередь доля образцов с превышением уровня PEL будет составлять также 0%. Сравнение наборов рекомендаций TEL-PEL и ERL-ERM проводится отдельно, поскольку они предполагают различную вероятность токсикологического воздействия на донную биоту (MacDonald et al., 2000).

Таблица М9 – Значения коэффициента mERM-Q в изученных речных отложениях, определяющего совокупное биологическое воздействие на донную биоту от нескольких тяжелых металлов

Шифр пробы	Значение коэффициента ERM-Q						Средний коэффициент mERM-Q
	Cr	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb	
Zchem-1	0.26	0.33	0.002	0.02	0.18	0.05	0.14
Zchem-2	0.38	0.32	0.008	0.04	0.09	0.08	0.15
Zchem-3	0.32	0.16	0.010	0.05	0.18	0.10	0.14
Zchem-4	0.32	0.19	0.005	0.03	0.10	0.11	0.13
Zchem-5	0.53	0.42	0.013	0.06	0.26	0.06	0.22
Zchem-6	0.54	0.48	0.013	0.06	0.28	0.13	0.25
Zchem-7	0.46	0.50	0.008	0.04	0.29	0.09	0.23
Zchem-8	0.32	0.39	0.006	0.04	0.13	0.11	0.16
Zchem-9	0.29	0.44	0.002	0.02	0.05	0.03	0.14
Zchem-10	0.38	0.34	0.007	0.02	0.17	0.04	0.16
Zchem-11	0.24	0.59	0.002	0.02	0.06	0.04	0.16
Zchem-12	0.49	0.43	0.006	0.05	0.23	0.08	0.22
Zchem-13	0.18	0.50	0.006	0.01	0.09	0.03	0.13
Zchem-14	0.29	0.28	0.001	0.02	0.06	0.03	0.11
Zchem-15	0.39	0.32	0.007	0.05	0.07	0.08	0.15
Zchem-16	0.19	0.38	0.001	0.01	0.05	0.05	0.11
Zchem-17	0.20	0.39	0.001	0.02	0.05	0.05	0.12
Zchem-18	0.16	0.36	0.002	0.02	0.04	0.03	0.10
Zchem-19	0.29	0.95	0.003	0.02	0.07	0.08	0.24
Zchem-20	0.32	0.39	0.006	0.04	0.09	0.33	0.2
Zchem-21	0.29	0.32	0.003	0.02	0.05	0.04	0.12
Zchem-22	0.37	0.42	0.012	0.06	0.11	0.12	0.18
Zchem-23	0.34	0.39	0.009	0.07	0.06	0.05	0.15
Zchem-24	0.36	0.47	0.002	0.02	0.06	0.02	0.15
Zchem-25	0.31	0.33	0.003	0.02	0.09	0.05	0.13
Zchem-26	0.25	0.32	0.001	0.02	0.07	0.04	0.12
Zchem-27	0.19	0.32	0.003	0.02	0.13	0.06	0.12
Pchem-1	0.28	0.32	0.018	0.02	0.14	0.07	0.14
Pchem-2	0.34	0.43	0.002	0.04	0.00	0.04	0.14
Pchem-3	0.22	0.37	0.004	0.02	0.06	0.06	0.12
Pchem-4	2.54	0.60	0.045	0.13	0.17	0.29	0.63
Pchem-5	0.49	0.52	0.001	0.03	0.13	0.03	0.20
Pchem-6	0.14	0.29	0.009	0.03	0.08	0.09	0.11
Pchem-7	0.21	0.36	0.001	0.03	0.06	0.04	0.12
Pchem-8	0.27	0.37	0.002	0.04	0.05	0.05	0.13
Pchem-9	0.67	0.25	0.036	0.08	0.33	0.41	0.30
Pchem-10	0.14	0.28	0.007	0.03	0.09	0.16	0.12
Pchem-11	0.40	0.46	0.012	0.07	0.04	0.11	0.18
Pchem-12	0.48	0.42	0.003	0.02	0.10	0.02	0.17
Pchem-13	0.55	0.56	0.018	0.09	0.14	0.12	0.25

Продолжение таблицы М9

Pchem-14	0.28	0.42	0.022	0.07	0.03	0.17	0.17
Pchem-15	0.46	0.38	0.017	0.01	0.00	0.19	0.18
Pchem-16	0.41	0.36	0.005	0.03	0.00	0.08	0.15
Pchem-17	0.14	0.23	0.002	0.01	0.18	0.05	0.10
Pchem-18	0.27	0.34	0.004	0.02	0.17	0.06	0.14
Pchem-19	0.44	0.46	0.002	0.02	0.08	0.05	0.18
Pchem-20	0.22	0.44	0.001	0.01	0.06	0.02	0.12

Примечание: Значения коэффициента mERM-Q с точки зрения вероятности токсичности для донной биоты подразделяются на четыре класса: $mERM-Q < 0.1$, 9% вероятности токсичности; $0.1-0.5$, 21% вероятности токсичности; $0.5-1.5$, 49% вероятности токсичности; и $mERM-Q > 1.5$, 76% вероятности токсичности (Long, MacDonald, 1998; Long et al., 2006; Hu et al., 2013; Liao et al., 2017).

Приложение Н (Справочное). Содержание радиоактивных элементов в континентальной земной коре и различных типах горных пород.

Таблица Н1 – Кларки радионуклидов в континентальной коре

№ п/п	Слой континентальной коры	^{238}U (^{226}Ra)	^{232}Th	^{40}K	^{238}U (^{226}Ra)	^{232}Th	^{40}K	Источник
		г/т	г/т	г/т	Бк/кг	Бк/кг	Бк/кг	
1	Литосфера (в целом)	2.6	12	2.5	32.5	48.8	655	Иванов, В. В. Экологическая геохимия элементов: Справочник / В. В. Иванов. – М.: Недра, 1994. – 304 с.
2	Верхняя континентальная кора	2.5	9.3	2.23	31.3	37.9	591	Григорьев, Н. А. О кларковом содержании химических элементов в верхней части континентальной коры / Н. А. Григорьев // Литосфера. – 2002. – № 1. – С. 61-71.
3	Верхняя континентальная кора	2.5	10	2.86	31.3	40.7	758	Wedepohl, K. H. The composition of the Continental Crust / K. H. Wedepohl // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1995. – Vol. 59 (7). – P. 1217-1232.
4	Верхняя континентальная кора	2.8	10.7	3.36	35.0	43.6	891	Taylor, S. R. Planetary crusts: Their composition, origin and evolution / S. R. Taylor, S. M. McLennan. – Cambridge: Cambridge University Press, 2009. – 400 p.
5	Средняя континентальная кора	1.1	4.2	1.32	13.8	17.1	350	
6	Верхняя континентальная кора	2.7	10.5	2.8	33.8	42.7	743	Rudnick, R. L. Composition of the Continental Crust. Treatise on Geochemistry / R. L. Rudnick, S. Gao. - Oxford: Elsevier, 2014. – 51 p.
7	Средняя континентальная кора	1.3	5.6	1.81	16.3	22.8	480	
8	Верхняя континентальная кора	2.8	10.7	2.8	35.0	43.5	743	Evaluation of guidelines for exposures to technologically enhanced naturally occurring radioactive materials committee on evaluation of EPA guidelines for exposure to naturally occurring radioactive material. - Washington (DC): National Academies Press, 1999. – 294 p.

Таблица Н2 – Кларки радионуклидов в различных типах горных пород и почвах

№ п/п	Тип пород	^{238}U (^{226}Ra)	^{232}Th	^{40}K	^{238}U (^{226}Ra)	^{232}Th	^{40}K	Источник
		г/т	г/т	г/т	Бк/кг	Бк/кг	Бк/кг	
1	Пески и песчаники	2.3	7.8	1.76	28.8	31.7	467	Григорьев, Н. А. О кларковом содержании химических элементов в верхней части континентальной коры / Н. А. Григорьев // Литосфера. – 2002. – № 1. – С. 61-71.
2	Глины и глинистые сланцы	4.5	10	2.73	56.3	40.7	724	
3	Карбонаты	2.1	2.4	0.46	26.3	9.8	122	
4	Базальты	0.86	2.7	0.77	10.8	11.0	204	
5	Граниты	3.9	18	3.58	48.8	73.2	949	
6	Базальты	0.7	2.3	-	8.8	9.4	-	Смыслов, А. А. Уран и торий в земной коре / А. А. Смыслов. – Л.: Недра, 1974. – 231 с.
7	Граниты	4.5	18	-	56.3	73.3	-	
8	Пески, алевриты	2.5	8.0	-	31.3	32.6	-	
9	Глинистые сланцы, глины	3.3	11.1	-	41.3	44.8	-	
10	Известняки	1.7	1.8	-	21.3	7.3	-	
11	Донные отложения - пески	3.0	1.3	-	37.5	5.3	-	
12	Донные отложения - алевриты	2.3	2.8	-	28.8	11.4	-	
13	Донные отложения - ракушечник	1.5	-	-	18.8	-	-	Evaluation of guidelines for exposures to technologically enhanced naturally occurring radioactive materials committee on evaluation of EPA guidelines for exposure to naturally occurring radioactive material. – Washington (DC): National Academies Press, 1999. – 294 p.
14	Песчаники	<1	<2	<1	<12.5	<8.1	<265	
15	Глинистые сланцы	3.7	12	2.7	46.3	48.8	716	
16	Карбонаты	2	2	0.3	25	8.1	80	
17	Базальты	0.5-1	3-4	0.8	6.3-12.5	12.2-16.3	212	
18	Граниты	3	17	4	37.5	70	1061	
19	Почвы – Мир в целом	1.8	9	1.5	22.5	36.6	398	UNSCEAR. Sources and effects of ionizing radiation. Report to the General Assembly with Annexes. – New York: United Nations, 2000. – 659 p.
20	Почвы – Российская Федерация	1.52	6.6	1.96	27	30	520	
21	Почвы – Мир в целом	2.8	7.4	1.5	35	30	400	

Приложение О. Список основных публикаций автора по теме диссертации в рецензируемых изданиях.

Главы в коллективных монографиях:

1. Строение и динамика литосферы Беломорья: монография / отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2022. 239 с. – ISBN 978-5-9274-0914-3. (**Яковлев Е.Ю.** – раздел 2.5).
2. **Yakovlev E.Yu.**, Malov A.I. Selyanina S.B. Evaluation of the impact from diamond mining on the radioecological state of ecosystems of the Arctic zone (Example of Arkhangelsk region, Russia). In book: New Prospects in Environmental Geosciences and Hydrogeosciences / Edited by Haroun Chenchouni, Helder I. Chamine, Md Firoz Khan, Broder J. Merkel, Zhihua Zhang, Peiyue Li, Amjad Kallel, Nabil Khelifi. Springer International Publishing. 818 p. ISBN: 978-3-030-72542-6
3. **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinin S.V., Zykov S.B., Zykova E.N. Features of radon distribution over kimberlite pipes of the Arkhangelsk diamondiferous province: possible directions for the study of the structure near-pipe space and development of the emanometric method for the search for kimberlites. In book: Radon: Detection, Exposure and Control / Edited by Ramesh Chandra Tiwari. Series: Earth Sciences in the 21st Century. Hauppauge, NY: Nova Science Publishers. 2020. 330 p. ISBN: 978-1-53616-791-7.
4. Danilov K.B., **Yakovlev E.Yu.**, Afonin N.Yu. Diamond Deposits of the European arctic of Russia: problems of the kimberlites exploration, limits of conventional methods and new approaches. In book: The Arctic current issues and challenges / Edited by Oleg S. Pokrovsky, Sergey N. Kirpotin, Alexander I. Malov. Hauppauge, NY: Nova Science Publishers. 2020. 425 p. ISBN: 978-1-53617-306-2.
5. Zykov S.B., Druzhinin S.V., **Yakovlev E.Yu.**, Zykova E.N. Radionuclides in sea ecosystems of the western sector of the Russian Arctic. In book: The Arctic current issues and challenges / Edited by Oleg S. Pokrovsky, Sergey N. Kirpotin, Alexander I. Malov. Hauppauge, NY: Nova Science Publishers. 2020. 425 p. ISBN: 978-1-53617-306-2.

Статьи в рецензируемых научных журналах, входящих в список ВАК, Web of Science, Scopus:

1. **Yakovlev E.Yu.**, Puchkov A.V., Druzhinin S.V. Natural and anthropogenic radionuclides in bottom sediments of flooded delta lakes of the Pechora river (Arctic ocean Basin) // Environmental Earth Sciences. 2026. Vol. 85, № article 87.
2. Лукошкова А.А., **Яковлев Е.Ю.**, Пучков А.В., Каверин Д.А., Липкина А.Е. Радиоактивные элементы в почвах и растительности островных территорий Российской Арктики (остров Мейбел, остров Северный, остров Колгуев) // Радиация и риск (Бюллетень Национального радиационно-эпидемиологического регистра). 2026. Т. 35, № 1. С. 53-63.
3. Орлов А.С., **Яковлев Е.Ю.**, Зубов И.Н. Влияние осушения на распределение радионуклидов в торфяных залежах верховых болот Архангельской области / А. С. Орлов, Е. Ю. Яковлев, И. Н. Зубов // Химия твердого топлива. 2026. № 1. С. 55-63.
4. Каверин Д.А., Хлопцова Д.Д., Грачева Т.А., Коробицына Р.Д., **Яковлев Е.Ю.** Особенности формирования и морфологического строения тундровых почв островов Баренцева моря // География и природные ресурсы. 2026. Т. 47, № 1. С. 76-88.

5. **Яковлев Е.Ю.**, Токарев И.В., Дружинин С.В., Зыков С.Б., Орлов А.С. Оценка радиационных параметров подземных вод с повышенным изотопным отношением $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (на примере Ленинградской области и южной Карелии, Северо-Запад России) // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2025 (в печати).
6. Tokarev I.V., **Yakovlev E.Yu.**, Borodulina G.S., Druzhinin S.V., Puchkov A.V., Zikov S.B. Climatic drivers of extreme uranium isotope disequilibrium ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) in groundwaters of northwestern Russia // Hydrogeology Journal. 2025. Vol. 33. P. 1307-1324.
7. Puchkov A.V., **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinin S.V., Zikov S.B., Bykov V.M., Klimovskiy. Natural radionuclides and oil products in river sediments and assessment of their impact on health in areas of intensive oil production (Timan-Pechora province of North-West Russia) // Environmental Geochemistry and Health. 2025. Vol. 47, № article 409.
8. Danilov K.B., **Yakovlev E.Yu.**, Puchkov A.V., Kotorin A.S., Bykov V.M. The deep structure of the kimberlite pipe Volchya in the Arkhangelsk diamond province and controlling faults based on passive seismic and radiological methods (Northwest Russia) // Applied Sciences. 2025. Vol. 15. № article 657.
9. Lukoshkova A.A., **Yakovlev E.Yu.**, Puchkov A.V., Lipkina A.E., Orlov A.S., Bykov V.M., Lapikov P.I. The distribution of radioactive elements in peatlands of the island territories of the Russian Arctic (using the example of Kolguev Island) // Pollution. 2025. Vol. 11. P. 1338-1349.
10. Puchkov A.V., **Yakovlev E.Yu.** Radiation parameters of the peat bog due to permafrost conditions variations: a case study of the Oma river basin of the Nenets Autonomous Okrug, Northwest of Russia // Geography, Environment, Sustainability. 2025. Vol. 18. P. 32-42.
11. Iglovsky S.A., Bazhenov A.V., **Yakovlev E.Yu.** Spatial distribution of natural and artificial radionuclides in urban soils and bottom sediments of Monchegorsk Lakes: Russia // Pollution. 2025. Vol. 11. № 2. P. 229-245.
12. Орлов А.С., Зубов И.Н., **Яковлев Е.Ю.**, Пономарева Т.Н., Селянина С.Б. Влияние осушения на физико-химические параметры торфяной залежи и химический состав торфа верхового бореального болота // Химия твердого топлива. 2025. № 3. С. 22-30.
13. Puchkov A.V., **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinina A.S., Druzhinin S.V. Distribution of ^{137}Cs specific activity in river sediments of the Barents Sea basin (Nenets Autonomous Okrug, Russian Arctic) // Environmental Monitoring and Assessment. 2024. Vol. 196. № article 709.
14. Lukoshkova A.A., **Yakovlev E.Yu.**, Orlov A.S. The geochemistry of strontium-90 in peatlands of the European subarctic of Russia // Pollution. 2024. Vol. 10. P. 808-818.
15. Пучков А.В., **Яковлев Е.Ю.**, Дружинин С.В. Оценка содержания Ra-226 и Ra-228 в донных отложениях рек Колвы и Усы (Большеземельская тундра Ненецкого автономного округа и Республики Коми) // Экология и промышленность России. 2024. Т. 28, № 4. С. 46-51.
16. **Yakovlev E.Yu.**, Puchkov A.V., Druzhinin S.V. Evaluation of current natural and anthropogenic radionuclide activity in coastal area bottom sediments of the Barents Sea (North of the Kola Peninsula) // Marine Pollution Bulletin. 2023. Vol. 182. Article № 113960.
17. **Yakovlev E.Yu.**, Tokarev I.V., Orlov A.S., Zikov S.B. Assessment of the radiation quality of groundwater with an increased uranium isotope ratio $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (Pre-Volga region, European Russia) // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2023. Vol. 332, 4963-4975.

18. **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinina A.S., Tokarev I.V., Druzhinin S.V. Ivanchenko N.L. Heavy metal concentrations and groundwater quality assessment in the territory of Leningrad oblast and Southern Republic of Karelia // *Water Resources*. 2023. Vol. 50, P. 341-345.
19. **Yakovlev E.Yu.**, Kudryavtseva A.A., Orlov A.S. Comparison of ^{210}Pb age models of peat cores derived from the Arkhangelsk Region // *Applied Sciences*. 2023. Vol. 13(18) Article № 10486.
20. **Yakovlev E.Yu.**, Orlov A.S., Kudryavtseva A.A., Zykov S.B., Zubov I.N. Assessment of the impact of anthropogenic drainage of raised peat-bog on changing the physicochemical parameters and migration of atmospheric fallout radioisotopes in Russia's Subarctic Zone // *Applied Sciences*. 2023. Vol. 13(9). Article № 5778.
21. **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinin S.V. Druzhinina A.S., Zykov S.B., Ivanchenko N.L. Trace metals in surface water of the Pechora River and its tributaries: Content, water quality and risks assessment (Arctic Ocean basin) // *Marine Pollution Bulletin*. 2023. Vol. 194. Part B. № article 115317.
22. Puchkov A.V., **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinina A.S., Druzhinin S.V. Assessing the natural and anthropogenic radionuclide activities in fish from Arctic rivers (Northwestern Russia) // *Pollution*. 2023. Vol. 9. Iss. 3. P. 1098-1116.
23. Puchkov A.V., **Yakovlev E.Yu.** Activity concentrations of Cs-137, Sr-90, Am-241, Pu-238, and Pu-239+240 and an assessment of pollution sources based on isotopic ratio calculations and the HYSPLIT model in tundra landscapes (Subarctic Zone of Russia) // *Applied Sciences*. 2023. Vol. 13. Iss. 23. № article 12952.
24. **Яковлев Е.Ю.**, Кудрявцева А.А., Орлов А.С. Моделирование нисходящего переноса ^{210}Pb на примере естественного торфяника Европейской Субарктики России: Модель IP-CRS // *Вестник Геонаук*. 2023. №7. С. 43-51.
25. Пучков А.В., **Яковлев Е.Ю.** Особенности накопления и миграции техногенных радионуклидов Cs-137 и Sr-90 в тундровых ландшафтах Российской Арктики (на примере бассейна реки Несь, Канинская тундра) // *Вестник Геонаук*. 2023. № 1 (337). С. 42-51.
26. Игловский С.А., Баженов А.В., **Яковлев Е.Ю.** Особенности пространственного распределения ^{137}Cs , ^{40}K , ^{226}Ra , ^{232}Th в почвах г. Полярные Зори (Мурманская область) // *Вестник геонаук*. 2023. № 10 (346). С. 51-57.
27. Iglovsky S.A., **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinina A.S., Tokarev I.V. Permafrost conditions of the Subpolar Urals based on studies of lateral moraine peatlands // *Polar Geography*. 2023. Vol. 46 (4). P. 228-245.
28. Игловский С.А., Баженов А.В., **Яковлев Е.Ю.** Пространственное распределение ^{137}Cs , ^{40}K , ^{226}Ra , ^{232}Th в почвах г. Оленегорск (Мурманская область) // *Почвы и окружающая среда*. 2023. № 4. е225.
29. Danilov K.B., **Yakovlev E.Yu.**, Afonin N.Y., Druzhinin S.V. Deep structure of the Verkhnetovskaya kimberlite pipe in the Arkhangelsk diamondiferous province according to passive seismic and radiological methods // *Geophysical Prospecting*. 2023. Vol. 71 (9). P. 1873-1885.
30. Орлов А.С., Зубов И.Н., **Яковлев Е.Ю.**, Богданович Н.И. Оценка связывания Cs-137 верховым торфом Европейского севера России // *Химия твердого топлива*. 2023. №5. - С. 50-54.
31. **Яковлев Е.Ю.**, Дружинин С.В., Дружинина А.С., Зыков С.Б., Иванченко Н.Л. Сезонная динамика содержания тяжелых металлов и оценка загрязнения воды в реке Северная Двина (Архангельск) // *Арктика: экология и экономика*. 2023. Том 13. № 2. С. 223-233.
32. Игловский С.А., Баженов А.В., Кряучунас В.В., **Яковлев Е.Ю.** Особенности пространственного распределения ^{137}Cs , ^{40}K , ^{226}Ra , ^{232}Th в почвах города Кировска (Мурманская область) // *Арктика: экология и экономика*. 2023. № 3. С. 473-481.

33. Пучков А.В., Дружинина А.С., **Яковлев Е.Ю.**, Дружинин С.В. Накопление радионуклидов в рыбе из рек северо-западного сектора Российской Арктики // Арктика: экология и экономика. 2023. Том 13. № 1. С. 127-137.
34. **Yakovlev E.Yu.**, Puchkov A.V., Malkov A.V., Bedrina D.D. Assessment of heavy metals distribution and environmental risk parameters in bottom sediments of the Pechora River estuary (Arctic Ocean Basin) // Marine Pollution Bulletin. 2022. Vol. 182. Article № 113960.
35. **Yakovlev E. Yu.**, Orlov A.S., Kudryavtseva A.A., Zykov S.B. Estimation of physicochemical parameters and vertical migration of atmospheric radionuclides in a raised peat bog in the Arctic zone of Russia // Applied Sciences. 2022. Vol. 12(21). Article № 10870.
36. Puchkov A.V., Berezina E.V., **Yakovlev E.Yu.**, Hasson N, Druzhinin S.V., Tyshov A.S., Lapikov P.I. Ushakova E.V., Koshelev L.S. Radon flux density in conditions of permafrost thawing: simulation experiment // Geography Environment Sustainability. 2022. Vol. 15. № 3. P. 5-18.
37. **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinina A.S., Zykova E.N., Zykov S.B., Ivanchenko N.L. Assessment of heavy metal pollution of the snow cover of the Severodvinsk industrial district (NW Russia) // Pollution. 2022. Vol. 8. Is. 4. P. 1274-1293.
38. **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinina A.S., Druzhinin S.V., Zykov S.B., Ivanchenko N.L. Assessment of trace metal contamination and water quality of surface waters in the area surrounding the Lomonosov diamond deposit (NW Russia) // Pollution. 2022. Vol. 8. Is. 4. P. 1196-1215.
39. **Yakovlev E.Yu.**, Zykova E.N., Zykov S.B., Druzhinina A.S., Ivanchenko N.L. Evaluation of heavy metal pollution of snow and groundwater on the territory of suburban community garden plots of the Arkhangelsk agglomeration (Northwest Russia) // Pollution. 2022. Vol. 8. Is. 4. P. 1448-1473.
40. Iglovsky S.A., Lubas A.A., **Yakovlev E.Yu.** New Data on Paleogeography of Quaternary Coast Sediments of the Rivers of the European North of Russia Using Isotope-Geochemical Methods // Applied Sciences. 2022. Vol. 12(14). № article 6988.
41. Tokarev I.V, Rumyantsev V.A., Rybakin V.N., **Yakovlev E.Yu.** Inflow of surface and groundwater to Lake Ladoga based on stable isotope (^2H , ^{18}O) composition // Journal of Great Lakes Research. 2022. Vol. 48. P. 890-902.
42. **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinina A.S., Druzhinin S.V., Zykov S.B., Ivanchenko N.L. Assessment of physical and chemical properties, health risk of trace metals and quality indices of surface waters of the rivers and lakes of the Kola Peninsula (Murmansk Region, North–West Russia) // Environmental Geochemistry and Health. 2022. Vol. 41. P. 2465-2494.
43. **Яковлев Е.Ю.**, Кудрявцева А.А., Орлов А.С. Сравнение моделей ^{210}Pb -датирования применительно к торфяным отложениям Европейской Субарктики России (на примере Архангельской области) // Вестник геонаук. 2022. №. 11. С. 35-42.
44. Лукошкова А.А., **Яковлев Е.Ю.**, Орлов А.С. Удельная активность и особенности вертикальной миграции стронция-90 в торфянике Мурманской области // Вестник Геонаук. 2022. № 5 (329). С. 21-25.
45. **Яковлев Е.Ю.**, Дружинина А.С., Дружинин С.В., Иванченко Н.Л. Оценка воздействия промышленных выбросов на качество поверхностных вод Кольского полуострова // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 6. С. 88-101.
46. Токарев И.В., Исаков В.А., Исакова Т.Н., **Яковлев Е.Ю.** Результаты применения изотопных методов при картировании листа Q-39 (Нарьян-Мар) // Разведка и охрана недр. 2022. № 9. С. 25-30.

47. Баженов А.В., Игловский С.А., **Яковлев Е.Ю.** Техногенная радиоактивность почв в районе маяка «Моржовский» (остров Моржовец, Архангельская область) // Почвы и окружающая среда. 2022. Том 5. № 4. с193.
48. Баженов А.В., **Яковлев Е.Ю.**, Игловский С.А., Дружинин С.В. Радиоэкологические исследования городских почв в Архангельской области // Почвы и окружающая среда. 2022. № 5(3). С. 1-12
49. Токарев И.В., **Яковлев Е.Ю.**, Зыков С.Б., Зими́на И.А. Неравновесный уран ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) водных объектов и климатические вариации: океанический резервуар // Геохимия. 2021. Т. 66, № 9. С. 857-864.
50. **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinin S.V., Ocheretenko A.A., Druzhinina A.S., Spirov R.K., Mishchenko E.V., Zhukovskaya E.V. Atmospheric fallout of radionuclides in peat bogs in the western segment of the Russian Arctic // Environmental Science and Pollution Research. 2021. Vol. 28. P. 25460-25478.
51. **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinina A.S., Druzhinin S.V., Bedrina D.D., Orlov A.S. Assessment of physicochemical parameters and metal distribution in bog peat of the western segment of the North European Part Of Russia (Arkhangelsk region) // Environmental Science and Pollution Research. 2021. Vol. 28. P. 300-313.
52. **Yakovlev E.Yu.**, Puchkov A.V. Radon over kimberlite pipes: estimation of the emanation properties of rocks (Lomonosov diamond deposit, NW Russia) // Applied Sciences. 2021. Vol. 11. Article № 6065.
53. Puchkov A.V., **Yakovlev E.Yu.**, Hasson N, Sobrinho G., Tsykareva Y.V., Tyshov A.S., Lapikov P.I. Ushakova E.V. Radon hazard in permafrost conditions: current state of research // Geography Environment Sustainability. 2021. Vol. 14. № 4. P. 93-104.
54. **Yakovlev E.Yu.**, Puchkov A.V. Radon over kimberlite: surface field experiments and calculations of vertical diffusion (Arkhangelsk diamondiferous province, NW Russia) // Applied Sciences. 2021. Vol. 13. Article № 11765.
55. **Yakovlev E.Yu.**, Tokarev I.V., Zykov S.V., Iglovsky S.A., Ivanchenko N.L. Isotope Signs ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^2H , ^{18}O) of groundwater: an investigation of the existence of paleo-permafrost in European Russia (Pre-Volga region) // Water. 2021, Vol. 13. Article № 1838.
56. **Yakovlev E.Yu.**, Puchkov A.V., Bykov V.M. Assessing the natural and anthropogenic radionuclide activities of the Pechora River estuary: Bottom sediments and water (Arctic Ocean Basin) // Marine Pollution Bulletin. 2021. Vol. 172. Article № 112765.
57. Котова Е.И., Пучков А.В., **Яковлев Е.Ю.**, Иванченко Н.Л., Бедрина Д.Д. Состав снежного покрова западной части Ненецкого автономного округа (тяжелые металлы и радиоактивность) // Экологический мониторинг и моделирование экосистем. 2021. Т. XXIII, № 3-4. С. 58-70.
58. Баженов А.В., **Яковлев Е.Ю.**, Дружинин С.В., Игловский С.А. Радиоэкологические исследования почв в районе разработки месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова (Архангельская область) // Почвы и окружающая среда. 2021. Т. 4. № 2.
59. Tokarev I.V., **Yakovlev E.Yu.** Non-equilibrium uranium as an indicator of global climate variations – the World Ocean and large lakes // Water. 2021. Vol. 13(24). Article № 3514.
60. Danilov K.B, **Yakovlev E.Yu.**, Afonin N.Yu. Study of Deep Structure of the Kimberlite Pipe Named After M. Lomonosov of the Arkhangelsk Diamondiferous Province Obtained by Joint Using of Passive Seismic and Radiometric Methods // Pure and Applied Geophysics. 2021. Vol. 178 (10). P. 3933-3952.
61. **Yakovlev E.Yu.** Features of radioactive element distribution within the Arkhangelsk diamondiferous province: possible directions for development of isotope–radiogeochemical methods for kimberlite prospecting in complex landscape–geology and

- climate conditions of the subarctic zone // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. 2020. Vol. 20 (3). P. 269-279.
62. **Yakovlev E.Yu.**, Malov A.I., Druzhinin S.V., Zykova E.N., Malkov A.V. Bedrina D.D. Distribution of trace metals and an environmental risk assessment of the river sediments in the area of the Lomonosov diamond deposit (NW Russia) // *Environmental Science and Pollution Research*. 2020. Vol. 27. P. 35392–35415.
 63. Borodulina G., Tokarev I., Levichev M., **Yakovlev E.**, Kamensky I., Skiba V. Paleoenvironmental reconstruction for mineral groundwater area Marcial Waters (Lake Onega catchment) // *Limnology and Freshwater Biology*. 2020. №4. С. 472-473
 64. **Yakovlev E.Yu.**, Malov A.I., Druzhinin S.V., Zykova E.N., Orlov A.S. Transformation of the radionuclides composition of river sediments in the area of the exploited Lomonosov diamond deposit (NW Russia) // *Journal of Environmental Radioactivity*. 2020. Vol. 213. P. 106142.
 65. **Yakovlev E. Yu.**, Zykova E. N., Zykov S.B., Malkov A.V., Bazhenov A.V. Heavy metals and radionuclides distribution and environmental risk assessment in soils of the Severodvinsk industrial district, NW Russia. // *Environmental Earth Sciences*. 2020. Vol. 79. Article № 218.
 66. **Yakovlev E.Yu.**, Puchkov A.V. Assessment of current natural and anthropogenic radionuclide activity concentrations in the bottom sediments from the Barents Sea // *Marine Pollution Bulletin*. 2020. Vol. 160. Article № 111571.
 67. **Yakovlev E.Yu.**, Malov A.I. Evaluation of the impact of diamond mining on the radioecological state of the arctic zone ecosystems (example of Arkhangelsk region, Russia) // *Pollution Research*. 2020. Vol. 39. Iss. 4. P. 953-965.
 68. **Yakovlev E. Yu.**, Zykova E. N., Zykov S.B., Malkov A.V., Bazhenov A.V. Heavy metals and radionuclides distribution and environmental risk assessment in soils of the Severodvinsk industrial district, NW Russia. // *Environmental Earth Sciences*. 2020. Vol. 79, Article № 218.
 69. **Яковлев Е.Ю.**, Очеретенко А.А., Спиров Р.К., Мищенко Е.В., Жуковская Е.В. Применение метода моделирования по типу Монте-Карло для оценки погрешностей ^{210}Pb -датирования торфяных отложений европейской субарктики России (на примере Архангельской области). // *Вестник геонаук*. 2020. № 7 (307). С. 18-28
 70. Kiselev G.P., **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinin S.V., Zykov S.B., Kiseleva I.M., Bagenov A.V. Radioactive investigation of the impact the Kostomuksha mining enterprise on the radioecological state of adjacent areas, the republic of Karelia, the Russian Federation // *Environmental Earth Sciences*. 2018. Vol. 77, Article № 264.
 71. Kiselev G.P., **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinin S.V., Galkin A.S. Local variations of the volume activity of radon over kimberlite pipes of the Arkhangelsk diamondiferous province // *Environmental Earth Sciences*. 2018. Vol. 77, Article № 568.
 72. Kiselev G.P., **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinin S.V., Zykov S.B., Bykov V.M., Ocheretenko A.A. Uranium even isotopes in kimberlites, enclosing and overburden rocks of the Zolotitskoye ore field (Arkhangelsk diamondiferous province)// *Russian Journal of Earth Sciences*. 2018. Vol. 18, Article № ES3002.
 73. Kiselev G.P., **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinin S.V., Kiseleva I.M., Bagenov A.V., Bykov V.M. Assessment of radioactivity of environmental components in the Kostomuksha State Nature Reserve // *Arctic Environmental Research*. 2018. №18 (1). С. 3-13. DOI 10.17238/issn2541-8416.2018.18.1.3
 74. Киселев Г.П., **Яковлев Е.Ю.**, Дружинин С.В., Галкин А.С. Распределение радиоактивных изотопов в породах и рудах трубки Архангельская Архангельской алмазоносной провинции // *Геология рудных месторождений*. 2017. Том 59. № 5. С. 401-418.

75. Kiselev G.P., Danilov K.B., **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinin S.V. Radiometric and seismic study of Chidvinskaya kimberlite pipe (Arkhangelsk diamondiferous province, North of the East European Craton, Russia) // *Geofisica Internacional*. 2017. Vol. 2. P. 147-155.
76. Danilov K.B., **Yakovlev E.Yu.**, Afonin N.Yu. The new approach for kimberlite pipes exploration based on passive seismic and radiometric methods (the example of the Arkhangelsk province) // *Life with ore deposits on earth, Proceedings of the 15th SGA biennial meeting*, 2019, Vol. 1-4. P. 1389-1392
77. **Yakovlev E.Yu.**, Druzhinin S.V. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ isotopic ratio as a vector to kimberlite pipes: the example of the Arkhangelsk diamondiferous province, Russia // *Mineral resources to discover, Proceedings of the 14th SGA biennial meeting*, 2017. Vol. 1-4., P. 1595-1597.
78. Киселев Г.П., Данилов К.Б., **Яковлев Е.Ю.**, Дружинин С.В. Радиометрические и сейсмометрические исследования кимберлитовой трубки Чидвинская (Архангельская алмазоносная провинция) // *Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле*. 2016. № 2 (30). С. 43-53.
79. **Яковлев Е.Ю.**, Киселев Г.П., Дружинин С.В. Неравновесный уран в кимберлитах и вмещающих породах трубки Пионерская месторождения им. М.В. Ломоносова // *Вестник Северного (Арктического) федерального университета. Серия: Естественные науки*. 2016. №1. С. 19-28.
80. **Яковлев Е.Ю.**, Киселев Г.П., Дружинин С.В., Зыков С.Б. Исследование фракционирования изотопов урана (^{234}U , ^{238}U) в процессе образования кристаллов льда // *Вестник Северного (Арктического) федерального университета. Серия: Естественные науки*. 2016. № 3. С. 15-23.

Приложение П. Список реализованных в рамках диссертационной работы научных проектов

Гранты Президента Российской Федерации для молодых ученых:

1. Грант Президента РФ МК-4298.2022.1.5 «Совершенствование методики датирования торфяных отложений по неравновесному свинцу ^{210}Pb » (2022-2023 гг., **руководитель**);
2. Грант Президента РФ № МК-1919.2020.5 «Оценка последствий совокупного влияния горнотехнической деятельности и климатических изменений на водные ресурсы арктической зоны Российской Федерации (на примере Архангельской и Мурманской областей)» (2020-2021 гг., **руководитель**).

Гранты Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ):

3. РФФИ № 20-35-70060 «Исследование условий продуцирования повышенных концентраций радона в осадочном чехле областей развития кимберлитового магматизма (на примере Архангельской алмазоносной провинции)» (2020-2021, **руководитель**);
4. РФФИ №19-55-04001 «Накопление и миграция радионуклидов атмосферных выпадений в торфяно-болотных экосистемах Европейской субарктики России и Белорусского Полесья» (2019-2021 гг., **руководитель**)
5. РФФИ № 16-35-00153 «Механизмы формирования изотопного состава урана алмазоносных и вмещающих пород кимберлитовых трубок Золотицкого поля Архангельской алмазоносной провинции» (2016-2017 гг., **руководитель**)
6. Грант РФФИ №18-05-60151 «Влияние алмазодобывающей деятельности на состояние биогеоценозов Арктической зоны РФ (на примере Европейского Севера)» (2018-2020, исполнитель);
7. Грант РФФИ № 20-05-00045 «Анализ мульти-изотопными и геохимическими методами процессов эволюции подземных вод прибрежной территории в контексте кардинальных климатических и техногенных изменений в плейстоцене-голоцене (на примере Юго-Восточного Беломорья)» (2020-2022, исполнитель);
8. Грант РФФИ № 18-05-01041 «Биогеохимические процессы на границе раздела река - море в Европейской субарктике: экосистемный подход» (2018-2020, исполнитель)

Гранты Российского научного фонда (РНФ):

9. РНФ №20-77-10057 «Диагностика деградации мерзлоты на базе изотопных трассеров ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $\delta^{18}\text{O}+\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}+^{14}\text{C}$) (2020-2023, **руководитель**);
10. РНФ № 23-77-50009 (продление) «Диагностика деградации мерзлоты на базе изотопных трассеров ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $\delta^{18}\text{O}+\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}+^{14}\text{C}$) (2023-2025, **руководитель**);
11. РНФ № 23-27-10022 «Контролирующие структуры трубок взрыва по данным пассивных сейсмических и радиометрических методов (на примере Архангельской алмазоносной провинции)» (2023-2024, исполнитель)

Прочие научные гранты:

12. Грант Проектного офиса развития Арктики № 245-Г «Техногенная радиоактивность объектов окружающей среды бассейна реки Несь (Ненецкий автономный округ): уровень загрязнения, источники, прогноз» (2022, **руководитель**);

13. Грант Правительства Архангельской области №13-2015-03а «Исследование изотопов урана ^{234}U , ^{238}U в кимберлитах месторождения им. М.В. Ломоносова» (2015, **руководитель**).

**Проекты базового финансирования лаборатории экологической радиологии
(темы фундаментальных научно-исследовательских работ – ФНИР):**

14. Тема ФНИР «Особенности миграции элементов и их изотопов в абиотических компонентах окружающей среды Западного сектора Российской Арктики в условиях климатических и техногенных изменений» (2022-2024, **ответственный исполнитель**), № государственной регистрации 122011300333-1;
15. Тема ФНИР «Комплексные изотопно-геохимические исследования качества природной среды и идентификация процессов ее трансформации на приморских территориях Европейского Севера в современности и в прошлом» (2019-2021, **ответственный исполнитель**), № государственной регистрации 122011900071-6;
16. Тема ФНИР «Комплексные геоэкологические и радиологические исследования района добычи алмазов в Юго-Восточном Беломорье» (2018-2020, исполнитель), № государственной регистрации АААА-А18-118012390242-5;
17. Тема ФНИР «Эволюция островных и материковых территорий Европейского сектора Арктики под влиянием природных и антропогенных факторов» (2016-2018, исполнитель), № государственной регистрации АААА-А16-116052710105-1;
18. Тема ФНИР «Радиоизотопные исследования природных и техногенных процессов трансформации окружающей среды Европейского Севера» (2015-2017, исполнитель), № государственной регистрации АААА-А16-116052710106-8);
19. Тема ФНИР «Исследование естественных и техногенных радиоактивных систем в прибрежных почвах, донных осадках и в воде крупных озер Европейского Севера и Арктики России» (2015-2017, исполнитель), № государственной регистрации АААА-А17-117033010127-8;
20. Тема ФНИР «Исследования систем радиоактивных изотопов в экзогенных процессах на северо-западе России» (2012-2014, исполнитель), № государственной регистрации 01201256205.

Научно-исследовательские работы по договорам:

21. Научно-исследовательская работа «Мониторинг радиологических показателей питьевых подземных вод, загрузки из фильтрационных колонн водоочистных сооружений, воздуха в помещениях водоочистных сооружений Ломоносовского ГОКа» по договору от 12.12.2024 №145-04-24-СА (2024, **руководитель**);
22. Научно-исследовательская работа «Исследования многолетней динамики изотопно-геохимических параметров питьевых подземных вод Южного водозабора Ломоносовского ГОКа» по договору от 15.06.2023 г. №109-06-23-СА (2023, **руководитель**);
23. Научно-исследовательская работа «Исследования многолетней динамики гидрохимических и радиационных параметров питьевых подземных вод Южного водозабора для оптимизации условий промывки фильтров водоочистных сооружений Ломоносовского ГОКа» по договору от 18.04.2022 г. № 20-05-22-СА (2022, **руководитель**);

24. Научно-исследовательская работа «Исследование динамики радионуклидного и химического состава питьевых подземных вод при многолетней эксплуатации водозабора Ломоносовского ГОКа» по договору от 20.05.2020 г. №58-05-20-СА (2020, **руководитель**);
25. Научно-исследовательская работа «Определение мощности амбиентной эквивалентной дозы (МЭД) гамма излучения в контрольных точках и определение плотности потока радона (ППР) для разработки проектной документации на реконструкцию объекта капитального строительства «Системы водоснабжения», расположенного по адресу: поселок Пинега, Пинежский район, Архангельская область» по договору от 30.09.2020 г. № 1/20 (2020, **руководитель**);
26. Научно-исследовательская работа «Исследование закономерностей изменения радиационных показателей питьевых вод для водоснабжения Ломоносовского ГОКа» по договору от 20.03.2019 № 132-03-19-СА (2019, исполнитель);
27. Научно-исследовательская работа «Исследование закономерностей трансформации радионуклидного и химического состава питьевых подземных вод при длительной эксплуатации Южного водозабора» по договору от 20.03.2018 г. № 83-03-18-СА (2018, исполнитель);
28. Научно-исследовательская работа «Исследования особенностей формирования радионуклидного состава питьевых подземных вод при длительной эксплуатации Южного водозабора» по договору от 11.04.2017 г. № 44-04-17-СА (2017, исполнитель);
29. Научно-исследовательская работа «Выполнение научно-исследовательских работ по оценке возможности выявления кимберлитовых тел методами гамма-спектрометрической и радоновой съемок в геологических условиях Черноозерской лицензионной площади (участки недр «Черноозёрский-1» и «Черноозерский-2») по договору от 20.07.2017 г. № 93-07-17-СА (2017, исполнитель);
30. Научно-исследовательская работа «Исследования изотопного состава питьевых подземных вод и особенностей формирования радиологических характеристик при эксплуатации Южного водозабора» по договору от 25.02.2016 г. № 0450216–СА (2016, исполнитель);
31. Научно-исследовательская работа «Проведение наземной гамма-спектрометрической и радоновой съемок в пределах лицензионной площади месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова» по договору от 21.06.2016 г. № 0310616-СА (2016, исполнитель);
32. Научно-исследовательская работа «Мониторинговые наблюдения за изотопным составом и формированием радиологических характеристик питьевых подземных вод при эксплуатации Южного водозабора» по договору от 15.01.2015 № 0170215-СА (2015, исполнитель);
33. Научно-исследовательская работа «Радиологические исследования подземных вод и атмосферного воздуха для оценки радоноопасности района южного водозабора» по договору от 15.01.2014 г. № 0250214–СА (2014, исполнитель).

Приложение Р. Список научных конференций, на которых были доложены результаты исследований по диссертации

Результаты диссертационного исследования обсуждались в рамках следующих научных мероприятий: XIV Международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование «MARESEDU-2025» (ИО РАН, Москва, 2025); Молодежная научная школа-конференция «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии», посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и акад. РАН Ф.П. Митрофанова (Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2024; Апатиты, КНЦ РАН, 2025); XXVIII Международный молодежный научный симпозиум имени академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск, ТПУ, 2024); Всероссийская конференция с международным участием «III Юдахинские чтения» (Архангельск, ФИЦКИА УрО РАН, 2024); IV Международная молодежная научно-практическая конференция «Арктические исследования: от экстенсивного освоения к комплексному развитию» (Архангельск, САФУ, 2024); Международная научная конференция «Радиобиология и экологическая безопасность» (Гомель, ИРБ НАН Беларуси, 2022, 2023, 2025 гг.); III Международная конференция «Биомониторинг в Арктике» (Архангельск, САФУ, 2022); Международная молодежная научно-практическая конференция Совета молодых ученых РАН (Сургут, СГУ, 2022); Шестая конференция геокриологов России «Мониторинг в криолитозоне» (Москва, МГУ, 2022); Круглый стол «Эволюция оледенения внутреннего Тянь-Шаня в условиях климатических изменений и техногенного воздействия на природные ресурсы» (Бишкек, ИВПиГЭ КР, 2022); III Международная конференция «Биомониторинг в Арктике» (Архангельск, САФУ, 2022); Международная научно-практическая конференция «Проблемы мониторинга и прогноза водно-энергетических ресурсов Центральной Азии в условиях изменения климата» (Бишкек, ИВПиГЭ КР, 2022, 2023 гг.); 2st International Conference of Mediterranean Geosciences Union – MedGU-22 (Марракеш, Марокко, 2022); Российская молодёжная научно-практическая Школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, ИГЕМ РАН, 2015-2022 гг.); VI Всероссийский научный молодежный геокриологический форум с международным участием «Актуальные проблемы и перспективы развития геокриологии» (Якутск, Институт мерзлотоведения СО РАН, 2021); Goldschmidt-2021 (Лион, Франция, 2021); The 7th International Conference on Water Resource and Environment – WRE 2021 (Сиань, КНР, 2021); VI Международная конференция «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека» (Томск, ТПУ, 2021); 2st International Conference of Mediterranean Geosciences Union – MedGU-21 (Стамбул, Турция, 2021); Всероссийская конференция с международным участием «Глобальные проблемы Арктики и Антарктики» (Архангельск, ФИЦКИА УрО РАН, 2020); Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием «Науки о Земле: от теории к практике – Арчиловские чтения (Чебоксары, ЧГУ, 2020); Международная научно-практическая конференция «Арктические исследования: от экстенсивного освоения к комплексному развитию» (Архангельск, ФИЦКИА УрО РАН, 2018, 2020 гг.); Goldschmidt-2020 (Гонолулу, США, 2020); Международная научная конференция «Радиобиология: современные проблемы» (Гомель, ИРБ НАН Беларуси, 2020); Всероссийская конференция с международным участием – II Юдахинские чтения (Архангельск, ФИЦКИА УрО РАН, 2019); VII Всероссийская научная конференция с международным участием «Экологические проблемы северных регионов и пути их решения» (Апатиты, ФИЦ КНЦ РАН, 2019); 15th SGA Biennial Meeting – Life with Ore Deposits on Earth (Глазго, Великобритания, 2019); 2d Conference of the Arabian Journal of Geosciences (Сус, Тунисская Республика, 2019); Межрегиональная молодежная научно-исследовательская конференция «Геоэкологические проблемы Европейского Севера и Арктики» (Архангельск, САФУ, 2018); Международная научно-практическая конференция

«Экологическая, промышленная и энергетическая безопасность» (Севастополь, СевГУ, 2017, 2018 гг.); 14th SGA Biennial Meeting – Mineral Resources to Discover (Квебек, Канада, 2017); Рабочее совещание «Научно-методические и технологические проблемы прогнозирования и поиска слабо контрастных кимберлитовых трубок на территории Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской алмазоносных провинций» (Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 2017); Международная научно-практическая конференция «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, МГРИ-РГГРУ, 2015, 2017 гг.); XV Всероссийская молодёжная научно-практическая конференция «Современные исследования в геологии» (Санкт-Петербург, СПбГУ, 2016); V Международная конференция «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека» (Томск, ТПУ, 2016); Международная межвузовская научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Молодые науки – о Земле» (Москва, МГРИ-РГГРУ, 2016, 2022 гг.); V Международная конференция молодых ученых «Водные ресурсы: изучение и управление» (Петрозаводск, ИВПС КарНЦ РАН, 2016); Всероссийская конференция с международным участием «Экология – 2015», (Архангельск, ИЭПС УрО РАН, 2015); IV Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 2015).